UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

T317.3

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DA UNIDADE
CHARNOCKÍTICA BELA JOANA, REGIÃO DE
SÃO FIDÉLIS - RJ

Inês Terezinha Soares Fernandes do Rêgo

Orientador: Prof. Dr. Mario C. H. de Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação: em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005443

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DA UNIDADE
CHARNOCKÍTICA BELA JOANA, REGIÃO DE
SÃO FIDÉLIS - RJ

Inês Terezinha Soares Fernandes do Rêgo

Orientador: Prof. Dr. Mario C. H. de Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. M.C.H.de Figueiredo
Examinadores:	Dr. V.A.V.Girardi
	Dr. R. Machado
	Dr. A.Choudhuri
	Dr. M.A.F.de Oliveira

ass.

São Paulo
1989

SUMÁRIO

	Pg.
RESUMO	xxi
ABSTRACT	xxiii
AGRADECIMENTOS	xxv
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	
I.1 - OBJETIVOS	1
I.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	1
I.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS	3
I.4 - METODOLOGIA	4
I.4.1 - Levantamento Geológico	4
I.4.2 - Análises Petrográficas	4
I.4.3 - Análises Químicas de Rochas	5
I.4.4 - Análises Químicas de Minerais	5
I.4.5 - Terminologia Utilizada	7
CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL	
II.1 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOTECTÔNICOS E ESTRATIGRAFICOS	9
II.1.a - Geotectônica	9
II.1.b - Estratigrafia	11
II.2 - ASPECTOS LITO-ESTRATIGRAFICOS DAS UNIDADES DA REGIÃO DE SÃO FIDÉLIS	13
II.2.1 - Domínio Costeiro	14

	Pg.
II.2.2 - Domínio Paraíba do Sul	17
II.2.3 - Aspectos Geocronológicos das Unidades.	18
II.2.4 - Aspectos Geológico-Evolutivos das Unidades	19
 CAPÍTULO III - GEOLOGIA LOCAL	
III.1 - UNIDADE BELA JOANA	22
III.1.1 - Domínio de Rochas Maciças	23
III.1.2 - Domínio de Rochas Foliadas	25
III.1.3 - Domínio de Rochas Gnáissicas	26
III.1.4 - Relações de Contato	29
III.1.5 - Manifestações Graníticas e Pegmatóides	31
III.1.6 - Relações Estruturais	33
III.2 - UNIDADE ANGELIM	36
III.2.1 - Tipos Litológicos	37
III.2.2.a - Parte ocidental	37
III.2.2.b - Parte oriental	40
III.3 - UNIDADE CATALUNHA	42
III.3.1 - Tipos Litológicos	43
III.3.2 - Aspectos Estruturais	45
III.4 - UNIDADE SÃO FIDÉLIS	47
III.4.1 - Tipos Litológicos	48
III.4.2 - Aspectos Estruturais	51

	Pg.
III.5 - UNIDADE SANTO EDUARDO	53
CAPÍTULO IV - PETROGRAFIA	
IV.1 - UNIDADE BELA JOANA	57
IV.1.a - Domínio de Rochas Maciças	57
IV.1.b - Domínio de Rochas Foliadas	67
IV.1.c - Domínio de Rochas Gnáissicas	72
IV.1.d - Ordem de Cristalização	78
IV.1.e - Transformações Metamórficas	79
IV.1.1 - Rochas Noríticas	81
IV.1.a. Enclaves	87
IV.1.2 - Segregações Máficas	89
IV.1.3 - Rochas Decharnockitizadas	90
IV.1.4 - Manifestações Graníticas	91
IV.1.5 - Xenólitos de Metamorfitos	92
IV.2 - UNIDADE ANGELIM	95
IV.2.a - Domínio dos Gnaisses Homogêneos	96
IV.2.b - Domínio das Rochas Gnaissificadas e Protomiloníticas	105
IV.2.c - Ordem de Cristalização	106
IV.2.d - Rochas Graníticas	107
IV.2.e - Enclaves	113
IV.3 - UNIDADE CATALUNHA	116
IV.3.a - Migmatitos Bandados	116
IV.3.b - Migmatitos Nebulíticos	126
IV.3.c - Rochas Cálcio-Silicatadas	130

	Pg.
IV.4 - UNIDADE SÃO FIDÉLIS	131
IV.4.a - Migmatitos Bandados	131
IV.4.b - Migmatitos Nebulíticos	139
IV.4.c - Rochas Cálcio-Silicatadas	142
IV.4.d - Rochas Granulíticas	143
IV.4.e - Diques Graníticos	145
IV.5 - UNIDADE SANTO EDUARDO	146
IV.5.a - Migmatitos Bandados	146
IV.5.b - Rochas Nöríticas	151
IV.5.c - Sequência Carbonática	152
CAPÍTULO V - QUÍMICA MINERAL	
V.1 - PIROXÊNIOS	157
V.2 - GRANADAS	167
V.3 - ANFIBÓLIOS	170
V.4 - BIOTITAS	173
V.5 - FELDSPATOS	182
CAPÍTULO VI - METAMORFISMO	
VI.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A MINERALOGIA PRIMÁRIA . .	190
VI.1.1 - Minerais Sálícos	190
VI.1.2 - Minerais fêmicos	193
VI.1.2.a - Bela Joana	193
VI.1.2.b - Angelim	197
VI.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS TRANSFORMAÇÕES MINERALÓ- GICAS	200

	Pg.
VI.2.1 - Minerais Sálícos	200
VI.2.1.1 - Gnaisses migmatíticos . . .	202
VI.2.2 - Minerais Fêmicos	203
VI.2.2.a - Bela Joana	203
VI.2.2.b - Angelim	208
VI.2.2.c - Gnaisses migmatíticos . . .	210
VI.3 - GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA	214
VI.3.1 - Geotermometria	215
VI.3.1.a - Geotermometria de Opx e Cpx	215
VI.3.1.b - Geotermometria de Anfib. e Plag.	219
VI.3.1.c - Geotermometria de Anfib. e Gra.	223
VI.3.1.d - Geotermometria de Gra. e Bio.	224
VI.3.2 - Geobarometria	226
VI.3.2.a - Geobarometria a Opx e Gra..	226
VI.3.2.b - Geobarometria a Gra- Plag- Al ₂ SiO ₅ -Qzo	231
VI.4 - CONDIÇÕES DO METAMORFISMO	232

CAPÍTULO VII - LITOGEOQUÍMICA

VII.1 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA UNIDADE BELA JO ANA	237
VII.2 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA UNIDADE ANGE- LIM	251

VII.3 - COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS DIFERENTES LITO TIPOS	254
VII.4 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DAS UNIDADES MIGMA- TÍTICAS	263
VII.4.1 - Unidade Catalunha	263
VII.4.2 - Unidade São Fidélis	270
VII.4.3 - Unidade Santo Eduardo	273
VII.5 - COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS DIFERENTES LITO- TIPOS	273
 CAPÍTULO VIII - PETROGÊNESE DO BELA JOANA	
VIII.1 - MODELAGEM GEOQUÍMICA ATRAVÉS DA VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES	296
VIII.2 - MODELAGEM GEOQUÍMICA ATRAVÉS DA VARIAÇÃO DOS E LEMENTOS TRAÇO	300
VIII.2.1 - Cristalização Fracionada	301
VIII.2.2 - Fusão Parcial	306
VIII.3 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A MODELAGEM GEOQUÍMICA . .	312
VIII.4 - A CORRELAÇÃO ENTRE QUIMISMO E AMBIENTE GEOTEC- TÔNICO	315
 CAPÍTULO IX - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	322
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	333

LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura I.1 - Mapa de localização	2
Figura II.1 - Mapa geológico da região de São Fidélis . .	16
Figura III.1 - Mapa de localização de amostras	24
Figura IV.1 - Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas da unidade Bela Joana, incluindo as rochas noríticas e intrusivas graníticas	59
Figura IV.2 - Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas da unidade Angelim, incluindo as intrusivas graníticas	98
Figura V.1 - Diagrama de variação de $MgO+FeO+Fe_2O_3$ versus Al_2O_3 (% em peso dos óxidos) mostrando os campos para ortopiroxênios de rochas ígneas e metamórficas, com uma zona de transição (Rietmeijer, 1983).	161
Figura V.2 - A e B - Diagramas de variação de $100 \text{ Ca}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}+\text{Ca})$ versus $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Mg})$ para piroxênios de diferentes tipos litológicos, onde estão indicados os campos para piroxênios de rochas ígneas e metamórficas (Rietmeijer, 1983).	163
Figura V.3 - Composição química de ortopiroxênios e de clino e ortopiroxênios coexistentes dada como percentagem em peso dos membros finais $\text{CaSiO}_3:\text{MgSiO}_3:\text{FeSiO}_3$	164
Figura V.4 - Plote de $X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}$ (Fe total) de piroxênios coexistentes da unidade Bela Joana. A linha diagonal é a fração molar equivalente de Fe. A linha curva é a de Saxena (1968) para composições de piroxênios que se equilibraram sob condições de facies granulito.	164

- Figura V.5 - Variações composicionais de granadas das diferentes unidades de rochas em função de Ca-Fe-Mg (n° de cátions de fórmula estrutural). 171
- Figura V.6 - Diagrama de variação do Al^{IV} versus $(Na+K)_A$ para anfibólitos das diferentes unidades de rochas, expresso pelo n° de cátions de fórmula estrutural 171
- Figura V.7 - Variação composicional de flogopitas-biotitas nas diferentes unidades de rochas, em função de $100 Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$ e Si (n° de cátions da fórmula estrutural). A divisão entre os campos de flogopitas e biotitas é segundo Deer et al. (1978). 176
- Figura V.8 - Variação composicional de flogopitas-biotitas das diferentes unidades de rochas em função de $Mg/Mg+Fe^{+2}$ e Al^{VI} (n° de cátions da fórmula estrutural), segundo Guidotti (1984) 178
- Figura V.9 - Variação composicional de percentagem em peso de flúor com a fração molar de flogopita em biotitas das diferentes unidades de rochas (Guidotti, 1984). 181
- Figura V.10 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade Bela Joana, incluindo as rochas noríticas. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos. 183
- Figura V.11 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade Angelim. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos. 185
- Figura V.12 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade Catalunha. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos. 186
- Figura V.13 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade São Fidélis. B - Composição quími-

ca dos feldspatos alcalinos.	187
Figura VI.1 - Diagrama normativo Ab-Or-An. As linhas L-KS-P e D-KL correspondem às de Tuttle & Bowen - (1958). A curva AB corresponde à tendência de diferenciação das amostras de rocha-total das unidades Bela Joana e Angelim.	192
Figura VI.2 - Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} de biotitas em função de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênios, granadas e hornblendas das unidades Bela Joana e Angelim, mostrando a tendência de equilíbrio entre os minerais	216
Figura VI.3 - Diagrama de variação X_{Mg}/X_{Fe} de biotitas em função de X_{Mg}/X_{Fe} de granadas das unidades Catalunha e São Fidélis.	216
Figura VI.4 - Diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedenbergita - Ferrossilita para orto e clinopiroxênios coexistentes da unidade Bela Joana com as isothermas obtidas por Lindsley (1983) para pressões de 5 kb.	220
Figura VI.5 - Diagrama de variação do Kd com a temperatura de equilíbrio, relacionando a fração molar do Na na posição A do anfibólio ($X_{Na(A)}$) e a fração molar de albita no plagioclásio (X_{Ab}), segundo Spear (1981).	222
Figura VI.6 - Diagrama dos limites de temperatura- pressão determinados para as unidades litológicas da área de São Fidélis.	233
Figura VI.7 - Relações de equilíbrio das fases com o diagrama P-T das unidades litológicas da área de São Fidélis. O equilíbrio dos polimorfos de Al_2SiO_5 são de Holdaway (1971). As curvas 1, 2, 3 e 4 (a 25 mole % de Fe para cordierita) sob condições de $P_{H_2O} = 0,4 P_T$, foram retirados de Holdaway & Lée (1977). As curvas	

5: fusão mínima do granito a $X_{H_2O}=1$ e 6: fusão mínima do granito a $X_{H_2O}=0,7$, foram retiradas de Kerrick (1972).	235
Figura VII.1 - Diagramas de Harker para óxidos versus SiO_2	239
Figura VII.2 - Diagrama AFM das unidades Bela Joana e Angelim, mostrando as razões FeO/MgO das rochas	241
Figura VII.3 - Diagrama das composições normativas Ab-An-Or das unidades Bela Joana e Angelim relacionando os campos para tonalitos (Ton), granodioritos (Gd), quartzo-monzonitos (Q-Mo), trondjemitos (Td) e granitos (Gr).	241
Figura VII.4 - Diagrama das composições normativas Q-KF-Pl das unidades Bela Joana e Angelim relacionando os campos para monzodioritos (1), quartzo-monzodioritos (2) e granodioritos (3).	242
Figura VII.5 - Diagramas de variação de elementos traços versus SiO_2 .	244
Figura VII.6 - Diagrama de variação dos elementos terras raras versus SiO_2	245
Figura VII.7 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para noritos Bela Joana	247
Figura VII.8 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para enderbitos Bela Joana	248
Figura VII.9 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para charno-enderbitos e charnockito (S-64) Bela Joana.	250
Figura VII.10 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para as rochas do granitóide Angelim.	253
Figura VII.11 - Distribuição das amostras das unidades Bela Joana e Angelim em diagrama $10g\ CaO/Na_2O$ versus SiO_2 (Brown, 1982).	258

Figura VII.12 -	Plote das abundâncias médias dos elementos incompatíveis normalizadas pelo manto primordial (Wood et al. 1979), para o enderbito Lewisian e tonalito Andino (Weaver & Tarney, 1980) comparados ao enderbito Bela Joana e ao granitóide Angelim.	261
Figura VII.13 -	Diagramas de Harker para óxidos versus SiO_2 . (Catalunha: Batista & Oliveira (1987); São Fidélis: Grossi Sad et al., (1980a), Batista & Oliveira (1987) e Grossi Sad et al. (1980 b); Santo Eduardo: Grossi Sad et al. (1980a,c)	265
Figura VII.14 -	Diagramas de variação de elementos traço versus SiO_2	268
Figura VII.15 -	Padrões de TR, normalizados por condrito, para os gnaisses migmatíticos Catalunha. .	269
Figura VII.16 -	Padrões de TR, normalizados por condrito, para gnaisses migmatíticos São Fidélis. . .	272
Figura VII.17 -	Diagrama AFM das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo	278
Figura VII.18 -	Diagrama de variação A/CNK versus SiO_2 mostrando o cráter peraluminoso da maior parte das amostras das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo	278
Figura VII.19 -	Diagrama mesonormativo QFM para as unidades Catalunha e São Fidélis relacionando os campos de possíveis tipos de rochas antecessoras, sedimentares e ígneas.	280
Figura VII.20 -	Diagrama mesonormativo QFM para a unidade Santo Eduardo.	280
Figura VII.21 -	Diagrama discriminante $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-K}$ em função de $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$ para as unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo. . .	283

Figura VII.22	- Diagrama discriminante (Al+Fe+Ti) em função de (Ca+Mg) para as unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo	284
Figura VII.23	- A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de rochas sedimentares pós-arqueanas e paleozóicas ES, PAAS e NASC (McLennan et al. 1980). .	286
Figura VII.23	- B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de rochas sedimentares pós-arqueanas e paleozóicas ES, PAAS e NASC (McLennan et al. 1980). .	287
Figura VII.24	- A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de grauvas (Wyoming: Condie (1967) e Wildeman & Condie (1973); Austrália: Nance & Taylor (1976)).	288
Figura VII.24	- B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de grauvas (Wyoming: Condie (1967) e Wildeman & Condie (1973), Austrália: Nance & Taylor (1976)).	289
Figura VII.25	- A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de vulcânicas félsica-intermediárias (andesitos e riolitos: Condie (1981); riolito: Zielinski & Lipman (1976)).	293
Figura VII.25	- B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de vulcâ-	

	Pg.
- nicas félsico-intermediárias (andesitos, e riolitos: Condie (1981); riodacito: Zielinski & Lipman (1976)).	294
Figura VIII.1 - A - Tendência de variação em diagrama Sr-Rb para as rochas da unidade Bela Joana - B - Modelo de diferenciação por cristalização fracionada em diagrama Sr-Rb. . .	302
Figura VIII.2 - Tendência de variação em diagrama Ba- Sr para as rochas da unidade Bela Joana. - B - Modelo de diferenciação fracionada em diagrama Ba-Sr.	303
Figura VIII.3 - A - Tendência de variação em diagrama Ce-Yb para as rochas da unidade Bela Joana. - B - Modelo de diferenciação por cristalização fracionada em diagrama Ce-Yb.	305
Figura VIII.4 - A - Plote das concentrações de Ba, Sr, Rb Ce e Yb versus as frações de fusão parcial F usando os Kd dos líquidos derivados a partir da composição parental SF-59A. - B - O mesmo tipo de diagrama usando a composição parental SF-67	308
Figura VIII.5 - Padrões de TR para frações de 20% e 40% de fusão parcial F a partir de SF-59A, relacionando o padrão médio de TR de enderbitos	310
Figura VIII.6 - Padrões de TR para frações de 5%, 20% e 40% de fusão parcial F a partir de SF-67	311
Figura VIII.7 - Distribuição das amostras das unidades Bela Joana e Angelim nos domínios correspondentes a diferentes ambientes geotectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), no diagrama R1-R2 de De La Roche	316

- Figura VIII.8 - Diagrama discriminante Nb+Y em função de b correlacionando ambientes geotectônicos diversos, segundo Pearce et al. (1984). . 318
- Figura VIII.9 - Distribuição das amostras das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo nos domínios correspondentes a diferentes ambientes geotectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), no diagrama R1-R2 de De la Roche.. 320

LISTAS DE FOTOGRAFIAS

	Pg.
Foto 1 - Enclave básico no domínio maciço do charnockitói de Bela Joana	28
Foto 2 - Migmatito nebulítico Catalunha com xenólitos de rochas charnockíticas e cálcio-silicatadas . . .	28
Foto 3 - Rocha charnockítica com xenólitos de migmatito . estromático São Fidélis	30
Foto 4 - Vista geral da pedreira Itererê. Injeções irregu lares de granada granito no domínio maciço do charnockitói de Bela Joana	30
Foto 5 - Injeções irregulares de granada granito portado- ras de xenólitos de rochas charnockíticas . . .	32
Foto 6 - Rocha decharnockitizada em contato com granada granito	32
Foto 7 - Aspecto da rocha charnockítica Bela Joana com me gacristais feldspáticos orientados subparalela - mente	35
Foto 8 - Aspecto gnaissificado do granitóide Angelim com megacristais feldspáticos estirados	35
Foto 9 - Aspecto homogêneo do granitóide Angelim	39
Foto 10 - Vista geral da pedreira Itaipavas, apresentando a intrusão de biotita granito gnaisse porfiríti- co sob forma de cúpula no granitóide Angelim . .	39
Foto 11 - Migmatito nebulítico Catalunha com níveis de gnaisse kinzigítico leuco a mesocrático fino e enclaves de rochas cálcio-silicatadas.	44
Foto 12 - Gnaisse migmatítico São Fidélis, mostrando em de talhe dobramento isoclinal	44
Foto 13 - Gnaisse migmatítico São Fidélis com intercala - ções lentiformes de rochas granulíticas e cálcio - silicatadas	50

Foto 14 - Gnaiss migmatítico São Fidélis com foliação de transposição, apresentando intercalações de leucossomas com porfiroblastos de granada e de níveis estromáticos de biotita gnaisses	50
Foto 15 - Gnaiss migmatítico Santo Eduardo com intercalações de biotita gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses, anfibolitos finos e rochas cálcio-silicatadas	54

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

	Pg.
Fotomicrografia 1 - Fenocristal de ortoclásio interlobado e circundado pela matriz <u>recristalizada</u> (Bela Joana)	61
Fotomicrografia 2 - Fenocristal de plagioclásio antipertítico e deformado circundado pela <u>matriz</u> <u>recristalizada</u> (Bela Joana) . .	61
Fotomicrografia 3 - Cristais de granada reentrantes às <u>bor</u> <u>das</u> de fenocristais de plagioclásio . (Bela Joana)	64
Fotomicrografia 4 - Concentração irregular e intersticial de granada <u>poiquilítica</u> a <u>quartzo</u> e <u>biotita</u> envolvendo parcialmente <u>fenocristal</u> de plagioclásio antipertítico (Bela Joana)	64
Fotomicrografia 5 - Cristais <u>quartzo-feldspáticos</u> <u>orienta</u> <u>dos</u> (Bela Joana)	69
Fotomicrografia 6 - Matriz <u>recristalizada</u> com <u>aglomerados</u> de <u>biotita</u> orientada <u>subparalelamente</u> envolvendo <u>quartzo</u> <u>estirado</u> e <u>porfiro</u> <u>clasto</u> de <u>hiperstênio</u> (Bela Joana)...	69
Fotomicrografia 7 - <u>Piroxênio-hornblenda</u> <u>gabro-norito</u> (Be la Joana)	85
Fotomicrografia 8 - <u>Leuco-norito</u> (enclave, Bela Joana). .	85
Fotomicrografia 9 - Cristais de plagioclásio de formas <u>sub</u> <u>édricas</u> e <u>quadráticas</u> e de <u>contatos</u> <u>re</u> <u>tilíneos</u> entre si, com <u>invasões</u> nas <u>bor</u> <u>das</u> de <u>palhetas</u> de <u>biotita</u> (Angelim) .	100
Fotomicrografia 10 - <u>Agregados</u> <u>estirados</u> e/ou <u>parcialmente</u> <u>recristalizados</u> de <u>quartzo</u> (Angelim) .	100
Fotomicrografia 11 - <u>Quartzo</u> <u>diorito</u> (Angelim, <u>enclave</u>). .	114

	Pg.
Fotomicrografia 12 - Nível da matriz fina composta por mi- nerais quartzo-feldspáticos e biotita com intercalações de cordões de quart zo estirado e/ou recristalizado (Cata lunha)	114
Fotomicrografia 13 - Nível kinzigítico apresentando a asso ciação granada, cordierita, sillimani ta e biotita envolta por matriz quart zo-feldspático (Catalunha).	125
Fotomicrografia 14 - Cordierita granito (Catalunha).	125
Fotomicrografia 15 - Nível de matriz fina quartzo-feldspá- tica passando para nível quartzo-felds pático rico em biotita ou laminado (São Fidélis)	133
Fotomicrografia 16 - Plagioclásio antipertítico porfiro- clástico contornado e em parte invadi do nas bordas por matriz fina (São Fi délis)	133
Fotomicrografia 17 - Associação de minerais de um biotita gnaisse granodiorítico com granada e sillimanita (São Fidélis)	141
Fotomicrografia 18 - Hiperstênio granulito com granada(São Fidélis).	141
Fotomicrografia 19 - Biotita gnaisse (Santo Eduardo)	148
Fotomicrografia 20 - Aspecto de um nível de composição no- rítica (Santo Eduardo)	148

LISTA DE TABELAS

	Pg.
Tabela IV.1 - Análises modais da unidade Bela Joana . . .	58
Tabela IV.2 - Análises modais da unidade Angelim . . .	97
Tabela IV.3 - Análises modais das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo	118
Tabela V.1 - Composição química de piroxênios	158
Tabela V.2 - Distribuição de alguns elementos nos pi- roxênios e nas rochas que os contêm . . .	165
Tabela V.3 - Composição química de granadas	168
Tabela V.4 - Composição química de anfibólios	172
Tabela V.5 - Composição química de biotitas	174
Tabela VI.1 - Geotermometria Opx-Cpx	218
Tabela VI.2 - Geotermometria Anfib. - Pl	218
Tabela VI.3 - Geotermometria Anfib. - Gra	218
Tabela VI.4 - Geotermometria Gra - Bio	225
Tabela VI.5 - Geotermometria Gra - Bio	227
Tabela VI.6 - Geobarometria Gra - Opx	230
Tabela VI.7 - Geobarometria Gra - Pl - Sill - Qzo . . .	230
Tabela VII.1 - Composição química de rochas - Bela Joa- na e Angelim	238
Tabela VII.2 - Composição químicas médias de diferentes tipos litológicos	255
Tabela VII.3A - Composições químicas de rochas -Catalunha	264
Tabela VII.3B - Composições químicas de rochas-São Fidé- lis.	271
Tabela VII.4 - Composições químicas de rochas-Santo Edu- ardo	274

Tabela VII.5	- Composições químicas médias de diferentes tipos litológicos	275
Tabela VII.6	- Composições químicas médias de diferentes tipos litológicos	291
Tabela VIII.1	- Modelamento geoquímico através dos mínimos quadrados.	298

RESUMO

Na região de São Fidélis, no Estado do Rio de Janeiro, ocorrem as unidades metaplutônicas Bela Joana e Angelim e as metassedimentares Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo, cujas idades prováveis são do médio ao final do Proterozóico. Todas as unidades estão estruturadas segundo um padrão de foliação SW-NE com mergulhos fortes.

A associação charnockítica Bela Joana apresenta a configuração de um maciço lenticular e uma faixa estreita, separada do corpo principal por gnaisses migmatíticos. A unidade Bela Joana apresenta xenólitos de metamorfitos, representando restos de teto, e enclaves básicos, ambos relacionados à movimentação plutônica. Os eventos de deformação e metamorfismo que atuaram posteriormente à formação das rochas das unidades Bela Joana e Angelim desenvolveram domínios deformacionais foliados e gnáissicos, relacionados às transformações metamórficas associadas a processos de cisalhamento dúctil. A foliação (S_c) da unidade Bela Joana está presente também nos xenólitos de metamorfitos e nos enclaves básicos, podendo ser atribuída à fase de deformação S_{n+1} dos tipos litológicos gnáissico-migmatíticos encaixantes. As relações de contato entre as unidades Bela Joana e Catalunha situam a fase de colocação da associação charnockítica como anterior à intensa migmatização regional.

A associação charnockítica abrange gabro-noritos, enderbitos, charno-enderbitos e charnockitos, com predominância dos termos intermediários; gabro-noritos e leuco-noritos também são encontrados sob a forma de enclaves. Como minerais primários tem-se plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, quartzo e K-feldspato. Geoquimicamente, a unidade apresenta feições de uma sequência cogenética de diferenciação magmática, com afinidade cálcico-alcalina, e com características de granitóide de arco magmático. A associação charnockítica é enriquecida em elementos terras raras, sobretudo em terras raras leves relativamente às terras raras pesadas, apresentando anomalias negativas de Eu bem

definidas na maior parte das amostras.

O granitóide Angelim ocorre paralelamente à foliação regional, encaixado entre as unidades Santo Eduardo e São Fidélis, sendo que as zonas cataclásticas cortam o ortognaisse ou indicam uma movimentação tectônica nas áreas de contato entre essas unidades. O Angelim é composto por rochas de composições tonalítica-granodioríticas com termos graníticos mais restritos. Os principais minerais fêmicos interpretados como magmáticos são a granada almandina e a hornblenda pargasítica; a biotita em grande parte é derivada das transformações desses minerais. Geoquimicamente, o Angelim apresenta afinidade cálcico-alcalina e enriquecimento em elementos incompatíveis, principalmente Rb e terras raras totais.

As unidades gnáissico-migmatíticas Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo estão dispostas em faixas contínuas, onde a foliação principal (S_{n+1}) está relacionada às faixas de cisalhamento dúctil desenvolvidas na região. As características petrográficas e geoquímicas sugerem que essas unidades representem a migmatização de seqüências supracrustais originalmente dominadas por grauvasca-pelitos com vulcânicas-vulcanoclásticas félsica-intermediárias associadas.

As determinações geotermométricas e geobarométricas mostram que as fases minerais das unidades metaplutônicas e metassedimentares reequilibraram-se quimicamente sob condições de P-T em torno de 720°C e 6 kb, expressando o pico do metamorfismo durante o Ciclo Brasileiro na região. Essas condições de P-T são consistentes com as facies anfibolito alto e granulito, dependendo da abundância e composição das fases fluidas, particularmente das razões CO_2/H_2O nas rochas.

ABSTRACT

In the São Fidélis region occur the metaplutonic Bela Joana and Angelim and the metasedimentary Catalunha, São Fidélis and Santo Eduardo units of probable Mid-Late Proterozoic age. All these lithologies present a steep dipping SW-NE regional foliation related to ductile shear zones. Both the Bela Joana and Angelim units have massive, foliated and gneissic domains.

The Bela Joana charnockitic sequence has metasedimentary xenoliths, as well as basic enclaves, and its contact relations with the Catalunha unit indicate that its emplacement preceded the intense regional migmatization. The Bela Joana have gabbro - norite - enderbite - charno-enderbite - charnockitic compositions with predominance of intermediate terms; enclaves of gabbro- norites and leuco - norites occur as well.

The Bela Joana sequence have plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, garnet, quartz and K-feldspars as primary minerals. Geochemically, it has characteristics of a calc-alkaline cogenetic magmatic differentiated sequence, similar to subduction-related magmatic-arc granitoids. Regarding the Rare Earth elements, it shows fractionated patterns with enrichment of LREE and conspicuous negative Eu anomalies.

The Angelim unit have tonalitic-granodioritic compositions with subordinated granitic types, corresponding to garnet-bearing hornblende-biotite granitoids. It also have calc-alkaline affinities being slightly more enriched in incompatible elements than the Bela Joana rocks.

The Catalunha, São Fidélis and Santo Eduardo gneissic-migmatitic units have mineralogical- chemical features which suggest that these lithologies correspond to the anatexis of supracrustal sequences, originally dominated by greywacke-pelites with subordinated felsic-intermediate volcanic - volcaniclastic material.

Geothermometric and geobarometric determinations indicate that all these metaplutonic and metasedimentary units re-equilibrated under similar P-T conditions of about 720°C and 6 kb which indicate the peak of the Late Proterozoic Brasiliano Cycle regional metamorphism in the region. These P-T conditions are consistent with the upper-amphibolite and granulite facies, depending on the abundance and composition of the fluid phases, particularly of the $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ ratio.

AGRADECIMENTOS

A apresentação desse trabalho de pesquisa deve-se à colaboração de várias pessoas e instituições e a todos quero externar os meus sinceros agradecimentos.

Merece menção especial o Prof. Dr. Mário Cesar Heredia de Figueiredo pela orientação e acompanhamento no desenvolvimento da tese, estimulando e contribuindo com discussões e críticas em todas as etapas do trabalho. Agradeço ao Prof. Mário também pela execução das análises químicas de rochas, realizadas no Department of Earth Sciences da Memorial University of Newfoundland, Canadá, com apoio do CNPq, e com a autorização do Prof. Dr. Brian J. Fryer e apoio analítico de Gert Andrews.

Agradece-se particularmente:

Ao Departamento de Geoquímica do Curso de Pós-Graduação em Geoquímica da Universidade Federal Fluminense, na pessoa do Prof. Dr. Jorge João Abrão, pela permissão para o afastamento e apoio no desenvolver da tese;

Ao Programa PICD/CAPES, por bolsa de estudos durante o afastamento;

Ao Instituto de Geociências da USP, pela permissão de uso dos equipamentos e instalações, principalmente os laboratórios de petrografia, de confecção de lâminas delgadas e de microsonda eletrônica;

Ao Departamento de Recursos Minerais, DRM-Niterói, pela obtenção dos mapas geológicos;

Ao Prof. Dr. Excelso Ruberti pelo acompanhamento e sugestões durante os trabalhos de microsonda eletrônica;

Ao Prof. Mario da Costa Campos Neto pelo apoio de campo e nas discussões sobre a lito-estratigrafia da área de estudo;

À Profa. Dra. Marta S.M. Mantovani - IAG-USP - e ao Prof. Sílvio R. F. Vlach - IG-USP, pelo apoio e sugestões na utilização de programas de computação;

Ao Geólogo Jairo de Sant'Anna Taddeo, da Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas S/A (IPT), pela colaboração e obtenção das fotomicrografias;

Meus agradecimentos são dirigidos também ao apoio técnico de Melany T. Isauk e Cláudio Hopp, na confecção das secções petrográficas; de Angélica D.M. Morrente, na confecção das secções para microsonda; e de Jaime A. da Silva e equipe gráfica, pela impressão do texto.

Renovo meus agradecimentos a todos os amigos e a meu esposo, Luiz Fernando, pelo apoio e carinho.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - OBJETIVOS

A região de São Fidélis compreende uma associação de rochas metamórficas regionais de alto grau, dentre as quais destacam-se os gnaisses migmatíticos, ortognaisses e associações charnockíticas com relações genéticas complexas, que carecem de estudos que permitam uma caracterização petrológica mais abrangente.

O trabalho de tese tem como alvo principal a associação charnockítica Bela Joana, abrangendo tanto quanto possível os tipos litológicos associados, para uma caracterização de seus principais aspectos petrológicos e geoquímicos e assim interpretá-la petrogeneticamente.

I.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo é parte integrante do norte fluminense, Estado do Rio de Janeiro, compreendida pelas folhas topográficas em 1:50.000 de São Fidélis (SF-24-G-III-2; IBGE, 1968), de Cambuci (SF-24-G-III-1; IBGE, 1968) nas porções centro e sul, de Renascença (SF-24-G-III-3; IBGE, 1969) e Dolores de Macabu (SF-24-G-III-4; IBGE, 1969) nas porções norte, além da porção sul da folha de Italva (SF-24-G-I-4; IBGE, 1968), tendo como coordenadas geográficas principais o paralelo 22° de latitude sul e o meridiano 42° de longitude oeste, conforme aparece no mapa de localização da figura I.1.

O acesso à área pode ser feito por ferrovia ou rodovia via Campos. Por rodovia, partindo-se do município do Rio

FIGURA I.1 - Mapa de localização.

de Janeiro e seguindo-se por Niterói-Macaé, o percurso até o município de São Fidélis é de cerca de 367 km.

I.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A região de São Fidélis ocupa um conjunto montanhoso que corresponde praticamente à extremidade norte da Serra do Mar. O relevo acidentado apresenta quase sempre escarpas íngremes e rochosas e vales em forma de 'V', com altitudes médias variando de 450 a 650 metros, podendo chegar a 1.100 metros na Pedra da Bocaína, situada na serra dos Três Picos que é divisor de águas dos rios do Colégio e Bela Joana (afluente secundário do rio Preto), ou mesmo a 1.576 metros no pico de São Mateus na serra do Imbé, situado no extremo sul da área de estudo.

A bacia de drenagem principal está representada pelo baixo curso do rio Paraíba do Sul que atravessa a região no sentido W-E aproximadamente. As bacias do rio Imbé, a norte do rio Paraíba do Sul, e a do rio Dois Rios, a sul, são importantes bacias secundárias, destacando-se também as bacias menores dos córregos do Tanque e de São Benedito, Valão São Luís, e rios do Colégio e Bela Joana, este último drena para o rio Preto e posteriormente para a lagoa de Cima.

Os alinhamentos de cristas junto ao rio Paraíba do Sul recebem influência de um clima úmido a subúmido médio, registrando-se índices pluviométricos médios anuais de 1.300 a 1.700 mm. As principais formas de acumulação pluviométrica distribuem-se ao longo do rio Paraíba do Sul, originando amplas planícies fluviais, em cotas altimétricas inferiores a 200 m. A temperatura média anual é de 20°C, atingindo-se valores entre 4° e 38°C. A cobertura de vegetação primitiva está restrita às partes de acesso difícil.

I.4 - METODOLOGIA

I.4.1 - Levantamento Geológico

Nos trabalhos de levantamento geológico da região utilizou-se mapas topográficos plani-altimétricos na escala de 1:50.000, do IBGE, e mapas geológicos na escala de 1:50.000 do DRM-RJ, que realizou levantamentos geológicos no Estado desde 1976 através do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro.

Os trabalhos de campo foram realizados em várias etapas, sempre visando a familiarização com a geologia local e confeccionando perfis de reconhecimento dos principais tipos litológicos. E assim, em base ao detalhamento das relações geológicas entre as unidades litológicas escolhidas para pesquisa e estudos petrográficos em amostras características das unidades, selecionou-se as amostras para análises químicas em rochas e minerais.

I.4.2 - Análises Petrográficas

O estudo petrográfico foi conduzido através de técnicas convencionais com o uso de 120 lâminas petrográficas, observando-se a mineralogia, textura e feições para correlacionar ou definir seqüências de cristalização.

Do total de amostras, selecionou-se cerca de 80 para análises modais, em número suficiente para caracterizar as diferentes unidades litológicas, definindo-se em cada rocha uma malha de pontos espaçados regularmente de acordo com a granulação, com o auxílio de um vernier e de um contador de pontos, segundo o método descrito por Chayes (1949). O número médio de pontos contados variava entre 1.000 e 1.500 por amostra, dependendo

da granulação e/ou da heterogeneidade das amostras.

Foram escolhidas cerca de 21 amostras para confecção de seções especiais para microsonda eletrônica, nas quais também foram examinados e caracterizados os minerais opacos ao microscópio de luz refletida.

I.4.3 - Análises Químicas de Rochas

A partir do exame petrográfico foram selecionadas 24 amostras de rochas representativas das unidades litológicas. As amostras foram trituradas em um britador de mandíbula e pulverizadas a 150-200 mesh em um moinho de ágata.

As análises químicas foram realizadas no Department of Earth Sciences da Memorial University of Newfoundland, no Canadá. Os elementos maiores e menores foram analisados por absorção atômica, e os elementos traço e terras raras foram determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X, usando a técnica do pó pressionado ou por cromatografia de troca iônica (q.v. Figueiredo, 1981).

I.4.4 - Análises Químicas de Minerais

As análises químicas de minerais por microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências-USP, com aparelho EMX-SM da 'Applied Research Laboratory', de três espectrômetros e com um par de cristais (LIF/ADP, LIF/ADP, LIF/RAP) em cada um. As seções delgadas foram submetidas a polimento fino e metalizadas com um metalizador CV-144 da C.V.C..

As condições de operação foram: potencial de ace-

leração, 15 KV; corrente de amostra, em torno de 0,026 μ A; tempo de integração de contagens, 10 segundos; diâmetro do feixe eletrônico, 3 μ (q.v. Ruberti, 1985).

Os *feldspatos* foram analisados apenas para os elementos Ca, K e Na, situando-se as análises nos núcleos e nas bordas de cada cristal selecionado previamente (cristais maiores e bordas). Os padrões de minerais utilizados apresentam nomes que são próprios aos registros do laboratório de microsonda, sendo utilizados como padrões para feldspatos os seguintes minerais: o ortoclásio, albita e bytownita do padrão nº 3; a labradorita do padrão nº 8; e a andesina do padrão nº 9.

Como *minerais fêmicos* foram analisados piroxênios, anfibólios, biotitas, granadas e cordierita, deslocando-se os pontos de análises sistematicamente para o centro e para as bordas dos minerais. Para cada ponto foi feita análise de nove elementos principais, em três corridas, agrupando-se Ca-Fe-Mg, Mn-Si-Al e Ti-K-Na; Ba-Cl-F foram analisados em biotitas e Cl-F em anfibólios como uma corrida a mais.

Os padrões principais para os *piroxênios* são os seguintes: augita A-209 (Pd. 9); clinopiroxênio Cpx-5-118 (P. 3, nº 7); ortopiroxênio Opx-2525 (Pd. 3, nº 9); e aegirina - augita 15-B (Pd. 13).

Os padrões para *anfifólios* são: hornblenda Kakanui (Pd. 5, nº 9); hornblenda Arenal (Pd. 5, nº 10); e hornblenda Wilbeforce (Pd. 7). A escapolita (Sc-8) foi utilizada como padrão de Cl.

Para as *biotitas*, utilizou-se como padrões principais: biotita (1) (Pd. 4, nº 10); biotita (3) (Pd. 2, nº 8); e biotita da Universidade da Basiléia (Pd. 2, nº 9). A hornblenda Kakanui foi utilizada como padrão de Ca e às vezes de Na; a escapolita (Sc-8) foi utilizada como padrão de Cl e a benitoita (Pd. 4, nº 4) como padrão de Ba.

Para as *granadas* utilizou-se como padrões a grana da 12442 (Pd. 4, nº 5); granada Robert Victor (Pd. 5, nº 5); e ytrio-granada (Pd. 2, nº 5). A augita A-209 (Pd. 9), foi usada como padrão de Ti e Na.

Para a *cordierita* analisada utilizou-se os padrões augita A-209 (Pd. 9) e o clinopiroxênio Cpx-5-118 (Pd. 3, nº 7).

A transformação das contagens por microsonda em percentagens dos óxidos dos elementos foi feita por comparação com os padrões citados acima. As correções dos valores das percentagens dos óxidos para os minerais fêmicos, em coeficientes beta dos padrões utilizados, foi feita através do programa de computação BETA, que também fornece a fórmula estrutural dos minerais analisados. Maiores detalhes sobre as análises de minerais são obtidas em Ruberti (1985). As estimativas das proporções de Fe^{3+} nos piroxênios e anfibólios foram feitas através do método descrito por Papike et al. (1974).

1.4.5 - Terminologia Utilizada

Para a descrição e classificação das rochas da associação charnockítica Bela Joana foi utilizada a proposição de Streckeisen (1974). A sua classificação emprega termos de rochas ígneas, para abranger rochas formadas em condições plutônicas, e de certa forma, Streckeisen sugere a sua aplicação para rochas metamórficas de alto grau quando propõe as designações texturais de gnaisses, granulitos, etc., em correspondência a nomes como charnockito gnáissico ou charnockito granulítico. Há a inclusão na nomenclatura da possibilidade de emprego de nomes especiais, de uso corrente.

Uma das definições de associação charnokítica mais completas é a de Pichamutu (1969), a partir da definição original de Holland (1900), que é tratada como um conjunto de ro-

chas de composições desde ultrabásicas a félsicas, contendo orto piroxênio, clinopiroxênio, mesopertita (ou pertita), ortoclásio, plagioclásio e quartzo, bem como granada, anfibólio, olivina ou opacos, que cristalizaram (ou recrystalizaram) durante condições de alto grau metamórfico. De acordo com seu conteúdo mineral, as rochas charnockíticas se formam em ambientes geológicos profundos e anidros de facies granulito e, assim, são consideradas como rochas plutônicas.

A terminologia de Moore (1970) para texturas cristaloblásticas de rochas da facies granulito é aceita pela maioria dos petrólogos. O esquema baseia-se em três grupos principais de texturas, de caráter essencialmente descritivo (granoblástico, flaser e milonítico), e tem ampla aplicação para as rochas de áreas granulíticas, p. ex., a textura granoblástica equigranular poligonal é muito comum.

Para rochas cataclásticas utilizou-se a classificação de Higgins (1971), ao adotar-se os termos como protomilonito ou blastomilonito para alguns tipos litológicos descritos.

Para a descrição e caracterização das rochas gnáissico-migmatíticas utilizou-se a classificação de Mehnert (1968), distinguindo-se os tipos de estruturas típicas de migmatitos que foram encontradas na área de estudo, como a estromática, 'schlieren', nebulítica, etc. O referido autor também estabelece a distinção entre os termos leucossomas, neossomas, paleossomas e melanossomas, que aplicados à área de estudo nem sempre permitiram fazer-se a correspondência para fins práticos.

CAPÍTULO II

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo encontra-se num amplo contexto geotectônico que abrange as rochas pré-cambrianas das regiões Sul e Sudeste do Brasil. É conveniente fazer-se aqui a apresentação da nomenclatura estratigráfica utilizada, a partir de um histórico das denominações, e uma revisão das classificações tectônicas já adotadas e que inserem a região de São Fidélis.

II.1 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOTECTÔNICOS E ESTRATIGRÁFICOS

II.1.a - Geotectônica

Os trabalhos de pesquisa geológica de Rosier na década de 50 e no início da década de 60, na Baixada Fluminense, Serra do Mar e Vale do Paraíba, nos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, são significativos e representam uma importante contribuição geológica. Em 1954, o autor citado considerou a Serra do Mar como evoluída de uma grande orogênese proterozóica, que em 1957, passou a denominar de orogênese assíntica do tipo alpino, estruturada através da ação de grandes nappes. Em 1959, Rosier denominou a Série Paraíba-Desengano que corresponderia a faixa central da orogênese, conseqüentemente a faixa de dobramentos assíntica teria continuidade para SW do Estado do Rio de Janeiro e para N do Estado do Espírito Santo. Em 1965, Rosier conserva a hipótese de que a Série Serra dos Órgãos seja um elemento tectônico carregado sobre a Série Paraíba-Desengano, como sendo constituído por material ante-assíntico remobilizado durante a orogênese; a faixa Maricá-Conceição de Macabu seria o limite SE da geossinclinal, enquanto que o pós-país seria formado pela faixa Squarema-Cabo Frio-Macaé e pelos migmatitos de Ponta Ne-

gra, cujas direções geológicas não concordariam com as direções assínticas. A faixa Eugenópolis-Caparaó, considerada o elemento inferior da Série Paraíba-Desengano, é de menor grau metamórfico e representaria uma escama do material antigo do ante-país, aflorando em consequência de deslocamentos causados pela orogênese.

Os trabalhos regionais de Ebert (1957, 1967, 1968 e 1971), a sul de Minas Gerais, independentemente das observações feitas por Rosier no Rio de Janeiro, são geralmente concordantes. Ebert, por sua vez, caracterizou duas faixas orogênicas que se bifurcariam na altura da fronteira tríplice dos Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo, uma delas foi denominada de sistema Paraibides, com direção NE e que acompanharia o vale do rio Paraíba do Sul; a outra, sistema Araxaídes, de direção WNW, ocuparia o sul de Minas circundando a bacia do rio São Francisco em forma de arco e modificaria sua direção para norte, no Estado de Goiás. Assim, Ebert definiu o Grupo Paraíba e definiu também o sistema Paraibides como tendo continuidade para o sul, nos Estados de São Paulo e Paraná, e em direção contrária através do SE do Estado de Minas Gerais e N do Rio de Janeiro e Espírito Santo até o sul da Bahia.

Cordani (1971) denominou o sistema Paraibides de Ebert como Cinturão Orogenético Ribeira, que seria uma extensa faixa de dobramentos do fim do Pré-Cambriano, de direções estruturais paralelas à costa e compreendendo a região Sudeste do Brasil até o Uruguai. Através de determinações geocronológicas, o Cinturão Ribeira ficou sendo caracterizado como a faixa que sofreu evolução geossinclinal, sobre um embasamento que já apresentava crosta siálica, durante o Ciclo Brasileiro.

Almeida et al. (1973) atribuíram ao Cinturão de Dobramentos Paraíba do Sul o conjunto de rochas que evoluiu a partir do Ciclo Transamazônico, representado no Estado do Rio de Janeiro pela Série Paraíba-Desengano de Rosier, e no Brasileiro seriam geradas as rochas da Série Serra dos Órgãos.

Cordani (1973) propôs uma evolução para o Cintu-

rão Orogênico Ribeira através da colisão de duas paleo-placas portadoras de crosta siânica, utilizando a Teoria da Tectônica de Placas. Este cinturão seria correlacionável ao Cinturão Orogênico Damara, localizado em região homóloga no oeste africano.

Leonardos & Fyfe (1974) reconheceram o Cinturão Atlântico de Salvador até o Paraná, paralelo à costa brasileira, com idade transamazônica, como constituído principalmente por migmatitos, charnockitos, granulitos e cordierita-sillimanita gnaisses. Os autores relacionam cinturões granulíticos através da conexão África-Brasil, sugerindo um sistema de 'rifts' continentais ao longo de seções crustais refratárias.

Com base em conhecimentos mais modernos em geotectônica e geocronologia forneceram-se os fundamentos para agrupar os conjuntos litológicos de evolução tectônica, metamórfica e magmática semelhantes, salientando-se o caráter geológico policíclico da região, como submetida a processos de formação e regeneração nos Ciclos Transamazônico e Brasileiro, e provavelmente também durante o Proterozóico Médio.

Sob o ponto de vista metamórfico-estrutural pode -se citar a detalhada análise textural das rochas charnockíticas da região de São Fidélis, como demonstraram Moutinho da Costa & Marchetto (1978). Os autores caracterizaram fases evolutivas nas rochas que são correlacionáveis aos padrões metamórficos e estruturais registrados por Brenner et al. (1980), na região NE do Estado, relativos ao sistema de zonas de cisalhamento de estilo semelhante e associado ao Lineamento de Além-Paraíba (Almeida et al. 1975; Campanha, 1981), representando zonas de predominância de blastomilonitos.

II.1.b - Estratigrafia

Rosier (1957, 1965), ao estudar o pré-cambriano do Estado do Rio de Janeiro elaborou um modelo geotectônico, com a

estratigrafia identificando os seguintes conjuntos litológicos: a Série Paraíba-Desengano que seria composta por gnaisses diversos e migmatitos, alternados com associações charnockíticas e metassedimentares, entre essas as mais típicas seriam os gnaisses kinzigíticos, quartzitos e mármore; a Série Serra dos Órgãos seria constituída de gnaisses e migmatitos granitóides e homogêneos, e a Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaé composta também por gnaisses granitóides e migmatíticos.

A importância dos trabalhos de Rosier evidencia -se ao fazer-se comparações com os mapas recentes da área, verificando-se que quase todos os tipos litológicos remapeados já eram conhecidos pelo autor, apesar das limitações da época para os trabalhos geológicos. As principais modificações, reconhecidas atualmente, aos trabalhos de Rosier são: a relação de idade entre as Séries Paraíba-Desengano e Serra dos Órgãos, com dados geocronológicos indicando idades brasileiras para a Série Serra dos Órgãos e algumas datações sugerindo que a Série Paraíba-Desengano foi afetada também pelo Ciclo Transamazônico (Siga Jr. et al. 1982); e a Faixa Desengano, de dentro da Série Paraíba-Desengano, é composta de granitóides, sendo considerada distinta dos metassedimentos e provavelmente mais jovem do que esses últimos.

No Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:400.000, DRM (1977), são separados os dois grupos litológicos maiores, Serra dos Órgãos e Paraíba do Sul, correspondentes às designações de Rosier, com a individualização do Complexo Litoral Fluminense correspondendo à Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaé do mesmo autor.

Os projetos de mapeamento geológico em escala regional (1:250.000), projeto Vale do Paraíba do Sul (Brandalise et al. 1976) e Projeto Espírito Santo (Silva & Ferrari, 1976), abrangiram as áreas estudadas por Rosier designando como Associação Paraíba do Sul o conjunto de rochas de diferentes categorias petrográficas e estruturais. Dentro dessa associação foram separados também os Complexos Charnockítico e Migmatítico que caracterizavam zonas de predominância de tipos litológicos.

Na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, DNPM (1979), foram separadas as duas unidades Associação Charnockítica e a Faixa Costeira. A primeira atribuída ao Prê-Cambriano Médio e a segunda incluída no Prê-Cambriano indiferenciado. No Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, DNPM (1984), na escala 1:250.000, foram mantidas, em parte, as correspondências geográficas dessas unidades, apenas qualificando-as como Complexo Charnockítico e Complexo Costeiro. Hasui et al. (1984) restringem o Grupo (Complexo) Paraíba do Sul a uma área entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, figurando em seu lugar no Estado do Rio de Janeiro o Complexo Embu. As rochas granitóides do Grupo Serra dos Órgãos ficaram distribuídas, como área de maior predominância no Complexo Costeiro.

II.2 - ASPECTOS LITO-ESTRATIGRÁFICOS DAS UNIDADES DA REGIÃO DE SÃO FIDÉLIS

A região de São Fidélis foi mapeada na escala 1:50.000 pelo Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, coordenado pelo Departamento de Recursos Minerais desse Estado. O DRM-RJ (1978) propôs uma nomenclatura estratigráfica de caráter informal ao denominar de unidade os tipos litológicos essenciais agrupados, com certa homogeneidade; o 'argumento' seria a categoria lito-estratigráfica superior onde uma associação de duas ou mais unidades possuiriam características em comum. A separação dos 'agrupamentos' e 'unidades' seguiu uma idéia de evolução geológica que foi contestada nos mapeamentos de áreas vizinhas, publicados posteriormente.

O critério aqui adotado mantém como categoria informal a 'unidade', equivalente ao termo Formação, e designa como 'domínio' as categorias superiores que incluem uma ou mais unidades com determinadas características litológicas e estruturais. Assim sendo, as rochas que já foram chamadas de Série ou

Grupo Paraíba são aqui denominadas de *Domínio Paraíba do Sul*, cujas unidades são distintas pela composição mineralógica, grau de migmatização e de cisalhamento. O *Domínio Costeiro* compreende rochas plutônicas, gnaisses granitóides e gnaisses migmatíticos da Faixa Desengano, associados a charnockitos, ou aos gnaisses da Faixa da Pedra Lisa de Rosier (1965).

A Unidade litológica agrupada no *Domínio Paraíba do Sul* é a de Santo Eduardo que, segundo o conceito do DRM(1978), é composta de migmatitos heterogêneos, apresentando porções homogêneas, porfiroblásticas e gnáissicas, com intercalações de quart^zitos, rochas cálcio-silicatadas, mármore, anfibolitos, anfiból^{io} gnaisses, granada gnaisses e granulitos.

O *Domínio Costeiro* abrange as unidades Bela Joana, Angelim, Catalunha e São Fidélis. A unidade Bela Joana é composta, de acordo com DRM (1978), por uma associação charnockítica onde predominam enderbitos, sendo rochas homogêneas, de granulação grossa, com variações texturais para tipos gnáissicos e com o desenvolvimento, em zonas restritas, de faixas cataclásadas. A unidade Angelim é formada por gnaisses homogêneos, com estruturas maciças ou fracamente orientadas, geralmente porfiroblásticas. A unidade Catalunha constitui-se predominantemente de gnaisses kinzigíticos, migmatíticos com estruturas flebíticas e estromáticas, com intercalações locais de rochas cálcio-silicatadas. A unidade São Fidélis é composta por migmatitos homogêneos e heterogêneos, com estruturas estromáticas, subordinadamente dobradas, e em 'schlieren'; flebíticas e nebulíticas, apresentando intercalações quart^zosas, cálcio-silicatadas, núcleos anfibolíticos e da associação charnockítica; a unidade apresenta também faixas de leucognaisses leptníticos e de gnaisses da unidade Angelim.

II.2.1 - Domínio Costeiro

O Domínio Costeiro é constituído pelas unidades

charnockitóide, granitóide, gnáissico-migmatíticas, ou seja, pelas unidades Bela Joana, Angelim, Catalunha e São Fidélis, de acordo com as denominações originalmente propostas pelo DRM-RJ. A distribuição dessas unidades encontra-se na figura II.1, uma compilação dos mapas geológicos (DRM-RJ, 1978a,b; 1982a, b) existentes.

A estruturação dos tipos litológicos de modo geral, está condicionada pela distribuição e atuação das faixas cataclásticas definidas mais a NE da região por Brenner et al. (1980), podendo ser reconhecidas através de grandes lineamentos estruturais observados na topografia e hidrografia, paralelos à foliação principal regional, e por isso correlacionadas aos eventos de deformação e metamorfismo regionais. A área de estudo encontra-se na porção externa e a sul dessas faixas cataclásticas, sendo relativamente menos intensa a deformação das rochas. As unidades Angelim e Bela Joana têm distribuição espacial paralela ou subparalela à foliação principal regional SW-NE, apresentando texturas granoblásticas e cataclásticas, que indicam que também foram atingidas pelo metamorfismo causado pela atuação das faixas de cisalhamento ou à geração da foliação principal. O granitóide Angelim compõe uma faixa contínua situada junto a uma faixa de cisalhamento frontal ao Domínio Costeiro (Campos Neto; comunicação verbal), ao passo que a associação charnockítica Bela Joana compreende um maciço de forma lenticular e uma faixa intercalada com migmatitos da unidade Catalunha, e portanto não guarda qualquer relação de contato com o granitóide Angelim. A faixa estreita da unidade Bela Joana que passa pela cidade de São Fidélis e prolonga-se para SW-NE está encaixada na unidade homônima. Os domínios deformacionais Bela Joana, relacionados a transformações metamórficas associadas ao cisalhamento dúctil distribuído em faixas (S_c) foliadas e gnáissicas na unidade, correlacionam-se com a atuação das faixas cataclásticas.

A unidade gnáissico-migmatítica São Fidélis apresenta foliação S_{n+1} acentuada, estabelecida como plano axial de dobras isoclinais fechadas e isoladas, além da foliação (S_n) intensamente transposta, ambas coincidentes e variando de $N 50^\circ -$

75° E com mergulhos subverticais. A foliação S_n , anterior à transposição, é pretérita e relacionada a processos metamórficos anatéticos de um evento anterior ao metamorfismo regional associado à ação das faixas cataclásticas; esse metamorfismo anterior também é sugerido pela presença dos porfiroclastos feldspáticos nas rochas gnáissico-migmatíticas. As áreas de contato dos gnaisses migmatíticos com a unidade Angelim podem ser relatadas como abruptas a transicionais, pois na maioria dos casos essas relações são mascaradas pela movimentação tectônica posterior entre os contatos. Já os contatos entre Bela Joana e São Fidélis não parecem ser bem definidos, geralmente são assinalados pela presença de pegmatitos ou intercalações de leptinitos (segundo DRM, 1978).

A unidade gnáissico-migmatítica Catalunha aparece integralmente intercalada nos charnockitos Bela Joana, apresentando estruturas bandadas e nebulíticas com volumes expressivos de mobilizados anatéticos, tardios relativamente à foliação S_{n+1} da unidade São Fidélis e ao metamorfismo regional. Nos migmatitos estromáticos ou bandados, geralmente de composições kinzigíticas, são comuns as rochas de aspecto blastomilonítico com foliação plano paralela bem desenvolvida, estiramento mineral e dobras intrafoliais, em alguns casos a foliação de transposição torna-se evidente. As relações de contato entre as unidades Catalunha e Bela Joana são intrusivas, encontrando-se xenólitos charnockíticos nos gnaisses migmatíticos que indicam que a migmatização da unidade Catalunha é posterior ao Bela Joana. O DRM (1978a) descreve também contatos transicionais entre as unidades Catalunha e Bela Joana.

II.2.2 - Domínio Paraíba do Sul

Nesse domínio está inserida a unidade de caráter metassedimentar reconhecida e que estaria associada às demais unidades da Série Paraíba do Sul de Rosier (1965). A unidade San-

to Eduardo contém rochas em condições variadas de migmatização, o correndo migmatitos heterogêneos e rochas não migmatizadas, encontrando-se também intercalações de rochas de facies anfibolito e granulito, além de metamorfitos não cataclásticos e produtos blastomiloníticos, cataclásticos. Contudo, os tipos litológicos predominantes são biotita-plagioclásio gnaisses, quartzitos, már mores e rochas cálcio-silicatadas.

A foliação S_{n+1} acentuada, de atitude SW-NE com mergulhos subverticais, é dominante nas rochas, e uma foliação pretérita (S_n) de transposição também pode ser encontrada com frequência, indicando um evento metamórfico anterior que gerou essa foliação.

II.2.3 - Aspectos Geocronológicos das Unidades

Os dados geocronológicos de Batista & Kawashita (1985) abrangendo diversas unidades constataram a efetiva atuação do Ciclo Brasileiro nas rochas da região de São Fidélis. A isócrona de 600 Ma e razões iniciais (Sr^{87}/Sr^{86}) de 0,708 para as rochas da unidade Bela Joana ou a isócrona de 500 Ma com R.I. = 0,711 para a unidade Angelim, obtidas pelos citados autores, in dicam razões iniciais relativamente altas para materiais que podem ter sido originados por fusão de rochas mais antigas, porém, não pode ser descartada a possibilidade de uma contaminação de rochas crustais durante a colocação.

Outras rochas charnockíticas que ocorrem ao longo da região costeira brasileira foram datadas e mostraram padrão geocronológico similar, como p.ex. o charnockito Itarana, no Espírito Santo, que indicou a idade de 600 Ma e R.I. = 0,708 (Siga Jr.; comunicação verbal), o charnockito da suite intrusiva Aimorés do mesmo Estado, com 600 Ma e R.I. = 0,708 ou mesmo, os charnockitos de Ubatuba-SP, com 600 Ma e R.I. = 0,710, através do mé todo Rb-Sr em rocha total, segundo Gasparini & Mantovani (1977).

As isócronas para a unidade São Fidélis revelaram idades de 684 Ma, com R.I. = 0,712 para gnaisses homogêneos e de 637 Ma com R.I. = 0,709 para porções neossomáticas da unidade, mostrando a origem das rochas por fenômenos de reciclagem crustal e que a fase de migmatização foi um processo inicial em relação ao Ciclo Brasileiro. A unidade Santo Eduardo revelou a idade de 518 Ma e R.I. = 0,708, que representa a continuidade do processo de migmatização em fases tardi- e pós-tectônicas do mesmo Ciclo.

Cabe ressaltar que, para a confecção da isócrona de 600 Ma para a unidade Bela Joana, Batista & Kawashita (1985) reuniram a uma única amostra de enderbite amostras de leptinitos que, ao serem observadas em campo para estudos petrográficos ao longo do trabalho de tese, verificou-se tratar-se de um granada granito claramente intrusivo na unidade Bela Joana, que apresenta uma faixa de charnockitização junto ao contato com o granito. Dessa forma, a idade de 600 Ma conseguida pode ser em grande parte devido a influência do granito intrusivo que por certo é de idade brasileira, porém, relativamente tardi-tectônica, sendo que a unidade Bela Joana poderia ser um pouco mais antiga do que é indicado pela isócrona.

II.2.4 - Aspectos Geológico-Evolutivos das Unidades

Batista (1984) propôs um quadro evolutivo diferenciado para as unidades geológicas aqui descritas.

O autor considera o embasamento plutônico mais antigo (Arqueano) os enderbites da unidade Bela Joana e os gnaisses tonalíticos da unidade Angelim, ambos reunidos no Complexo Juiz de Fora (de Hasui et al. 1984). As duas unidades mantiveram-se algo preservadas das deformações transamazônicas, mas não escaparam ao rejuvenescimento que sobreveio ao Ciclo Brasileiro. No presente as unidades ocupam posições em níveis crustais homólogos devido a movimentações tectônicas, que as elevaram a níveis

mais superiores.

As rochas supracrustais antigas, reunidas no Complexo Paraíba (de Brandalise et al. 1976; Silva & Ferrari, 1976), formam o conjunto de rochas pré-transamazônicas, pertencentes a uma suposta seqüência vulcanossedimentar, que em ciclos posteriores sofreram retrabalhamento juntamente com seu embasamento. As supracrustais perfazem os mármorees da unidade São Joaquim e os gnaisses kinzigíticos e kondalitos da unidade Natal (subdivisão da unidade Catalunha). A este conjunto também são atribuídos os quartzitos, cálcio-silicatadas e anfibolitos que se intercalam ou estão embutidos tectonicamente ('boudins') nos demais grupos litológicos da região, que não possuem expressão cartografável como entidades independentes, e ocorrem sob a forma de lentes, bandas, núcleos ou massas irregulares, com dimensões variadas.

No Ciclo Transamazônico ocorreu intensa deformação gerando rochas extremamente laminadas e migmatização sintectônica. A forte deformação tectônica estruturou todo o pacote mais antigo e como resultado verifica-se a persistente orientação das estruturas planares e lineares, segundo as direções N50°-60°E, acompanhando a linha da costa brasileira.

O Complexo Serra dos Órgãos (de Rosier, 1965) compreende os gnaisses granitóides e migmatitos gerados por anatexia e palingênese generalizadas na região. O evento termo - tectônico do Ciclo Brasileiro afetou um conjunto de rochas que sofreram significativo retrabalhamento por anatexia de materiais crustais pré-existentes, resultando fenômenos de caráter sin-, tardi- e pós-tectônicos.

As deformações brasileiras (transposições) imprimiram forte caráter migmático na unidade São Fidélis, gerando nítida estrutura estromática, com intercalações lenticulares de rochas cálcio-silicatadas e quartzitos, concordantes e de dimensões variadas, além dos níveis e bandas homogêneos, tipicamente kinzigíticos. Idêntica evolução ocorreu com os migmatitos sin-tectônicos da unidade Ernesto Machado (outra subdivisão da unidade Cata-

lunha). Cabe salientar que o autor abandonou a designação Catalunha que inclui as rochas kinzigíticas de uma única fase evolutiva, e subdividiu-a em unidades Natal e Ernesto Machado. A unidade Natal foi discriminada para caracterizar principalmente as rochas kinzigíticas de caráter metassedimentar (Complexo Paraíba do Sul). A unidade Ernesto Machado é outra entidade kinzigítica distinta, resultante de forte transposição tectônica sobre intrusivas anatexíticas (unidade Desengano) que geraram migmatitos sin-tectônicos (Complexo Serra dos Órgãos).

A fase de migmatização de caráter tardio foi responsável pela individualização da unidade Santo Eduardo, com notáveis estruturas estromática e flebítica, onde estão presentes intercalações de várias rochas do Complexo Paraíba, sendo menos frequentes as kinzigíticas.

Ligada à atividade pós-tectônica do Ciclo Brasiliano relacionam-se a formação de pegmatitos e diques de granito, pequenos 'stocks', não mapeáveis, que cortam generalizadamente todas as unidades abordadas.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL

III.1 - UNIDADE BELA JOANA

A unidade Bela Joana representa uma associação de rochas charnockíticas de características plutônicas compreendendo um maciço de forma lenticular orientado N45° E, com cerca de 60 km de eixo maior e 17 km de eixo menor, e uma faixa estreita e contínua de 3,5 km de largura média (faixa norte), intercalada com migmatitos da unidade Catalunha, de semelhante magnitude. A faixa norte passa pela cidade de São Fidélis, prolonga-se para NE e SW por aproximadamente 50 km encaixada na unidade São Fidélis. O maciço faz contato a sul com a mesma unidade (q.v. Fig. II.1; Cap. II).

A unidade apresenta gnaisses irregularmente bandados e foliados, com foliação cataclástica acentuada. Os tipos maciços e levemente foliados são também encontrados. A cor varia de verde-claro a cinza-esverdeado em fratura fresca, com alteração superficial passa para marrom-esverdeado ou acaramelado. Mineralogicamente as rochas são caracterizadas pela predominância de plagioclásio e quartzo sobre o feldspato alcalino, que são acompanhados por quantidades variáveis de ortopiroxênio. A granada e a biotita são também importantes, variam desde proporções subordinadas a essenciais. Os acessórios como diopsídio e hornblenda são mais representativos nas variedades de rochas básicas. Zircão, apatita e minerais opacos (ilmenita, magnetita, pirrotita e pirita) estão geralmente presentes como acessórios menores.

A associação Bela Joana apresenta composição variável, desde termos graníticos a noríticos. Em base a classificação do IUGS (Streckeisen, 1974) a associação abrange charnockitos, charno-enderbitos, enderbitos e noritos, com ampla predominância dos termos intermediários. Os noritos, que composicionalmente são

gabros e dioritos a hiperstênio, encontram-se como afloramentos pouco expressivos ou aparecem como enclaves (xenolíticos ou autolíticos) mesocráticos e melanocráticos, e segregações máficas que representam estágios mais avançados de assimilação. Xenólitos de metamorfitos (gnaisses, migmatitos e rochas cálcio-silicatadas) observados preferencialmente em zonas de borda, também aparecem com relativa frequência em toda a ocorrência charnockítica.

Na unidade Bela Joana são reconhecidos domínios deformacionais de rochas maciças, foliadas e gnáissicas, cujas feições texturais e mineralógicas estão relacionadas a transformações metamórficas complexas por interação de deformações e recristalizações.

III.1.1 - Domínio de Rochas Maciças

Na pedreira Itererê, localizada na porção central do maciço (Fig. III.1; ponto 24), encontram-se diversas feições que caracterizam a unidade, algumas das quais aparecem frequentemente repetidas em outros afloramentos. Observa-se variações litológicas com mudanças rápidas nas granulações, na quantidade e distribuição dos minerais num intervalo de poucos metros. Há porções granulares uniformemente grossas (pegmatóides) e outras que gradam de médias a grossas, inequigranulares, que contêm megacristais feldspáticos centimétricos (de hábito tabular e ripidiforme); a granada pode estar ausente em alguns locais ou formar pequenas concentrações bastante esparsas; a biotita geralmente aparece como manchas escuras, concentrações centimétricas ou mesmo, como lamelas dispersas na matriz da rocha e geralmente está acompanhada de granada, algum piroxênio e anfibólio.

A pedreira é considerada um domínio representativo de rochas maciças onde ocasionalmente aparecem porções mais concentradas em aglomerados félsicos com formas algo ovaladas ou segregações máficas semi-alongadas, centimétricas, que tendem a

mostrar o desenvolvimento de uma foliação incipiente. Aí predominam os tipos enderbíticos, apresentam granulação média a grossa e megacristais feldspáticos subidiomórficos (1 a 3 cm de comprimento), que em alguns locais exibem geminações Carlsbad nítidas. Os agregados fêmicos aparecem numa proporção variável (5 a 15%), onde se visualizam cristais de piroxênio de cor marrom-bronze em meio às biotitas, formando 'manchas' escuras ou agregados dispersos na matriz da rocha. Por vezes há uma distribuição homogênea em minerais fêmicos e sálicos. A granada encontra-se como pequenos agregados ou disseminações, mas não ultrapassa quantidades acessórias (5%). Os tipos charno-enderbíticos, comparativamente aos enderbitos, diferenciam-se por apresentarem uma granulação variando de média a muito grossa, e as maiores proporções e dimensões em feldspatos megacristalinos (até 5 cm de comprimento), sendo que grande parte deles exibem geminações Carlsbad distintas. Nessas rochas a granada raramente alcança conteúdos maiores (até pelo menos 10% em amostra de mão).

III.1.2 - Domínio de Rochas Foliadas

Esse domínio abrange uma área maior ou seja, próximo às porções centrais e nas zonas de borda meridional e setentrional do maciço (Fig. III.1; Pontos: 20, 23, 27, 28, 29, 59, 60, 61 e 62). As rochas apresentam minerais orientados, inequigranulares, e em alguns locais os agregados sálicos e fêmicos tendem a formas algo ovaladas ou alongadas. Nos afloramentos predominam enderbitos ou charno-enderbitos, com passagem rápida de um tipo a outro, ou então como em alguns casos, somente um deles está representado. Entre os enderbitos predominam os termos médios porfiríticos; os feldspatos são subédricos, levemente arredondados e fraturados, e localmente se observa megacristais de feldspatos alcalinos; na matriz da rocha os minerais formam agregados finos a médios. Entre os charno-enderbitos encontram-se porções de granulação média e média a grossa, onde os cristais maiores e megacristais, levemente ovalados (de até 3 cm de comprimento), são envolvidos pela matriz ora mais félsica, ora mais máfica.

III.1.3 - Domínio de Rochas Gnáissicas

Abrange a faixa norte preferencialmente a borda setentrional do maciço onde as evidências de cataclase são mais pronunciadas. As rochas são fortemente foliadas ou irregularmente bandadas com estrutura de fluxo bem desenvolvida. Apresentam matriz abundante, média a fina, e minerais deformados. Os feldspatos são porfiroclásticos, predominam sob formas ocelares e/ou retorcidas e são contornados ou se associam aos agregados quartzo-feldspáticos que se alternam com níveis ou segregações mais máficas. A foliação é dada pela orientação das lamelas de biotita, quartzo planar e porfiroclastos. Entre os agregados de biotita se destacam cristais isolados de piroxênio e/ou anfibólio; a granada (subarredondada ou alongada) acompanha os níveis fêmicos formando concentrações milimétricas. Os enderbitos e charnockenderbitos são inequigranulares médios, de cor cinza-esverdeado e apresentam porfiroclastos dispersos. Em alguns locais aparecem intercalações, 'bolsões' ou 'manchas' alongadas e decimétricas de charnockitos com granulações grossas e tonalidades verde-clara, que contrastam com o restante do afloramento. No ponto 64 (Fig. III.1), a exposição mais expressiva de charnockito, a rocha é fortemente foliada, inequigranular, constituída por bandas lentiformes e decimétricas, onde predominam porfiroclastos ocelares de feldspatos e quartzo alongado, acompanhados de granadas (sub-arredondadas e centimétricas), que são envoltos por cordões de biotita fina; o fraturamento intenso da rocha segue planos anostomosados com preenchimento de quartzo planar.

As rochas *noríticas* (gabros e dioritos com hipersênio) apresentam características diferenciadas na unidade e ocorrem em afloramentos pouco expressivos na faixa norte (Fig. III.1; pontos 65 e 67) ou aparecem como enclaves lentiformes associados a enderbitos e/ou dispersas nos vários domínios de deformacionais. No ponto 67, o norito é fino a médio, cinza-escuro, maciço, constituído por plagioclásio, orto e clinopiroxênio, anfibólio e biotita, gradaciona para tonalidades cinza-esverdeado a escuro onde são individualizados prismas centimétricos de anfibólio.

lio e plagioclásio. No ponto 65, o norito é foliado, mesocrático, textural e mineralogicamente semelhante a enderbito foliado, mas diferencia-se pelo seu índice de cor; grande parte do ortopiroxênio está transformado em biotita.

Os *enclaves* geralmente são de composição norítica (diorítica também ocorre). No domínio maciço (pedreira Itererê) os enclaves aparecem sob formas ovaladas, alongadas ou irregulares com dimensões desde milímetros a centímetros, de granulação fina e contatos bruscos ou irregulares com a rocha hospedeira, às vezes seus limites são acompanhados por segregações finas de biotita e granada; em meio a rocha aparecem agregados de feldspatos esverdeados e de biotita lamelar, Foto 1. Nos outros domínios, os enclaves ocorrem sob forma de lentes centimétricas a decimétricas intercalados aos enderbitos, em alguns casos, quando vistos em detalhe, observa-se alternâncias milimétricas de minerais fêmicos (biotita, anfibólio e piroxênio) na maioria orientados, com níveis de quartzo planar (p.ex. pontos 11, 22 e 80); em outros, a rocha é maciça e contém 'manchas' de feldspatos esverdeados e segregações de biotita (p.ex. ponto 61).

As *segregações máficas* ocorrem nos domínios foliados e gnáissicos como agregados alongados constituídos principalmente de biotita que por vezes são acompanhados de granada e de cristais isolados de piroxênio e/ou anfibólio. No domínio maciço essas segregações foram observadas detalhadamente e serão vistas na petrografia.

Os *xenólitos de metamorfitos* não estão restritos às zonas de contatos da ocorrência charnockítica, aparecendo também em vários pontos, nas porções centrais e bordas do maciço e na faixa norte. Geralmente se dispõem como intercalações bandadas, lenticulares ou subarredondadas, centimétricas a decimétricas, constituindo-se de biotita gnaisses com granada (pontos 60 e 11) e, rochas cálcio-silicatadas (ponto 59); outros xenólitos aparecem como blocos isolados de dimensões métricas consistindo de gnaisses graníticos (leptinitos) a biotita, granada, sillimanita e cordierita (pontos 25 e 26).

FOTO 1 - Enclave básico no domínio maciço do charnockitóide Bela Joana. Pedreira Itererê. Ponto SF-24.

FOTO 2 - Migmatito nebulítico Catalunha com xenólitos de rochas charnockíticas e de cálcio-silicatadas. Área de contato entre as unidades Catalunha e Bela Joana. Ponto SF-22.

III.1.4 - Relações de Contato

Os contatos entre as rochas dessa unidade e os migmatitos Catalunha foram observados nos cortes da rodovia que liga a cidade de São Fidélis a Campos (RJ-29), que passa a norte do maciço. Em um local (ponto 79), o migmatito bandado está em contato com as rochas charnockíticas, e ambos estão cortados por um gnaiss granítico branco com granada (inequigranular médio a grosso) que lateralmente se intercala com os migmatitos. Em outro local (ponto 22), o contato se faz com migmatitos nebulíticos que contêm xenólitos decimétricos de rochas charnockíticas (Foto 2). Esses xenólitos são angulosos ou alongados e orientados com a foliação do migmatito, alguns são de contatos nítidos e outros difusos com a hospedeira, marcando uma auréola de assimilação cinza-esverdeada no migmatito. A rocha nebulítica no geral apresenta uma coloração anômala nos seus constituintes mineralógicos: os feldspatos mostram a cor verde-claro junto às rochas charnockíticas e cor branco-esverdeado quando mais afastados do contato; as granadas do migmatito em grande parte exibem cor avermelhada, idêntica à cor apresentada pelas granadas de rochas charnockíticas (essa cor só foi encontrada nos migmatitos do ponto 22). A mudança na coloração dos minerais feldspáticos (do branco para branco-esverdeado) foi também encontrada em migmatitos bandados e nebulíticos de outras exposições relativamente próximas à unidade Bela Joana (pontos 21, 78 e 79), e de certa forma pode ser considerada como característica dessas áreas de contato.

Os contatos entre a unidade Bela Joana e os migmatitos São Fidélis encaixantes não foram observados, mas são supostos intrusos. Na faixa norte, em um local (ponto 68; Foto 3), as rochas charnockíticas têm xenólitos angulosos a retangulares de migmatitos estromáticos de dimensões decimétricas a métricas, caoticamente dispostos, constituídos por bandas de granada-biotita gnaisses finos com bandas de leucossomas quartzo-feldspáticos (brancos) dobrados e transpostos. Na borda meridional do maciço (ponto 60), aparecem diversos xenólitos decimétricos a métricos, subarredondados e lenticulares de granada-biotita gnaisses leuco-

FOTO 3 - Rocha charnockítica com xenólito de migmatito estromático São Fidélis. Área de contato entre as unidades Bela Joana e São Fidélis. Ponto SF-68.

FOTO 4 - Vista geral da pedreira Itererê. Injeções irregulares de granada granito no domínio maciço do charnockitóide Bela Joana. Ponto SF-24.

cráticos, finos e de foliação concordante com a rocha que os engloba.

III.1.5 - Manifestações Graníticas e Pegmatóides

Injeções aplíticas e pegmatóides tardias são frequentemente encontradas nas zonas de contato da associação charnockítica com os migmatitos encaixantes, bem como em vários locais da faixa norte e esparsamente na área do domínio maciço. Essas manifestações aparecem como diques, veios ou bolsões de composição granítica que cortam ou são paralelos à foliação das rochas. Em alguns locais, ao longo dos traços de contatos dos diques e veios, a rocha charnockítica apresenta-se alterada em sua coloração (decharnockitizada). Na pedreira Itererê (ponto 24) aparecem pegmatitos charnockíticos formando veios irregulares ou bolsões decimétricos, constituídos principalmente de feldspatos esverdeados de hábito tabular ou quadrático, centimétricos, com quartzo e agregados lamelares de biotita; outros, além de feldspatos contêm granada idiomórfica, biotita, quartzo e drusas de ametista. Diques, veios e pegmatitos graníticos róseo-esbranquiçados, também são encontrados em vários locais da pedreira. Os pegmatitos são constituídos de feldspatos róseos e quartzo, geralmente acompanhados de agregados centimétricos de muscovita, granada ou biotita, com raras turmalina preta ou magnetita.

Associadas a essas manifestações da pedreira encontra-se injeções irregulares de granada granito branco (Foto 4), fino à médio, com larguras métricas (2 a 3 metros) e portadores de xenólitos angulosos e decimétricos de rochas charnockíticas (Foto 5). O granito contém aglomerados subcentimétricos de granada avermelhada e biotita bastante esparsas, os traços dos contatos com a encaixante são irregulares e indicados por segregações contínuas de granada granular. Ao longo dos limites com as injeções graníticas observa-se faixas variando de decimétricas a aproximadamente 2 metros de largura onde a rocha charnockítica está alterada em sua coloração ou parcialmente transforma-

FOTO 5 - Injeções irregulares de granada granito portadoras de xenólitos de rochas charnockíticas. Domínio maciço do charnockitóide Bela Joana. Pedreira Itererê. Ponto SF-24.

FOTO 6 - Rocha decharnockitizada em contato com granada granito; a linha de contato é marcada por segregações de granada granular. Domínio maciço do charnockitóide Bela Joana. Pedreira Itererê. Ponto SF-24.

da (decharnockitizada), sob efeito dos fluidos aquosos associados a essas injeções (Foto 6). A rocha gradaciona da tonalidade cinza-esverdeada para cinza-claro a esverdeado e finalmente esbranquiçado junto aos contatos, e além do que, guarda as mesmas características texturais e mineralógicas anteriormente descritas no domínio maciço. Essas transformações também aparecem em escala microscópica afetando principalmente os minerais fêmicos (com relação a efeitos térmicos secundários).

Uma feição de aspectos petrográficos e efeitos comparáveis às rochas decharnockitizadas da pedreira ocorre no ponto 20, na borda setentrional do maciço, junto à zona de contato com os migmatitos Catalunha. Neste local, charno-enderbitos de cor cinza-esverdeado são envoltos ou gradacionam para 'manchas' decimétricas da rocha de composição granodiorítica cuja coloração varia de cinza-claro a róseo; as rochas são textural e mineralogicamente semelhantes entre si, mas diferenciam-se em alguns aspectos quando analisadas microscopicamente (presença de minerais secundários).

III.1.6 - Relações Estruturais

A unidade Bela Joana está estruturada segundo um padrão de foliação com atitudes variando de N 40° E a N 70° E, com mergulhos geralmente subverticais. Variações no mergulho de 65° a 80° NW foram encontradas na faixa norte e na borda setentrional do maciço, que também se destacam por apresentarem foliações mais acentuadas nas rochas. A forma alongada da mega-estrutura coincide com as direções regionais de foliação e também reflete a deformação e/ou possivelmente o condicionamento de colocação da mesma. A foliação tectônica da ocorrência está relacionada a variações na intensidade e distribuição de processos penetrativos que a grosso modo, delineiam um padrão de orientação estrutural mais ou menos acentuado. Na faixa norte e ao longo dos contornos do maciço (até onde foi possível verificar), sobretudo na borda setentrional, a foliação é proeminente e daí, vai tornando-se menos cons-

pícuca em direção às porções centrais do maciço.

Essa foliação, geralmente planar, é definida pela disposição dos agregados de minerais sálicos, fêmicos e porfiroclastos, além de enclaves básicos e xenólitos de metamorfitos lentiformes. Em parte, a foliação poderia representar elementos estruturais primários que poderiam ter sido exagerados e/ou modificados por um processo dinâmico posterior; os xenólitos de metamorfitos que aparecem indistintamente em toda a ocorrência charnockítica representariam remanescentes de rochas encaixantes que teriam sido arrastadas das áreas de cobertura durante a movimentação plutônica.

Uma outra foliação superimposta (por vezes quase perpendicular) à dominante é vista em alguns afloramentos da faixa norte, onde a foliação dada pelas biotitas e quartzo planar está crenulada em direção oblíqua a ela. Diversas seções delgadas de amostras de rochas com foliação mais desenvolvida mostram uma direção de alinhamento nas biotitas que é oblíqua à principal.

Na unidade, as várias evidências de fenômenos de deformação e recristalização parecem superpostos a sua formação, cujos efeitos mostram-se diferenciados progressivamente dos domínios maciços aos foliados e gnáissicos. No domínio maciço da pedreira Itererê esses efeitos são visualizados principalmente em escala microscópica, indicando que parte da associação manteve-se preservada dos processos penetrativos mais efetivos que atuaram na região. Entretanto, alguns afloramentos de rochas com foliação moderada apresentam indícios de feições relacionadas à época de colocação magmática. Como exemplo, destaca-se estrutura de fluxo magmático marcada por feldspatos megracristalinos, organizados subparalelamente, com orientação planar um pouco divergente da foliação dominante (ponto 59; Foto 7).

Os enclaves lentiformes, numerosos em toda a ocorrência charnockítica, apresentam textura e mineralogia semelhantes à da rocha que os engloba, mostram minerais deformados e o-

FOTO 7 - Aspecto da rocha charnockítica Bela Joana com megacristais feldspáticos orientados subparalelamente. Domínio de rochas foliadas. Ponto SF-59

FOTO 8 - Aspecto gnaissificado do granitóide Angelim com megacristais feldspáticos estirados. Ponto SF-74.

rientados subparalelamente e representam também estruturas planares. Grande parte desses enclaves estão organizados segundo as direções principais e de certo modo, estariam diretamente relacionados a fenômenos de deslocamento de massas de rochas (pontos 11, 22 e 80).

As segregações máficas aparecem nos diferentes domínios de deformacionais, e particularmente no domínio maciço, essas segregações mostram que estão parcialmente assimiladas pela rocha que as engloba ou formando estruturas semelhantes às 'schlieren'. Grande parte delas podem ter sido derivadas por assimilação de enclaves e, em alguns casos, esses enclaves permanecem como rochas parcialmente assimiladas, apresentando-se como 'manchas' ou concentrações de minerais megascopicamente semelhantes àqueles das rochas adjacentes.

III.2 - UNIDADE ANGELIM

A unidade Angelim consiste em um ortognaisse disposto numa faixa contínua no sentido SW-NE, com largura variável entre 1,5 e 6,5 km, encaixado entre os migmatitos da unidade São Fidélis, a SW, e os da unidade Santo Eduardo, a NW (q.v. Fig. II.1; Cap. II). O granitóide também aparece intrusivo na unidade São Fidélis como ocorrências alongadas e de contornos irregulares que variam de 2 a 6 km de comprimento, correspondendo quase sempre às partes topograficamente mais altas da área; outras menores, não mapeadas, são encontradas nas proximidades do rio Muriá, na porção oriental.

Os contatos entre o granitóide e os migmatitos são bruscos, e zonas cataclásticas são encontradas cortando o granitóide, nas áreas de bordas ou paralelas à direção da foliação regional. De maneira geral, a foliação no ortognaisse varia de N 50° - 80° E com mergulhos sub-verticais, mas algumas medidas indicaram mergulhos variando entre 64° e 74° para NW na porção oriental.

Na maioria dos tipos petrográficos as orientações planares e lineares dos minerais são impostas por deformações e coincidem com a forma alongada do granitóide, como também com a direção da foliação na região (Foto 8). Dobras irregulares e descontinuas de cisalhamento com foliação plano axial desenvolvida e foliações onduladas, em escala decimétrica, aparecem isoladamente e próximas às áreas de contato com a unidade São Fidélis (parte oriental; pontos 74, 76 e 92).

A unidade é composta por um conjunto litológico metamorfisado, com feições gnáissicas marcantes e relativamente homogêneas. As rochas têm composições tonalíticas e granodioríticas que mostram frequentemente transições entre si, sendo as graníticas mais restritas e ocorrendo sob forma de bolsões ou camadas irregulares. Os tipos litológicos intermediários compreendem uma associação de granada-hornblenda-biotita - plagioclásio gnaisses com megacristais de andesina em matriz média e coloração variando do cinza-médio a cinza-claro. Apenas em um local, na parte ocidental (ponto 45), um granada-hornblenda-biotita gnaiss contém quantidades acessórias de clinopiroxênio e apresenta a cor cinza-médio a escuro. Variedades granodioríticas cinza-claras a róseas, portadoras de megacristais de plagioclásio e de feldspato alcalino, e enclaves dioríticos, sob forma de lentes, aparecem como ocorrências de menor expressão na parte oriental do ortogneisse (na pedreira Itaipavas; ponto 75 e no ponto 76). As manifestações graníticas intrusivas, em alguns casos, trazem xenólitos dioríticos ou de rochas encaixantes.

III.2.1 - Tipos Litológicos

III.2.1.a - Parte ocidental

Na parte ocidental da unidade, as exposições formam um conjunto homogêneo de rochas de composição intermediária. Aí se destacam os litotipos leucocráticos de cor cinza-médio a claro, porfiríticos (ou porfiroblásticos), com feldspatos bran-

cos subcentimétricos, de formas subédricas a ovais, numa matriz média (Foto 9). Os megacristais de feldspatos são frequentes e a apresentam-se em grande parte, orientados e com formas ocelares, mas formas retangulares também ocorrem. Em alguns locais aparecem segregações alongadas sálicas e porfiróides com granada. O quartzo é mineral importante e comumente é alongado e subcentimétrico. O fêmico que predomina é a biotita (numa proporção de 15 a quase 25%), constituindo aglomerados ou cordões, por vezes ondulados; a granada raramente é megacristalina (com 1,5 cm de diâmetro), é granular e mais escassa (até 5%); o anfibólio, quando presente, está associado à biotita (granada e anfibólio são parcialmente transformados em biotita; em uma amostra, SF-45, o anfibólio é derivado de clinopiroxênio).

Numa ocorrência isolada (ponto 39), o granitóide porfirítico tem porções sálicas de cor cinza-claro a rósea, com granadas esparsas e intercalações de níveis finos de biotitas, correspondendo a um dos termos intermediários que aparecem tipicamente mais a norte do perfil geológico oriental.

Nas exposições próximas às áreas de contato com a unidade São Fidélis (a SE), as rochas apresentam estrutura protomilonítica indicando uma movimentação tectônica entre os contatos. Nessas rochas os porfiroclastos de feldspatos são ovóides e alongados, enquanto que o quartzo e a biotita formam agregados estirados conferindo à matriz um aspecto laminado. Outras áreas cataclásticas podem ser detectadas indiretamente através do aspecto protomilonítico das rochas. No ponto 32, porções de rochas cinza-claras e de composição granítica são constituídas por níveis laminares sálicos e fêmicos finos a médios, que transicionam rapidamente para a rocha de composição intermediária, de granulação média com porfiroclastos de feldspatos. O afloramento parece indicar níveis de rochas justapostas por cisalhamento em pequena escala (centímetros a decímetros).

FOTO 9 - Aspecto homogêneo do granitóide Angelim. As manchas escuras são devidas à humidade. Ponto SF-84.

FOTO 10 - Vista geral da pedreira Itaipavas, apresentando a intrusão de biotita granito gnaisse porfirítico sob forma de cúpula no granitóide Angelim. Ponto SF-75.

III.2.1.b - Parte oriental

Na pedreira Itaipavas (ponto 75), na parte oriental, ocorrem vários litotipos intimamente associados que transicionam entre si. As rochas de composição intermediária também se alternam como camadas ou bandas de hornblenda-biotita gnaisses leucocráticos de cor cinza-claro a cinza-médio, com algumas porções centimétricas a decimétricas constituídas por biotita gnaisses cinza-médios a escuros. Essas rochas são foliadas, inequigranulares médias a grossas, homogêneas, texturalmente semelhantes entre si e contêm megacrístais centimétricas de feldspatos brancos bem esparsos, além de granadas disseminadas. Os megacrístais não ultrapassam uma proporção de 15% nas rochas, estão orientados e apresentam formas ocelares, alguns têm leve encurvamento. Nos gnaisses cinza-claros, os megacrístais de feldspato alcalino exibem geminações Carlsbad e em alguns a cor tende a ser esbranquiçada a levemente rosada. O conjunto mostra intercalações espaçadas de enclaves dioríticos finos interpretados como autolíticos, com dimensões centimétricas a decimétricas, constituindo rochas maciças a foliadas escuras que são contornadas pela foliação. A maioria dos enclaves apresentam-se como lentes que contêm concentrações milimétricas de feldspatos e de algum quartzo, ou então formam manchas escuras que passam para estruturas 'schlieren' com a rocha hospedeira.

Na mesma pedreira foram reconhecidos veios e bolsões irregulares, com dimensões visíveis de 2 metros, de biotita granito gnaiss porfirítico cinza-claro de contato brusco com a encaixante. Possui megacrístais abundantes de feldspatos róseos, ripiformes e quadráticos, de comprimento variando de 2 a 5 cm, orientados e alguns são levemente ondulados; a matriz é média e contém granada disseminada.

Nesse local, o granitóide também é intrudido por um biotita granito porfirítico cinza-claro a branco, portando megacrístais bem esparsos de feldspatos róseos de formas quadráticas e granada acessória. A intrusão, que está exposta numa sec-

ção da pedreira com aproximadamente 10 metros de largura, se projeta no granitóide como uma cúpula arredondada no teto (Foto 10), contendo xenólitos dioríticos alongados e parcialmente encurvados, sugerindo atuação de processos deformacionais contemporâneos à colocação do granito gnaiss. Subordinadamente, encontram-se veios irregulares injetados para dentro da encaixante. Relacionados a essa intrusão aparecem diques de granito equigranular, cinza-claro, com pontuações de piritita e granada, além de veios pegmatóides com feldspatos róseos centimétricos, quartzo e grandes palhetas de biotita. Esses últimos são retilíneos, de pequena expressão, sugerindo um comportamento mais rígido com respeito à invasão.

Em direção norte do perfil oriental (a partir do ponto 75) até o contato com a unidade São Fidélis, o granitóide Angelim é félsico-intermediário, porfirítico, cinza-claro e róseo em parte protomilonítico, contém porfiroclastos feldspáticos ocelares e prismáticos em matriz com granada acessória. As intercalações entre os termos cinza-claros e róseos ora se apresentam como níveis de contatos graduais entre si ora se mostram marcados e ondulados. São frequentes as bandas ou camadas descontínuas de biotita granito-gnaisses porfiríticos, com dimensões decimétricas, e as lentes dioríticas. Com a proximidade dos limites dessa unidade com os migmatitos são comuns os diques graníticos equigranulares, esbranquiçados, assim como os veios pegmatóides quartzo-feldspáticos que cortam irregularmente a foliação das rochas.

As ocorrências intrusivas do Angelim na unidade São Fidélis são encontradas próximas ao rio Muriaé, cortadas pela rodovia Campos-Itaperuna onde afloram em secções visíveis de 15 a 30 metros ao longo da mesma (pontos 91 e 92). Os hornblenda-biotita gnaisses são porfiroclásticos, cinza-médios, contém megacristais feldspáticos estirados e apresentam veios ou bandas hololeucocráticas de granulação grossa, esparsas e com disseminações de granada. Os migmatitos ao longo dos contatos são estromáticos com leuco e melanossomas espessos de cerca de 2 metros, ou são migmatitos 'schlieren' quartzo-feldspáticos com biotita e

granada, esta última ocorrendo numa proporção não inferior a 5%. No ponto 91, o granitóide é cortado por diques de granito equigranular cinza-claro, com espessuras de até 20 cm e de orientação N 5° E/35° NW. No ponto 92, os diques graníticos têm orientação N 40° W/35° SW e são portadores de xenólitos angulosos e retangulares centimétricos do biotita gnaiss cinza-médio a escuro. Outro desses diques corta o migmatito no ponto 90, sendo que o granito tem largura de aproximadamente 1,5 metros e contém também xenólitos angulosos e centimétricos do biotita gnaiss.

III.3 - UNIDADE CATALUNHA

A unidade Catalunha compreende uma faixa contínua de migmatitos orientada aproximadamente N 35° E, em cujos domínios se encontra parte da calha principal do rio Paraíba do Sul. A unidade está integralmente intercalada com a associação charnockítica Bela Joana, separando nesta uma faixa também contínua (faixa norte), e prolongando-se por cerca de 45 km na área de estudo (q.v. Fig. II.1; Cap. II).

Os migmatitos Catalunha têm estruturas bandadas e nebulíticas foliadas que correspondem a tipos litológicos compostos mineralogicamente por granada, biotita, ortoclásio, quartzo e plagioclásio, além de cordierita e sillimanita, acessórios que podem se tornar importantes para a denominação genérica dos migmatitos como rochas kinzigíticas. Os minerais porfiroblásticos são significativos nos migmatitos nebulíticos, mas em geral as rochas apresentam porfiroblastos (ou porfiroclastos) de feldspatos bem esparsos (com 2 cm de comprimento) e granadas (subcentimétricas e de cor róseo-violeta) que, em alguns locais aparecem em proporções expressivas (até 40%) conferindo às rochas uma tonalidade violácea. A composição das rochas kinzigíticas varia em termos intermediários, as composições graníticas estão representadas principalmente nos leucossomas intercalados aos migmatitos bandados. As rochas cálcio-silicatadas são frequentes como resíditos concordantes nos migmatitos; outros tipos litológicos como

quartzitos ou pegmatitos não foram encontrados.

III.3.1 - Tipos Litológicos

Nos *migmatitos bandados* as bandas são descontínuas, centimétricas a decimétricas e variam na granulação, na intensidade de foliação e estiramento mineral. Numa sequência banda da qualquer, os níveis kinzigíticos leuco a mesocráticos finos, cinza-violáceos, apresentam um bandamento laminar com listras fêlsicas onde o quartzo é estirado ou forma pequenas dobras isoclinais fechadas, alternam-se com bandas kinzigíticas leucocráticas médias a grossas, cinza-claras a violáceas, contendo porfiroblastos de feldspatos (subidioblásticos a ovais); nessas bandas os minerais estão orientados e em parte deformados e alongados. Os leucossomas comumente formam bandas paralelas à foliação, são compostos por granitos porfiroblásticos brancos, com megacristais de feldspatos orientados e granadas (de até 5 cm de diâmetro), bolsões ou bandas constituídas de feldspatos brancos, em parte grossos, que em alguns locais formam concentrações sob forma de cunhas. As rochas cálcio-silicatadas, encontradas como lentes descontínuas 'boudinages' nos gnaisses kinzigíticos, são maciças, finas, de cor cinza a esverdeado, contêm manchas róseas de granada granular e/ou níveis laminares quartzo-feldspáticos (Foto 11).

No afloramento SF-78, os migmatitos bandados intercalam-se com bandas de injeção 'lit par lit' de um granito a cordierita e sillimanita. As intercalações graníticas são variáveis em espessuras e granulações (desde grossas até finas), apresentam porfiroblastos de feldspatos (brancos) e cordierita (cinza-azulada) esparsos, os de granada aparecem junto aos traços de contato com os níveis kinzigíticos. No ponto SF-79, um gnaisse granítico a granada, esbranquiçado, corta e invade os gnaisses kinzigíticos paralelamente à foliação; subordinadamente, veios graníticos equigranulares médios com granada e biotita, também cortam as rochas. Nos aspectos texturais e mineralógicos esse granito se compara ao das injeções graníticas encontradas na pedreira Itererê (item III.1.5).

FOTO 11 - Migmatito nebulítico Catalunha com níveis de gnaiss kinzigítico leuco a mesocrático fino e enclaves de rochas cálcio-silicatadas. Ponto SF-21.

FOTO 12 - Gnaiss migmatítico São Fidélis, mostrando em detalhe dobramento isoclinal. Pedreira São Fidélis. Ponto SF-08.

Os *migmatitos nebulíticos* apresentam variações de granulação e de conteúdo em minerais sálicos e fêmicos. Em alguns locais, observa-se uma associação complexa de migmatitos com estruturas bandadas e nebulíticas de contatos normalmente difusos a transicionais. No ponto 21 (Fig. III.1), as porções grossas do migmatito nebulíticos com porções mais ricas em aglomerados lamelares de biotita ou em feldspatos, acompanhados de granadas subidioblásticas e quartzo (subcentimétrico), transicionam para porções de granulação média com minerais orientados e granada em torno de 15-20%. As áreas bandadas têm estrutura laminada e grão fino, gradacionam para bandas centimétricas e de granulação média, essa gradação também é acompanhada pelo tamanho diferenciado dos cristais de granada (Foto 11). Na transição das porções bandadas para as grossas do nebulito observa-se o maior conteúdo de granada, com tamanhos variáveis (0,5 - 2 cm de diâmetro); a biotita fina torna-se progressivamente lamelar e subcentimétrica, envolvendo aglomerados de megacristais constituídos principalmente de feldspatos subidioblásticos. No ponto 22, o migmatito apresenta um aspecto granitóide foliado, é comparativamente mais homogêneo, a granulação varia de média a grossa, sendo que em algumas porções isoladas é grossa. Porções leucocráticas contêm os minerais sálicos (com dimensões em torno de 1 cm de comprimento) e grãos de granada (de 1-1,5 cm de diâmetro) isolados ou envoltos por lamelas de biotita; por vezes aparecem concentrações de feldspatos centimétricos. Em porções leuco a mesocráticas, encontram-se os minerais com tamanho relativamente menor que passam diretamente a feições com texturas granolepidoblásticas, constituindo manchas ('schlieren') mais escuras.

As rochas cálcio-silicatadas estão presentes dentro dos migmatitos nebulíticos constituindo lentes ovaladas e decimétricas, são granoblásticas muito finas, de cor cinza-esverdeada ou cinza com manchas violáceas de granada (Foto 2).

III.3.2 - Aspectos Estruturais

Alguns afloramentos localizados imediatamente a

sul do rio Paraíba do Sul (pontos 17, 18 e 19), são constituídos por rochas kinzigíticas de aspecto blastomilonítico que se mostram afetadas por cisalhamento dúctil, apresentando foliação plana paralela bem desenvolvida. Nos gnaisses kinzigíticos se destacam os bandamentos centimétricos e irregulares, os minerais são granoblásticos finos a médios, estirados e orientados, por vezes observando-se dobras intrafoliais milimétricas (isoclinais com charneiras espessadas); os porfiroclastos de feldspatos são ovais e em parte sugerem um movimento de rotação dextral. Bandas graníticas alternam-se com bolsões feldspáticos com granadas sub-centimétricas (algumas são centimétricas); o gnaisse granítico apresenta bandamento transposto formando cunhas, centimétricas a decimétricas, para dentro do gnaisse kinzigítico. As rochas cálcio-silicatadas também estão presentes como lentes intercaladas ('boudinages').

A foliação da unidade Catalunha apresenta atitudes variáveis, com direções entre N 30° E e N 75° E e mergulhos variando de 40° a 80° NW. A foliação está relacionada às estruturas penetrativas como a foliação de transposição e a bandamentos marcantes dos migmatitos bandados, nesses últimos encontram-se bastante desenvolvidas as intercalações kinzigíticas de estrutura laminar. Os 'boudins' de rochas cálcio-silicatadas foram observados com frequência nos afloramentos, a foliação das rochas kinzigíticas em geral contornam as formas alongadas dos 'boudins'. As lineações aparecem definidas pelo quartzo alongado ou estirado e pelo alinhamento das lamelas de biotitas, além da orientação dos feldspatos porfiroblásticos (ou porfiroclásticos). Algumas medidas de atitude das lineações indicam o estiramento mineral contido nos planos de foliação e lineações de intersecção com esses planos a N 25° W/43° e a N 5° W/55°.

Junto às áreas de contato com a unidade Bela Joana encontram-se migmatitos kinzigíticos de estruturas bandadas e nebulíticas, nestes é comum observar-se a mudança de coloração dos minerais feldspáticos. No ponto 79, o migmatito bandado está em contato direto com as rochas da unidade charnockítica que formam uma associação onde ocorre a gradação da tonalidade dos

feldspatos, que passa da cor cinza-esverdeada na rocha charnockítica para verde-claro nos gnaisses kinzigíticos (possivelmente essa mudança de cor se deve a interação de fluidos entre as duas unidades). Nesse local, os dois litotipos estão cortados por um gnaisse granítico a granada que passa, num sentido lateral, a apresentar-se como intercalações nos migmatitos. No ponto 22, o migmatito nebulítico apresenta tonalidades esverdeadas nos feldspatos e grãos de granada de cor avermelhada. Nessa exposição, junto ao contato com rochas charnockíticas, o migmatito contém xenólitos dessas rochas com dimensões decimétricas a quase 1 metro (Foto 2). Os xenólitos têm formas angulosas e ovaladas, são constituídos por noritos finos, escuros, e enderbitos ou charno-enderbitos foliados que apresentam contatos por vezes difusos com a hospedeira.

III.4. UNIDADE SÃO FIDÉLIS

A unidade São Fidélis compreende uma faixa contínua de migmatitos com largura aproximadamente constante de 7 a 8 km e de direção N 45° E, que passa a norte da cidade homônima. A SE, a unidade está encaixada à associação charnockítica Bela Joana e a NW com a unidade Angelim. Dentro da área de ocorrência dos migmatitos, bem aquém dos seus limites, a NW, encontram-se domínios projetados do granitóide Angelim sob configurações irregulares e variando de 2 a 8 km de comprimento, outros domínios do granitóide comparativamente menores, não mapeados, foram observados nas proximidades do rio Muriaé, na porção oriental.

A unidade São Fidélis é composta por migmatitos heterogêneos de estruturas bandadas e 'schlieren', mais raramente nebulíticas, com bandas paralelas à foliação de leucossomas constituídos por granada granitos porfiroblásticos e veios pegmatóides; mais esparsamente são encontradas porções feldspáticas. São comuns as intercalações, com espessuras variáveis, de migmatitos estromáticos, rochas cálcio-silicatadas e, em alguns locais, de rochas granulíticas e charnockíticas.

III.4.1 - Tipos Litológicos

As rochas migmatíticas são compostas por granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses leucocráticos e leuco-mesocráticos, às vezes com sillimanita, de composições intermediárias e coloração cinza-claro a cinza-médio. A granulação é variável, em geral fina a média e média, com megacrístais de feldspatos (cerca de 20-30% em volume) e granadas com dimensões de 2-3 cm (granada ocorre em proporções inferiores a 10% em volume; em grãos isolados pode atingir 5 cm de diâmetro). É importante destacar nessas rochas a orientação plano linear dos constituintes mineralógicos, em grande parte dada pelo quartzo, biotita e porfiroclastos ocelares; em porções félsicas (vênulas e listras ou faixas), onde a foliação se mostra acentuada, esta se estabelece como plano axial de dobras isoladas de transposição, isoclinais fechadas com charneiras agudas (milimétricas ou de poucos centímetros) (Foto 12). As porções nebulíticas de granada-biotita gnaisses têm uma granulação variável, com porfiroclastos esparsos de granada e feldspatos (com até 3 cm). As bandas graníticas contêm porfiroblastos de granada, ou mostram concentrações lentiformes de feldspatos porfiroblásticos e níveis (milimétricos) de quartzo estirado. Estruturas do tipo 'pinch and swell' podem aparecer caracterizadas em bandas hololeucocráticas. Os veios pegmatóides são sincrônicos com a foliação e constituídos de feldspatos e granadas (de até 5 cm de diâmetro), com lamelas de biotita e pontuações de calcopirita ocorrendo dispersas. Leucossomas de feldspatos ocelares (de 1-2 cm de comprimento), contornados por cordões de biotita, aparecem tipicamente nos migmatitos da pedreira de São Fidélis (Fig. III.1; ponto 08).

Os migmatitos estromáticos, representando parte de uma sequência anterior mais antiga, são constituídos por bandas de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses finos a médios, de composições intermediárias e cor cinza-médio a escuro, com vênulas e listras félsicas, inequigranulares. A foliação das rochas é intensamente transposta e nas porções mais dúcteis aparecem pequenas dobras intrafoliais do tipo 'rootless' e os ní-

veis fêlsicos, geralmente lenticulares, apresentam estiramento nos minerais (Foto 14).

As rochas cálcio-silicatadas aparecem em várias exposições intercaladas aos migmatitos como lentes decimétricas e camadas estreitas que raramente apresentam espessuras de quase 1 metro (ponto 71). As rochas são finas, de cor cinza a cinza-esverdeado, porém, se distinguem nelas listras milimétricas quartzosas ou granatíferas (Foto 13).

As rochas granulíticas constituem resistatos lentiformes, centimétricos, de cor cinza-escuro a esverdeado e grã fina. Em alguns locais (pontos 03 e 08) as rochas granulíticas apresentam contatos abruptos com a hospedeira ou então, nota-se uma transição de poucos centímetros com estrutura tipo 'schlieren' entre as rochas granulíticas e migmatíticas. Os granulitos têm composições básicas, podendo mostrar em detalhe microbandamentos a plagioclásio e piroxênio (hiperstênio) separados por quartzo alongado e a tonalidade esverdeada, em grande parte, é devida ao conteúdo de plagioclásio da rocha (em torno de 40%) (Foto 13).

Em vários afloramentos os migmatitos apresentam bandamento regular e marcado, repetindo-se a sequência de bandas decimétricas de granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses leucocráticos com porções porfiroblásticas a granada e feldspatos, granada granitos e granitos hololeucocráticos intercalados a gnaisses leuco a mesocráticos ou migmatitos estromáticos, com níveis fêlsicos lenticulares e centimétricos (Foto 9). Em alguns casos, granada-biotita gnaisses leucocráticos com bandas graníticas aparecem acunhando-se para dentro da foliação do migmatito estromatico, com espessuras decimétricas a quase 1 metro (p.ex. ponto 02). Comumente os afloramentos de estruturas 'schlieren' e nebulíticas têm aspecto bandado devido a presença de níveis de migmatitos estromáticos e/ou de lentes ou camadas de rochas cálcio - silicatadas. Os gnaisses nebulíticos podem aparecer como camadas estreitas (de pouco centímetros no ponto 03) ou cunhas entre os migmatitos bandados e estromáticos (ponto 71). Numa das exposições (ponto 03) onde os migmatitos estromáticos aparecem intercalados aos

FOTO 13 - Gnaiss migmatítico São Fidélis com intercalações lentiformes de rochas granulíticas e cálcio-silicatadas. Pedreira São Fidélis. Ponto SF-08.

FOTO 14 - Gnaiss migmatítico São Fidélis com foliação de transposição, apresentando intercalações de leucossomas com porfiroblastos de granada e de níveis estromáticos de biotita gnaisses. Ponto SF-81.

gnaisses bandados em camadas espessas (cerca de 1 metro), se destacam nos gnaisses leuco a mesocráticos níveis lenticulares de rochas charnockíticas que correspondem a equivalentes de composição norítica retrometamorfisados (o piroxênio está parcialmente transformado em anfibólio e biotita), e entre esses níveis ocorrem porfiroclastos de feldspatos bem esparsos, de cor verde-escura e medindo 2-3 cm de comprimento.

III.4.2 - Aspectos Estruturais

A foliação (S_{n+1}) dos migmatitos São Fidélis é accentuada, variando de N 50° - 75° E com mergulhos subverticais e variações nos mergulhos para 65° - 85° para NW são comumente encontradas, entretanto, podem ser observadas medidas variando entre 73° - 85° para SE junto às áreas de contato com a unidade Angelim, ou seja, na porção ocidental (nas proximidades do rio Dois Rios), bem como nos cortes da rodovia que passa nos limites da localidade de Cardoso Moreira, na parte oriental. A foliação principal é definida pela orientação plano linear dos minerais e pelo estiramento dos cristais quartzo-feldspáticos e agregados fêmicos. As lineações de estiramento mineral de modo geral estão contidas nos planos de foliação e apresentam atitudes que variam de subhorizontais até aproximadamente 45° (Foto 14).

Em alguns afloramentos junto ao contato com a unidade Angelim os migmatitos São Fidélis apresentam um estiramento mineral mais pronunciado (pontos 94 e 95; próximos ao rio Muriaé). No ponto 82, na porção ocidental, os granada-biotita gnaisses são finamente bandados e apresentam aspecto protomilonítico, com matriz laminada e porfiroclastos ovais de granadas. Em outros afloramentos aparecem algumas feições de deformação da foliação principal. No ponto 83, a sequência de gnaisses bandados é espessa (cerca de 20 metros) e mostra esparsamente pequenas dobras apertadas intrafoliais, bem como o desenvolvimento de estruturas dictioníticas; os granada granitos intercalados e bandas pegmatóides apresentam a foliação primária dobrada. No ponto 30, somen-

te nas bandas graníticas aparece a foliação dobrada (dobras D_{n+1}).

Nos migmatitos estromáticos a foliação (S_{n+1}) é pronunciada, acompanhada de dobramentos e transposições das bandas. Nas bandas mais dúcteis observam-se frequentemente dobras i soclinais intrafoliais e estruturas do tipo 'rootless', bem como a lenticularização das bandas leucossomáticas com expressivo estiramento dos minerais. Dessa forma, ressalta-se que as superfícies dobradas compreendem uma foliação pretérita (S_n) de caráter blastomilonítico, pré-transposição. Nos migmatitos bandados e 'schlieren' a foliação S_n é primária e compreende a transposição S_{n+1} generalizada e plano axial das dobras intrafoliais do migmatito estromático. Essas relações podem ser também evidenciadas pelas terminações sob forma de charneiras ou porções acunhaladas dos gnaisses leucocráticos projetadas para dentro dos migmatitos estromáticos.

Os diques graníticos ocorrem em vários afloramentos, geralmente com pequena espessura (cerca de 5-30 cm), cortando a foliação das rochas. No ponto 02, os diques estão orientados para $N50^\circ W$, apresentando cor cinza-claro e grã fina a média, e associados a esses aparecem veios aplíticos róseos (de 2-3 cm de espessura) e longos que formam um conjugado de cisalhamento, cuja direção de compressão principal também é $N 55^\circ W$. No ponto 03, veios pegmatóides a feldspatos, quartzo e granada (com 5-10 cm de espessura), orientados segundo $N 55^\circ W$, afetam a foliação encaixante por cisalhamento discreto (com pouca curvatura e efeito sinistral).

Nas áreas de contato com a unidade Angelim, na porção ocidental (ponto 83), os diques graníticos orientados também para $N 55^\circ W$, estão deformados juntamente com a foliação (de formação flexural) que é plano axial às dobras de arrasto ('drags') desenvolvidas nos diques; os veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos subordinados mostram a mesma orientação dos diques. No ponto 30, veios aplíticos longos, tardi-cinemáticos com relação à S_{n+1} , estão ondulados e apresentando orientação para $N 20^\circ W$, $N 50^\circ W$ e $N 55^\circ W$.

III.5 - UNIDADE SANTO EDUARDO

A unidade Santo Eduardo compreende migmatitos dispostos numa faixa contínua orientada N 40° E, com largura variando entre 4 e 8 km, encaixada ao granitóide Angelim a SE e a um agrupamento de rochas denominado indiviso, a NW, e prolongando-se no sentido SW-NE para fora dos limites da área de estudo. O rio Paraíba do Sul penetra na área em questão, vindo do oeste, acompanhando a direção de foliação regional da unidade Santo Eduardo, e daí prossegue cortando ortogonal ou obliquamente as outras unidades da região.

A unidade Santo Eduardo está representada por um pacote de rochas bastante heterogêneo, constituindo-se de migmatitos estromáticos com intercalações, em alguns locais, de noritos, anfibolitos, mármore e rochas cálcio-silicatadas.

No perfil geológico oriental, ao longo das estradas vicinais que dão acesso à cidade de Cambuci, os migmatitos estromáticos são compostos por bandas paralelas alternadas e com espessuras variáveis, de biotita gnaisses finamente laminados, biotita gnaisses médios com granadas esparsas, anfibólito - biotita gnaisses finos a médios, de composições intermediárias, e níveis félsicos centimétricos (Foto 15). Em várias exposições os gnaisses apresentam estiramento mineral e foliação de transposição, com dobras intrafoliais de foliação plano axial, proeminentes nas porções félsicas (vênulas e listras félsicas); estruturas do tipo 'pinch and swell', desenvolvidas em bandas hololeucocráticas, podem ser observadas em alguns locais. As rochas têm coloração cinza-médio a escuro, por vezes cinza-claro, sendo em grande parte porfiroblásticas, com feldspatos subcentimétricos (cerca de 20% em volume) e de formato ovalado, em alguns casos aparecendo megacristais feldspáticos oclares; megacristais de granadas (com dimensões de 2-3 cm) ocorrem raramente (p.ex. no ponto 86).

Intercalações de rochas anfibolíticas e cálcio-silicatadas são características comuns aos migmatitos. No ponto 36,

FOTO 15 - Gnaiss migmatítico Santo Eduardo com intercalações de biotita gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses, anfibolitos finos e rochas cálcio-silicatadas. Ponto SF-36.

anfíbolitos finos verde-escuros, com listras fêlsicas e biotíticas, se interpõem como níveis e bandas decimétricas aos biotita gnaisses com granada e hornblenda-biotita gnaisses (Foto 15). No ponto 85, as bandas de anfíbolitos, lentiformes e centimétricas, e camadas decimétricas e contínuas de rochas cálcio-silicatadas se alternam com biotita gnaisses.

A norte do rio Paraíba do Sul, no ponto 37, aparece uma sequência bandada de biotita gnaisses laminados e transpostos, com níveis fêlsicos intercalados, cummingtonita-grunerita-biotita gnaisses médios e anfíbolios-hiperstênio-biotita gnaisses finos a médios, onde as rochas de composição norítica alternadas apresentam-se numa sucessão de bandas e lentes desde poucos centímetros a quase 1 metro. Os gnaisses noríticos são foliados, porfiroclásticos, distinguindo-se esparsamente os feldspatos subcentimétricos de tonalidade cinza-esverdeado e piroxênio de lustro bronze em meio aos aglomerados de biotitas e anfíbolios. Neste local, veios aplíticos e pegmatíticos a quartzo e feldspatos róseos aparecem cortando irregularmente as rochas.

Nas proximidades com a serra da Portela, unidade geomórfica estreita que se alonga segundo a direção da foliação regional (com cotas de 350 metros), os migmatitos estromáticos passam a se intercalar com espessas sequências carbonáticas. Biotita gnaisses laminados e transpostos, hornblenda-biotita gnaisses e níveis fêlsicos alternados aparecem entremeados a bandas de rochas cálcio-silicatadas de cor cinza, com níveis esverdeados a diopsídio. Em direção ao topo do afloramento do ponto 87 a parece uma sequência, de cerca de 10 metros de espessura, com camadas de mármore branco (variando de 50 cm a 1 metro) alternadas a níveis de rochas cálcio-silicatadas e de biotita gnaisses. Na serra da Portela propriamente dita, as camadas métricas de mármore médios e grossos, maciços, comumente têm bandas de rochas anfíbolíticas e cálcio-silicatadas alternadas, de espessuras variáveis.

As rochas dessa unidade se caracterizam por apresentar uma foliação S_{n+1} acentuada, de atitudes variando entre

N 45° E e N 65° E, com mergulhos variáveis de 60° e subverticais tanto para NW como SE. A foliação é dada pela orientação plano linear dos minerais ou seja, pelos agregados alongados de quartzo, lamelas de micas e porfiroblastos feldspáticos alinhados. As lineações de estiramento mineral, em algumas medidas, apresentam atitudes horizontalizadas contidas nos planos de foliação (N 50° E/horizontal; N 55° E/horizontal) e lineações de intersecção com esses planos a S 57° W/ 5° e N 55° E/horizontal. A foliação também se identifica no bandamento com limites bruscos entre os diferentes tipos litológicos, bem como na foliação de transposição, plano axial de pequenas dobras isoclinais apertadas com charneiras alargadas, geralmente isoladas e relacionadas a uma foliação pretérita (S_n).

As relações das áreas de contato com unidades litológicas encaixantes não foram observadas devido a ausência de afloramentos adequados e, em parte por a unidade Santo Eduardo corresponder a uma das faixas geomórficas mais arrasadas da região.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA

IV.1 - UNIDADE BELA JOANA

Em face às variadas feições petrográficas e mineralógicas observadas nas rochas da unidade agrupou-se a associação charnockítica em domínios maciço, foliado e gnáissico, onde se correlaciona os diferentes aspectos mineralógico-texturais que caracterizam cada domínio. Das rochas maciças às gnáissicas torna-se evidente o metamorfismo que atuou sobre as mesmas acompanhado por deformações e provocando mudanças na mineralogia original. Transformações são conspícuas em amostras e o desenvolvimento de uma matriz granoblástica é volumetricamente expressivo com o aumento da deformação.

Em termos gerais, as rochas dos diferentes domínios da unidade mostram como tendências petrográficas regionais a predominância dos tipos composicionais intermediários tonalíticos e subordinadamente granodioríticos. Na figura IV.1, a disposição dos pontos modais no diagrama Q-A-P-M ilustra essa tendência e aparentemente se subdivide em dois ramos, um dos quais com os mais baixos conteúdos modais de feldspato alcalino. O índice de cor (IC) é variável, os valores menores se concentram em charnockito e charno-enderbitos (tabela IV.1), compõem os enclaves ou frações de rochas de composições básicas e mostram uma afinidade mineralógico-composicional com toda a associação, parecendo corresponder a autólitos.

IV.1.a - Domínio de Rochas Maciças

Correspondem aos tipos enderbíticos e charno-enderbíticos da pedreira Itererê, considerada o domínio representa-

TABELA IV.1
ANÁLISES MODAIS DA UNIDADE BELA JOANA

Amostra	plagio clásio	K-fel depato	quartzo	biotita	granada	hipers- tênio	anfíbólio	diopsídio opacos	apatita	zircão	IC
SF-09	51,8	1,2	23,1	19,6	----	1,9	1,9	----	0,3	0,1	23,5
SF-10	50,9	4,6	27,5	9,9	3,0	3,7	----	----	0,4	tr	17,0
SF-11	38,9	0,4	26,6	19,8	13,0	1,1	----	----	tr	tr	34,1
SF-15	55,5	5,0	19,4	10,1	----	9,7	----	----	0,3	tr	20,1
SF-16A	55,3	7,8	22,2	11,5	----	1,8	0,8	----	0,4	0,2	14,7
SF-20	31,4	27,8	29,0	8,9	----	1,7	----	----	1,0	0,2	11,8
SF-22A	59,3	----	22,1	2,5	----	14,7	----	----	1,4	tr	18,6
SF-23	53,0	6,9	27,2	3,4	----	8,6	----	----	0,8	0,1	12,9
SF-24	38,2	8,6	37,6	5,0	----	8,5	----	----	1,9	0,2	15,6
SF-24A	59,2	tr	2,0	34,6	----	----	----	----	4,2	tr	38,8
SF-24D	41,3	1,0	40,3	7,1	5,5	3,4	----	----	1,4	tr	17,4
SF-24E	45,2	9,0	11,9	16,6	15,7	----	----	----	0,1	1,5	33,9
SF-24J	10,5	50,5	37,6	0,7	----	----	----	----	0,7	tr	1,4
SF-24K	14,0	47,7	30,2	tr	7,4	----	----	----	0,7	tr	8,1
SF-27	48,3	5,6	18,3	14,9	----	10,7	----	----	1,2	1,0	27,8
SF-28	54,3	5,6	25,0	6,9	----	7,3	----	----	0,5	0,3	15,0
SF-29	33,3	9,8	33,0	12,7	10,1	0,3	----	----	0,8	tr	23,9
SF-52	55,5	1,0	23,2	11,1	----	8,8	----	----	0,4	tr	20,3
SF-53	53,5	1,7	31,3	13,5	----	tr	tr	----	tr	tr	13,5
SF-54	55,4	4,6	19,2	7,4	----	3,9	5,9	1,5	1,9	0,2	20,8
SF-55	62,1	0,8	15,0	9,8	11,7	tr	----	----	0,2	0,4	22,1
SF-56	51,8	11,4	18,6	8,2	----	8,5	----	----	1,0	0,5	18,2
SF-57	61,6	4,0	16,8	5,5	----	10,2	----	----	1,5	0,2	17,4
SF-58	52,0	6,1	22,6	5,3	----	11,6	----	----	1,5	0,9	19,3
SF-59A	51,8	3,7	12,5	10,6	----	11,6	0,4	7,3	1,9	0,2	32,8
SF-60	40,1	14,9	27,2	8,8	----	7,3	0,3	----	1,4	tr	17,8
SF-61	48,7	0,3	27,0	6,3	9,7	6,3	tr	----	1,5	0,2	24,0
SF-61A	59,2	----	17,3	0,5	----	18,5	0,2	----	3,6	0,7	23,5
SF-62	43,6	0,3	34,8	11,7	----	7,3	----	----	2,0	0,3	21,3
SF-64	28,7	32,8	34,8	3,6	----	0,1	----	----	tr	tr	3,7
SF-65	60,5	2,6	12,8	19,4	----	3,5	----	----	0,8	0,4	24,1
SF-66	45,4	1,0	24,6	20,8	----	6,7	0,3	----	0,7	0,5	29,0
SF-67	23,1	----	2,1	4,7	----	9,1	49,4	8,5	2,5	0,6	74,8
SF-68	40,5	10,9	30,8	10,3	----	7,4	tr	----	0,1	tr	17,8
SF-69	47,2	5,6	29,5	9,6	----	7,2	----	----	0,6	0,3	17,7
SF-70	43,4	6,7	29,4	7,1	----	12,4	----	----	0,7	0,3	20,5
SF-80B	50,9	4,7	18,8	12,8	----	10,0	----	----	2,2	0,3	25,6

FIGURA IV.1 - Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas da unidade Bela Joana, incluindo as rochas noríticas e intrusivas graníticas.

tivo das rochas maciças (Fig. III.1; amostras SF-24, SF-24D e SF-24E).

A coloração dessas rochas está diretamente relacionada com o conteúdo e distribuição dos minerais fêmicos. A cor cinza-esverdeado com manchas mais escuras é atribuída às concentrações de fêmicos enquanto que as tonalidades mais homogêneas indicam a distribuição uniforme dos minerais sálicos e fêmicos. As porções mais escuras com tonalidade avermelhada são devidas à concentração de granada granular (em torno de 5%; e 10% mais raramente). A granulação varia de média, grossa a muito grossa. Os feldspatos apresentam tonalidade verde a verde-escuro, são subidiomórficos e tendem a ser equidimensionais (até 1 cm de comprimento) quando a granulação da rocha é muito grossa; os megacristais, em geral de hábito tabular a ripidiforme, medem de 2 a 3 cm e excepcionalmente 5 cm de comprimento. O quartzo é cinza-claro e subcentimétrico. A granada, de cor avermelhada, varia muito em conteúdo, está associada com biotita, forma pontuações ou pequenas concentrações bastante esparsas; a biotita aparece como aglomerados ou está dispersa na matriz da rocha, geralmente é acompanhada de algum piroxênio e anfibólio.

Entre as rochas maciças aparecem tipos porfiróides a porfiríticos onde os cristais feldspáticos maiores se destacam da matriz média ou média-fina. Ao microscópio, predominam as texturas hipidiomórficas a xenomórficas inequigranulares um pouco deformadas. Os fenocristais quartzo-feldspáticos (com dimensões variando de 8 a 3 mm de comprimento) são parcialmente circundados por uma matriz recristalizada constituída de grãos xenomórficos (0,3 a 0,5 mm) e/ou poligonizados (0,1 a 0,2 mm) de arranjo granoblástico, geralmente associados com palhetas de biotita, que também incidem sobre os minerais fêmicos (Fotomicrografias 1 e 2).

O *plagioclásio* apresenta formas subédricas, semi-alongadas e comprimento variável, podendo chegar a 8 mm; mais comumente situa-se na faixa de 4-5 mm. As geminações polissintéticas são frequentes e a composição abrange de modo genérico, o cam

FOTOMICROGRAFIA 1 - Fenocristal de ortoclásio interlobado e circundado pela matriz recristalizada constituída por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita, além de microgranulações mirmequíticas. Amostra SF-24, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 2 - Fenocristal de plagioclásio antipertítico e deformado circundado pela matriz recristalizada; hiperstênio e opacos no canto inferior direito. Amostra SF-24B, nicóis cruzados, aumento 38x.

po da andesina. As antipertitas são comuns, aparecem como gotículas ou filetes estruturalmente orientados, ocorrendo dispersas em todo o cristal ou em porções mais próximas às bordas; raramente as gotículas são espessas ou quadráticas. Nos cristais maiores, as antipertitas aparecem em diferentes pontos, formam gotas espessas semi-quadráticas, mais ou menos alinhadas, excepcionalmente encontrando-se antipertitas mais concentradas tendendo a formar mèsopertitas. Em alguns grãos não há antipertitas e as geminações estão parcialmente desenvolvidas. Os fenocristais têm contornos irregulares, em parte reentrantes pelos cristais menores e em parte invadidos pela matriz recristalizada; palhetas de biotita projetam-se para o interior dos cristais, acumulam-se em reentrâncias e fraturas, por vezes contornando-os. Extinção ondulante e fraturas são comuns no plagioclásio, alguns cristais maiores apresentam geminações levemente recurvadas e bandas de deformação (Fotomicrografia 2). As inclusões mais freqüentes são de opacos, apatita, zircão, aparecendo por vezes piroxênio e biotita marrom-avermelhada de contornos arredondados.

O *feldspato alcalino* pertítico mostra características ópticas do ortoclásio. Nos enderbitos o ortoclásio é encontrado nos interstícios formando pequenos agregados, geralmente não geminados; nos charno-enderbitos forma cristais maiores, semi-alongados, com até 6 mm de comprimento. Alguns cristais apresentam macla Carlsbad. As pertitas são finas, comumente dispostas como filetes ou gotículas orientadas, ocorrem esparsas ou mais concentradas nas porções centrais dos feldspatos. Os contornos dos feldspatos alcalinos geralmente são irregulares e invadidos pela matriz recristalizada; mirmequitas e palhetas de biotita se projetam para dentro dos cristais (Fotomicrografia 1). Extinção ondulante são freqüentes nestes feldspatos, por vezes encontrando-se bandas de deformação nos cristais maiores. Inclui quartzo em gotas, plagioclásio geminado, apatita, opacos e biotita.

Carbonato, sericita e saussurita se desenvolvem principalmente nas clivagens dos feldspatos alcalinos; nas fraturas desses minerais é comum o preenchimento de óxidos hidratados

de ferro.

O *quartzo* é anédrico e geralmente intersticial. Possui contatos irregulares a serrilhados entre si e bordas invadidas pela matriz recristalizada. Constitui cristais de até 10 mm de comprimento ou agregados menores, em média de 4-5 mm que contornam parcialmente agregados de feldspatos e de piroxênios. As deformações como extinção ondulante, bandas de deformação e fissuras são comuns no quartzo, bem como as inclusões de apatita, zircão, plagioclásio e rutilo acicular. As fraturas são preenchidas por carbonatos e filossilicatos microcristalinos.

O *hiperstênio* está presente em formas subédricas a anédricas, com pleocroísmo que varia do rosa a verde-claro (n_x = rosa, n_y = verde-claro e n_z = verde-amarelado). Comumente mostra-se deformado, com extinção ondulante e fraturas. Os fenocristais, com até 4 mm de comprimento, aparecem associados a opacos, formando pequenos agregados, ou isolados entre fenocristais quartzo-feldspáticos e/ou rodeados pela matriz recristalizada (Fotomicrografia 2). Alguns fenocristais contêm inclusões de apatita, zircão e opacos. Os efeitos metamórficos são vistos nas passagens do hiperstênio, em graus variados, para biotita marrom-avermelhada e anfibólio.

A *granada* constitui feições singulares nas rochas. Em amostras onde a granada é mais abundante (SF-24D e SF-24E) podem ser reconhecidos dois tipos texturais: o primeiro corresponde a pequenos grãos esparsos e geralmente reentrantes a uma das bordas de fenocristais de feldspatos ou ocupam espaços entre os fenocristais quartzo-feldspáticos (são também envolvidos pela matriz recristalizada). Nesse tipo textural a granada apresenta fraturas e contém uma ou mais inclusões pequenas de quartzo semi-alongado (Fotomicrografia 3). O segundo tipo textural da granada é constituído de grãos anédricos e concentrações irregulares e semi-alongadas (variam de 4 a 20 mm de comprimento) intersticiais, apresentam contatos em parte retos e/ou projetados para o interior de fenocristais, comumente de plagioclásio. Os cristais anédricos e concentrações de granada apresentam-se na

FOTOMICROGRAFIA 3 - Cristais de granada reentrantes às bordas de fenocristais de plagioclásio. Os minerais são parcialmente envolvidos pela matriz recrystalizada; as granadas contêm quartzo. Amostra SF-24D, nicóis cruzados, aumento 38x.

FOTOMICROGRAFIA 4 - Concentração irregular e intersticial de granada poiquilítica a quartzo e biotita envolvendo parcialmente fenocristal de plagioclásio antipertítico. A matriz recrystalizada, quartzo-feldspática com biotita, envolve a granada poiquilítica e o fenocristal de plagioclásio. Amostra SF-24E, nicóis cruzados, aumento de 38x.

maior parte algo poiquilíticos, com pequenas inclusões mais ou menos abundantes de um ou mais minerais como o quartzo globular ou amebóide, biotita de contornos arredondados e plagioclásio subarredondado, que normalmente mostram forte extinção ondulante (Foto micrografia 4). Aparecem, também, com menor frequência, apatita, zircão, rutilo acicular, opacos e mais raramente, espinélio verde que pode estar contornado por fino anel de opacos (magnetita). Nesse mineral é comum encontrar-se as bordas ou pequenos grãos com intercrescimentos simplectíticos a quartzo (às vezes vermiformes) e/ou biotita. Com relação à área periférica da granada, observa-se que a matriz recristalizada é mais ou menos enriquecida em plagioclásio, quartzo ou biotita, que preenchem irregularidades e fraturas dos grãos, deslocando fragmentos ao longo das fraturas ou separando indivíduos agregados, interpondo-se entre contatos de granada e fenocristais quartzo-feldspáticos. É comum encontrar-se aglomerados de biotita amoldados aos contornos ou invadindo esse mineral; pequenos grãos de granada estão alojados entre as lamelas de biotita.

A *biotita* ocorre como cristais subédricos de pleocroísmo variável (n_x = marrom-pálido, $n_y = n_z$ = marrom-avermelhado). Constitui desde microcristais a lamelas com tamanho variando de 0,1 a 2 mm, formando indivíduos isolados ou agregados que se amoldam e se projetam para os fenocristais e para os demais minerais fêmicos, como também se associam aos sálicos da matriz, sem uma orientação definida. Ocorre por vezes como intercrescimentos simplectíticos com o quartzo, ou então adquire hábito esquelético envolvendo granoblastos quartzo-feldspáticos. A extinção ondulante aparece praticamente em todos os cristais, pode ser mais acentuada e associada com 'kink bands' em algumas lamelas. É comum a sua associação com opacos, alguns deles estão no contato entre palhetas ou alojados nas clivagens, aparecendo ainda zircão com halos pleocrômicos e apatita como inclusões.

Os minerais opacos apresentam formas subédricas e anédricas que variam de 0,5 a 1,8 mm de comprimento, aparecem isolados e como pequenos agregados ou inclusões diminutas nos minerais principais. Geralmente se juntam aos fêmicos. Entre os opa-

cos destacam-se a ilmenita com geminações lamelares finas e cruzadas, e a magnetita com inclusões e exsoluções de ilmenita. Pirita e calcopirita estão freqüentemente associadas a esses minerais. Podem conter zircão, apatita e piroxênio como grãos diminutos. Os outros minerais acessórios dessas rochas são a apatita, zircão e o espinélio. A apatita forma cristais subédricos e fraturados de 0,2 a 1 mm, aparece isolada, como pequenos agregados ou incluída nos minerais principais. O zircão é subédrico e o espinélio verde está geralmente associado à granada, ambos são mais escassos; agulhas de rutilo ocorrem com mais freqüência no quartzo.

A *matriz recristalizada* é composta essencialmente de plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita, (Foto micrografias 1, 3 e 4), que a grosso modo, forma uma gradação de tamanho constituindo pelo menos duas gerações de cristais desenvolvidos com o metamorfismo. A primeira geração de quartzo e feldspatos é de cristais xenomórficos (por vezes subédricos a anédricos) que variam de 0,3 a 0,5 mm, têm extinção ondulante, em muitos casos estão vergados e fraturados e aparecem reentrantes às bordas dos fenocristais, invadindo as irregularidades e fraturas. Nesses minerais assinala-se que o plagioclásio pode ou não apresentar geminações polissintéticas e antipertitas finas, os intercrescimentos nas bordas não são raros; o feldspato alcalino é quase micropertítico. A segunda geração é de cristais equidimensionais (de 0,1 a 0,2 mm) formando um mosaico granoblástico com leve extinção ondulante. O plagioclásio é geminado; os cristais de feldspato alcalino geralmente são límpidos e com extinção difusa, por vezes aparecem também sob a forma de microcristais e vênulas intersticiais ao plagioclásio; o quartzo tende a ser poligonizado. Esses minerais granoblásticos contornam parcialmente os fenocristais, interpõem-se entre seus contatos, preenchem suas fraturas e reentrâncias, e geralmente, de maneira semelhante nos fenocristais, também afetam os grãos xenomórficos de primeira geração. Microgranulações mirmequíticas aparecem esparsas entre os contatos de granoblastos de plagioclásio e feldspato alcalino (Fotomicrografia 1). A biotita coexiste com as duas gerações metamórficas de cristais quartzo-feldspáticos, possui

tamanhos semelhantes a estes ou maiores, forma indivíduos granoblásticos esparsos ou aglomerados. Entretanto, a biotita tende a ser relativamente abundante e alongada na área em torno das fases fêmicas (Fotomicrografia 3). Os cristais de biotita geralmente apresentam extinção ondulante e estão em equilíbrio com os minerais da matriz, excepcionalmente encontram-se finas palhetas projetadas para dentro dos grãos xenomórficos. Alguns agregados lamelares que contornam ou invadem grãos de granada e hiperstênio, bem como, alguns que aparecem em meio à matriz apresentam-se comparativamente mais deformados (com forte extinção ondulante e 'kink bands') do que a maioria das biotitas; não se observa diferenças nas tonalidades pleocróicas do mineral. A matriz recristalizada, de modo geral, distribui-se irregularmente e varia numa proporção de 5 a 10% nas rochas maciças. Determinadas porções são dominadas somente por fenocristais e em outras, alguns grãos xenomórficos e/ou granoblásticos de quartzo, feldspatos e biotita dispõem-se entre os contatos dos fenocristais.

IV.1.b - Domínio de Rochas Foliadas

As rochas foliadas representam os tipos intermediários entre as maciças e as gnáissicas, localizando-se próximo às áreas centrais e nas zonas de borda meridional e setentrional do maciço (Fig. III.1; amostras SF-20, SF-23, SF-28, SF-29, SF-60, SF-61B e SF-62).

As rochas são porfiríticas médias a grossas, com predominância dos termos porfiríticos médios entre os enderbitos e dos médios a grossos nos charno-enderbitos. Os minerais feldspáticos são tabulares e fraturados, grande parte dos megacristais (em torno de 3 cm de comprimento) estão orientados e apresentam contornos levemente arredondados. A matriz da rocha tende a uma disposição estrutural de intercalações sálicas e fêmicas, milimétricas a centimétricas, algo ovaladas ou alongadas. O quartzo é subcentimétrico a semi-alongado; o piroxênio aparece como prismas curtos e dispersos; a biotita é fina e a granada, quando

está presente, é granular e encontra-se disseminada ou formando agregados associados com a biotita.

Nessas rochas são ainda observadas as texturas porfiróides, porfiríticas ou hipidiomórficas, mas diferencia-se dos tipos maciços pela orientação (de fluxo) dos minerais que, ao microscópio, correspondem também ao maior estiramento e deformação de uma proporção relativamente maior de matriz recristalizada, destacando-se aí a abundância em sálicos (Fotomicrografia 5).

Os *feldspatos* têm formas subédricas a semi-alongadas, constituindo fenocristais ou porfiroclastos de contornos irregulares e de comprimento variando entre 7 e 1,5 mm (excepcionalmente aparecem nas lâminas delgadas cristais de 9 a 13 mm) de comprimento, mais comumente na faixa de 6 a 4 mm. Nos enderbitos o feldspato alcalino ocorre em pequena proporção, como cristais micropertíticos isolados ou agregados, intersticiais, não geminados, enquanto que nos charno-enderbitos pode formar cristais maiores, com até 12 mm de comprimento. O plagioclásio é andesina, os intercrescimentos antipertíticos não são comuns a todos os cristais de plagioclásio e, quando ocorrem, as antipertitas estão dispostas nas áreas de borda ou nas porções centrais, sendo vistas sob forma de filetes, gotículas ou gotas de até 0,5 mm de diâmetro; os feldspatos comumente exibem geminações polissintéticas. O ortoclásio é pertítico, com exsoluções orientadas sob forma de filetes ou micropertitas; por vezes apresenta leis de maclas, Carlsbad ou em grade difusa e parcial nas áreas de borda dos cristais maiores. Geralmente os feldspatos estão deformados, com geminações interrompidas, extinção ondulante, bandas de deformação e fraturas, as lamelas recurvadas ou dobradas aparecem com frequência entre os cristais maiores. Alguns cristais são orientados, outros apresentam contornos ovais ou constituem agregados ovalados e alinhados. As inclusões são relativamente comuns, são vistas as de um ou mais minerais como o quartzo, zircão, apatita, biotita, opacos, rutilo acicular, plagioclásio (no ortoclásio) e feldspato alcalino (no plagioclásio); pequenas inclusões arredondadas de hiperstênio são observadas nos feldspatos da amostra SF-23. Os produtos secundários como sericita, saussurita e carbonato ocorrem ao longo de fraturas e contornos dos minerais.

FOTOMICROGRAFIA 5 - Cristais quartzo-feldspáticos orientados. O quartzo mostra estiramento. Grãos subédricos de granada (à esquerda) estão circundados pela matriz recristalizada. Amostra SF-29, nicóis cruzados, aumento 38x.

FOTOMICROGRAFIA 6 - Matriz recristalizada com aglomerados de biotita orientada subparalelamente, envolvendo quartzo estirado e porfiroclasto de hiperstênio (porção superior direita). Amostra SF-66, nicóis cruzados, aumento de 38x.

O *quartzo* é anédrico e intersticial. Mostra estiramento, orientação, forte deformação e recristalização marginal. Os cristais maiores estão em torno de 9 a 7 mm de comprimento, normalmente variam de 5 a 2 mm. Alguns agregados envolvem feldspatos e piroxênios, entretanto, em amostras onde o quartzo é mais abundante (SF-23, SF-28 e SF-29) os grandes cristais e agregados são semi-alongados e isolam porções de minerais (como feldspatos e granada) envoltos pela matriz recristalizada (Fotomicrografia 5). As inclusões mais comuns são de apatita e rutilo aciculares; zircão, opacos e palhetas orientadas de biotita são menos frequentes. As fraturas são preenchidas com carbonato e filossilicatos microcristalinos.

O *hiperstênio* é subédrico a anédrico, de contornos irregulares e comprimento variando entre 0,5 e 4 mm, podendo ocorrer grãos com até 0,2 mm. Aparece como cristais isolados ou agregados, associados a opacos e rodeados pelos minerais sálicos, porém, comumente estão envoltos por biotita. A maioria dos fenocristais (ou porfiroclastos) estão orientados e mostram deformações como bandas de deformação, extinção ondulante, fraturas e algum estiramento, observando-se com frequência cristais semi-rotacionados e fragmentados. Os cristais maiores incluem apatita, zircão e opacos, raramente aparecem pequenos grãos de quartzo ou de espinelho verde. As passagens e intercrescimentos com hornblenda e biotita são comuns.

A *granada* da amostra SF-61B constitui cristais anédricos e concentrações semi-alongadas de até 11 mm, contornando parcialmente fenocristais de plagioclásio (com tamanho médio de 4 a 5 mm) ou formando contatos sinuosos com o quartzo, sendo que grande parte da granada é reentrante a esses minerais em vários pontos. Os cristais apresentam bordas simplectíticas a quartzo e incluem biotita marrom-avermelhada alongada e quartzo globular. Nessa amostra domina o segundo tipo textural de granada, semelhante ao que foi descrito para as rochas maciças. Na amostra SF-29, a granada se encontra como grãos pequenos de formas subédricas, localizados entre fenocristais quartzo-feldspáticos (Fotomicrografia 5), ou como grãos subarredondados que estão parcialmente en-

globados por quartzo e feldspatos. Nessas granadas com formas regulares, semelhantes ao primeiro tipo textural já mencionado, aparecem algumas inclusões subarredondadas de quartzo e biotita vermelha, sendo freqüentes agulhas de rutilo; pequenos agregados de rutilo, quase opacos e envoltos por ilmenita, também ocorrem associados. A biotita raramente está presente nos contornos e fraturas desses grãos. No entanto, granadas semi-alongadas e intersticiais também são vistas na amostra, algumas são simplectíticas a quartzo e biotita, outras apresentam pequenos agregados lamelares de biotita nas bordas e fraturas, ou então pequenos grãos aparecem em meio às lamelas; granadas com fraturas deslocadas pela matriz recristalizada também são observadas.

A *biotita* ocorre como palhetas orientadas subparallelamente com tamanho variando de 0,1 a 2 mm de comprimento. Aparece dispersa ou em pequenos agregados. Os cristais menores geralmente se associam à matriz, se alinham com o quartzo estirado e envolvem parcial ou totalmente os fenocristais feldspáticos, enquanto que as lamelas mais desenvolvidas se associam aos fêmicos (piroxênios, granadas e opacos), e com freqüência se projetam para o interior desses minerais. O pleocroísmo da biotita geralmente varia do marrom-pálido (n_x) ao marrom-avermelhado ($n_y = n_z$), exceto nas amostras SF-23 e SF-29 onde as palhetas variam do marrom-pálido ao vermelho. A extinção ondulante é comum no mineral, no entanto, a forte extinção ondulante, 'kind bands' e encurvamento também ocorrem em alguns cristais. Essas deformações são mais freqüentes nas biotitas vermelhas. Intercrescimentos simplectíticos com quartzo não são raros. As inclusões e associações com opacos, apatita e zircão com halos pleocróicos são freqüentes; ilmenita e quartzo venulares podem ocorrer entre as lamelas ou clivagens. Na amostra SF-29 são vistos pequenos agregados de rutilo e ilmenita entre as lamelas que envolvem a granada.

A *hornblenda*, que está presente nas amostras SF-60 e SF-61B, forma pequenos cristais anédricos a subédricos de 0,1 a 1 mm, com pleocroísmo variando do verde-claro a verde-oliva. Aparece nas bordas de opacos e de piroxênios, mostra feições

de intercrescimento com a biotita e, aparentemente, está em equilíbrio com parte da matriz recristalizada envolvente.

A *magnetita* e *ilmenita* formam cristais subédricos a anédricos de 0,1 a 1,5 mm, por vezes alongados e fraturados. A magnetita apresenta em alguns casos translucidez variando em tonalidade verde-escuro (espinélio), contornos parcialmente martitizados e inclusões ou exsoluções lamelares de ilmenita. A ilmenita e xibe geminações lamelares e cruzadas. Em algumas amostras (SF-23, SF-61B e SF-62) os minerais opacos contêm grãos diminutos de zircão, apatita e hiperstênio e se associam também com pirita e pirrotita. A *apatita* e *zircão* ocorrem como cristais subédricos ou subarredondados e, de modo geral, estão fraturados e apresentam dimensões em torno de 0,3 mm, aparecendo isolados ou como inclusões nos vários minerais.

A *matriz recristalizada* das rochas foliadas varia numa proporção de 5 a 10%, chegando a pelo menos 15% na amostra SF-60, distribui-se irregularmente e nos vários aspectos texturais abordados anteriormente se assemelha à das rochas maciças. Destacam-se principalmente a textura em moldura em grande parte dos feldspatos, a presença de intercrescimentos e microgranulações mirmequíticas entre os contatos de granoblastos de plagioclásio e feldspato alcalino, a orientação sub-paralela das palhetas de biotita que, em algumas amostras, sugerem uma segunda orientação oblíqua à predominante. Nas biotitas vermelhas e em biotitas com tonalidade marrom-avermelhado mais acentuada (principalmente na amostra SF-61B), salienta-se a deformação relativamente maior do mineral e em ambos os casos, as lamelas mostram equilíbrio textural com quartzo e feldspatos da matriz.

IV.1.c - Domínio de Rochas Gnáissicas

Nesse domínio as rochas apresentam evidências cataclásticas acentuadas com foliação gnáissica marcante, localizam-se na faixa norte e na borda setentrional do maciço (amostras SF

09, SF-10, SF-11, SF-15, SF-16A, SF-52, SF-53, SF-54, SF-55, SF-56, SF-57, SF-58, SF-64, SF-66, SF-68, SF-69, SF-70, e SF- 80B; Fig. III.1).

As rochas apresentam-se fortemente foliadas com intercalações centimétricas quartzo-feldspáticas com níveis ou segregações centimétricas fêmicas, constituindo uma matriz média a fina abundante e minerais alongados e orientados (Fotomicrografia 6). Os porfiroclastos de feldspatos (com dimensões subcentimétricas) têm contornos ovais, aparecem isolados ou agregados, alguns se mostram retorcidos e outros têm maclas Carlsbad. O quartzo é planar, forma pequenos agregados, por vezes ondulados ou dobrados. A biotita é fina, predomina nos níveis mais fêmicos e geralmente acompanha a granada (subarredondada ou alongada); piroxênios e/ou anfibólios ocorrem dispersos nesses níveis.

A textura hipidiomórfica praticamente inexiste nessas rochas, predomina a textura porfiroclástica onde os minerais mais desenvolvidos estão intensamente deformados, orientados e parcialmente recristalizados, aparecendo em meio a um mosaico granoblástico em proporções comparativamente maior do que nos outros domínios. Grande parte das características microscópicas dos minerais são semelhantes às das rochas já estudadas, mas aqui faz-se mister abordar aquelas que são relevantes para esse domínio.

Os *feldspatos* constituem porfiroclastos pertíuticos e antipertíuticos, geralmente orientados e de formas ovaladas, com o comprimento variando de 3 a 5 mm. Cristais maiores podem atingir 6 a 13 mm, aparecem isolados e são encontrados em poucas lâminas delgadas. Nos enderbitos, o feldspato alcalino ocorre em pequena proporção, forma cristais isolados ou agregados de comprimento em torno de 0,5 a 1 mm, raramente aparece com 4 mm ao passo que, em charno-enderbitos e no charnockito (só uma amostra, SF-64), o mineral alcança maiores dimensões. Os aglomerados de feldspatos tendem a formas ocelares, apresentam os contatos reentrantes entre si, irregulares, muitas vezes intercalados por matriz recristalizada. Comumente eles estão deformados,

salientando-se a forte extinção ondulante, bandas de deformação, sinais de recuperação (principalmente nos cristais mais desenvolvidos), lamelas recurvadas ou dobradas e fraturas (e contornos) quase sempre interlobadas pela matriz. Inclusões de apatita acicular, zircão, opacos e biotita são freqüentes. A alteração para sericita, saussurita e carbonato é incipiente; em algumas fraturas aparecem filossilicatos microcristalinos e óxidos hidratados de ferro.

O *quartzo* é anédrico, estirado, parcialmente recristalizado e predomina como agregados alongados e descontínuos. O comprimento dos indivíduos alongados varia de 3 a 6 mm, embora cristais menores não sejam raros. Os agregados são estreitos (inferiores a 10 mm de comprimento e com largura de 1,5 a 2 mm), possuem contatos irregulares com grãos granoblásticos associados; cristais semi-alongados e um pouco mais espessos (3 a 5 mm) também ocorrem. A forte extinção ondulante, bandas de deformação e sinais de recuperação são comuns no mineral, mas cristais menos deformados aparecem associados aos agregados, ou mesmo constituem pequenos aglomerados afilados. As inclusões de rutilo e apatita aciculares, zircão e opacos ocorrem principalmente nos cristais mais desenvolvidos; palhetas finas e orientadas de biotita são comuns.

O *hiperstênio* porfiroclástico aparece com formas prismáticas alongadas, como também semi-arredondadas ou ovaladas, e com o comprimento variando de 6 a 2 mm (Fotomicrografia 6); os cristais menores, equidimensionais (desde 0,2 mm), também são freqüentes. O mineral está ausente nas amostras SF-53 (charno-enderbito) e SF-64 (charnockito), nas demais ocorre em diversos tamanhos constituindo indivíduos isolados ou agregados, comumente deformados e alinhados. Quando está preservado de transformações é freqüente observar-se vários fragmentos com a mesma orientação óptica envoltos por matriz recristalizada. As inclusões mais comuns são de apatita e opacos; as de espinélio, diminutas, são raras. Na maioria das amostras o hiperstênio mostra passagem ou associação com biotitas e anfibólios (hornblenda, cummingtonita, actinolita).

O *clinopiroxênio* está presente subordinadamente num enderbito gnáissico (amostra SF-54). Ocorre associado e com as características texturais semelhantes ao hiperstênio. Embora apareça com tamanho médio de 0,5 mm, o clinopiroxênio apresenta passagens para anfibólio e biotita.

A *granada* ocorre nas amostras SF-10, SF-11, SF-55 e SF-56, onde se distinguem os cristais semelhantes aos tipos texturais já apontados anteriormente. No primeiro tipo textural se destacam os cristais subédricos e esparsos que aparecem em meio aos minerais porfiroclásticos, que em alguns casos estão cercados ou invadidos em fraturas por matriz recristalizada. Na amostra SF-11, alguns grãos (em torno de 2 mm de diâmetro) apresentam contatos retos com feldspatos e contêm pequenas inclusões de espinélio ou plagioclásio e hiperstênio subarredondados. No segundo tipo textural, que corresponde à maioria de cristais anédricos (que variam de 2 a 6 mm) e concentrações de grãos semi-alongados, se distinguem as granadas intersticiais que envolvem parcialmente porfiroclastos de plagioclásio, projetando-se para o interior do mineral, ou apresentam por vezes os contatos retos a irregulares também com o quartzo e o hiperstênio. De modo geral, interpondo-se entre os contatos de granada e esses minerais, bem como nas fraturas e contornos da granada, estão presentes os granoblastos de matriz e agregados de biotita; pequenos grãos por vezes se encontram imersos entre as lamelas. Intercrescimentos simplectíticos a quartzo vermiforme e biotita fina comumente aparecem nas áreas de borda das granadas, e esses mesmos minerais também ocorrem como inclusões subarredondadas a alongadas, geralmente deformadas, acompanhadas em alguns casos de plagioclásio, apatita ou de opacos (ilmenita) e rutilo com manchas de opacos.

A *biotita* é marrom-avermelhada ($n_z = n_y$) e constitui palhetas orientadas subparalelamente, com tamanho variando de 0,1 a 1,5 mm de comprimento, ou cristais alongados associados aos outros minerais fêmicos e, neste caso, algumas lamelas atingem até 3 mm (Fotomicrografia 6). A biotita forma tipicamente aglomerados que se amoldam ou se projetam para o interior

dos porfiroclastos sálicos e fêmicos. Como parte integrante da matriz, mostra feições de equilíbrio com os granoblastos quartzo - feldspáticos ou alinha-se com o quartzo estirado. Algumas biotitas associadas à granada e hiperstênio mostram maior deformação (extinção ondulante forte, 'kink bands', encurvamento) quando comparadas com as palhetas dispersas na matriz, com extinção ondulante moderada. Tonalidades avermelhadas mais acentuadas aparecem nas biotitas que contornam minerais opacos nas amostras SF-66 e SF-10. Comumente, em meio as lamelas aparecem opacos, esfeno e epidoto granulares, quartzo venular, grãos residuais e semi-alterados de hiperstênio e hornblenda, além da apatita, zircão com halos pleocróicos e também sob forma de inclusões; intercrescimentos simplectíticos com quartzo são freqüentes.

Os *anfibólios* aparecem em diferentes proporções e compreendem hornblenda, actinolita (ou hornblenda com componente actinolítico) e cummingtonita. Na amostra SF-54, a hornblenda (n_x = verde-amarelado, n_y = verde-oliva, n_z = amarelo-esverdeado) ocorre como cristais prismáticos de até 3 mm de comprimento, que estão isolados e orientados ou associados aos piroxênios, contornando-os parcialmente. Nas outras amostras a hornblenda se mostra como grãos agrupados, equidimensionais, comumente em meio a matriz ou nas bordas de hiperstênio e opacos. Na maior parte dos casos o mineral apresenta transformações em graus variados para biotita ou aparece como restos em meio às lamelas. Na hornblenda em bordas de piroxênios ou sob forma de grãos reliquiares observa-se uma passagem para anfibólio verde-azulado e mais comumente para actinolita verde-claro. A cummingtonita, na amostra SF-68, ocorre como uma fina borda que se projeta para o interior dos cristais de hiperstênio. É incolor, apresenta geminações múltiplas e muito finas. Em alguns grãos de hiperstênio, a borda de cummingtonita passa para uma associação de opacos exsolvidos, actinolita e biotita simplectíticas com quartzo.

Os *minerais opacos* apresentam formas anédricas e alongadas de 0,1 a 0,3 mm, estão fraturados, e de modo geral aparecem isolados, associados aos fêmicos ou como inclusões nos minerais. A magnetita contém lamelas de exsolução de ilmenita e bor-

das martitizadas; a ilmenita apresenta com frequência geminações lamelares. A pirrotita, quando está presente, constitui grânulos junto à magnetita e ilmenita, podendo conter pirita e/ou calcopirita em gotas diminutas ou ser parcialmente contornada por esses minerais. Em algumas amostras os opacos contêm inclusões de apatita e de piroxênio. Apatita e zircão são cristais subédricos, fraturados, que variam de 0,1 a 0,3 mm. Aparecem isolados ou contidos em vários minerais. O espinélio verde constitui diminutos grãos com bordas e fraturas de opacos (magnetita), está contido na granada e no hiperstênio, raramente na biotita.

A *matriz recristalizada* das rochas gnáissicas apresenta-se em proporções variáveis de 15 a 40%, concentra-se irregularmente entre os porfiroclastos, mostra-se semelhante em aspectos texturais à das rochas maciças e foliadas (Fotomicrografia 6). Há porções da matriz em que os granoblastos são quartzo-feldspáticos ou mais ricas em plagioclásio, a biotita aparece em finas palhetas ou está ausente, e em outras porções são observadas pequenos porfiroclastos de hiperstênio e granada associados à matriz. Nesses casos, percebe-se uma configuração ligeiramente ovalada ou alongada da matriz. Em amostras em que a matriz recristalizada aparece numa proporção de 25%, ainda ocorrem agregados porfiroclásticos parcialmente contornados por ela, enquanto nas amostras onde a matriz é de proporção maior ela circunda praticamente todos os porfiroclastos sálicos e fêmicos. Nas amostras SF-70 e SF-80D, agregados de hiperstênio deformados e com a mesma orientação óptica apresentam os espaços preenchidos por grãos de plagioclásio xenomórficos e poligonizados, sugerindo que houve um deslocamento de fraturas de hiperstênio e recristalização sucessiva de matriz ao longo das mesmas; essa feição pode ser observada entre alguns agregados de granada e de feldspatos. Na matriz, os cristais sálicos xenomórficos podem aparecer como agregados intersticiais, são parcialmente recristalizados e se mostram bastante deformados; os cristais poligonizados menores têm extinção ondulante moderada. As microgranulações, por vezes mirmequíticas, se desenvolvem em parte nas bordas de porfiroclastos e de grãos xenomórficos feldspáticos. A biotita coexiste em equilíbrio com as sucessivas fases de cristais da matriz, está associada às reações de transformação

dos minerais fêmicos e se projeta além das bordas ou aparece no interior dos feldspatos. A biotita não guarda uma relação de proporcionalidade, em termos gerais, com a quantidade de matriz, uma vez que nessas rochas seja comum encontrar-se porfiroclastos fêmicos (e sálicos) não afetados por esse mineral.

IV.1.d - Ordem de Cristalização

As relações texturais das rochas charnockíticas permitem esboçar alguns elementos que podem caracterizar a ordem de cristalização dos minerais, abstraindo-se das deformações e recristalizações metamórficas subsequentes à formação das principais fases primárias.

Dos minerais sálicos, o plagioclásio é o primeiro mineral a cristalizar. Os megacristais e fenocristais de plagioclásio geralmente têm seus contornos afetados pelos cristais menores. O feldspato alcalino aparece como fenocristais em rochas mais diferenciadas (charno-enderbitos e charnockitos), podendo ser posterior ou simultâneo ao plagioclásio. Em alguns casos, fenocristais de plagioclásio contêm inclusões de feldspato alcalino, o que mostra uma cristalização precoce dessa fase. Texturalmente, feldspatos e piroxênios não interferem entre si. O hiperstênio aparece como agregados e indivíduos isolados nos enderbitos e charno-enderbitos. No entanto, há indícios (amostras SF-23, SF-24 e SF-54) de superposição de orto e clinopiroxênios (inclusões) com fenocristais de plagioclásio e de feldspato alcalino. A cristalização simultânea de granada, plagioclásio e hiperstênio é sugerida no caso (SF-11) em que a granada contém esses minerais. Os pequenos grãos subédricos a euédricos de granada parcialmente englobados por fenocristais de plagioclásio também indicam essa hipótese. Grande parte das concentrações irregulares de granada são intersticiais com relação aos feldspatos. O quartzo também é intersticial, tende a envolver agregados e cristais de feldspatos, hiperstênio e granada ou preenche os espaços entre esses minerais. É possível que o quartzo, numa fase 'liqui

dus', apareça associado ao piroxênio e plagioclásio. A biotita tem cristalização restrita e aparece como inclusões arredondadas no piroxênio e no plagioclásio; na granada as inclusões são comuns. Os minerais acessórios como apatita, zircão, por vezes o rutilo (amostra SF-29) e opacos cristalizam cedo, estão presentes como cristais isolados e inclusões nos diversos minerais. Há indicações de um intervalo relativamente amplo de formação desses minerais, quando os opacos contêm apatita, zircão e hiperstênio ou mesmo, frequentemente, quando apatita e rutilo aciculares são encontrados nos feldspatos e no quartzo (e na granada em alguns casos).

IV.1.e - Transformações Metamórficas

Nas amostras da unidade Bela Joana encontram-se transformações mineralógicas, recristalizações e deformações em graus variados sem que haja o desaparecimento completo da textura ou da mineralogia da rocha original, mesmo nos termos mais afetados por esses processos. A matriz recristalizada sálica, constituída principalmente por cristais xenomórficos e equidimensionais, está presente nos termos maciços, foliados e gnáissicos, e nestes últimos torna-se volumetricamente importante. A essa matriz superpõe-se geralmente a biotita, e suas relações texturais com os principais componentes mineralógicos já foram referidas nos itens anteriores.

A transformação do hiperstênio para anfibólios ocorre em diversas amostras da unidade e geralmente não é suficientemente intensa para levar ao desaparecimento do mineral. O desenvolvimento da hornblenda se dá ao longo dos contornos ou junto às bordas como grãos pequenos e equidimensionais comumente associados com granoblastos sálicos da matriz. A cummingtonita é bem mais restrita, só é encontrada em uma amostra (SF-68), aparece a partir do hiperstênio como borda límpida e incolor ou ligeiramente mesclada com hornblenda verde. O surgimento da actinolita, verde-clara, se restringe em parte às ocorrências desses an-

fibólios. Quando está associada à hornblenda, esta torna-se verde-azulada e passa rapidamente para actinolita simplectítica com quartzo. Nas bordas de grãos equidimensionais há passagem direta de hornblenda para actinolita. Na substituição de cummingtonita, a actinolita é simplectítica com quartzo, contém diminutos exsoluções de opacos e está acompanhada por biotita.

Nas amostras onde aparecem clino e ortopiroxênios (p.ex. amostra SF-54) a hornblenda ocorre em parte como manchas, avança ao longo das bordas para o interior dos cristais e contém núcleos de piroxênios. O quartzo e a magnetita, subprodutos das reações, podem estar incluídos no anfibólio mais desenvolvido ou associados a ele quando sob forma de grãos equidimensionais.

A passagem do hiperstênio para biotita vermelha é encontrada em poucas amostras enquanto que a transformação para biotita marrom-avermelhada é mais comum. Nos dois tipos de biotita se desenvolvem feições comparáveis, entre as quais as manchas do mineral no interior do hiperstênio e principalmente ao longo das bordas, clivagens, fraturas onde, em estágios mais avançados de transformação, o hiperstênio resta como núcleos ou pequenos grânulos entre as lamelas. Há casos em que a substituição é completa, sendo freqüente a presença de quartzo venular e opacos lamelares (ilmenita) no contato entre palhetas ou segundo as clivagens, bem como de esfeno granular junto à biotita. É muito comum nesse último mineral os intercrescimentos simplectíticos parciais a quartzo quando envolve o hiperstênio. Nas amostras com clino e ortopiroxênios, em porções onde o desenvolvimento da biotita lamelar é proeminente, aparecem núcleos de piroxênios acompanhados de quartzo e opacos (magnetita e ilmenita) ou então, uma associação mais complexa de piroxênio e hornblenda residuais com grânulos de epidoto, quartzo e opacos. Alguns desses produtos de reação podem ocorrer esparsos na biotita.

Os pseudomorfos de piroxênios são de ocorrência relativamente comum e podem ser encontrados em amostras com piroxênios não alterados e guardam o tamanho e forma dos cristais originais, constituindo agregados microcristalinos que, em alguns

casos, contêm restos do mineral. Os pseudomorfos derivados do hiperstênio compõem agregados de clorita, carbonato, opacos exsolvidos e quartzo; a clorita é de baixa birrefringência, de cor azul anômala; pode estar tingida em tons de marrom-amarelado a avermelhado e o quartzo aparece também como cristais pequenos, irregulares, ou como vênulas. A biotita verde pode aparecer associada ou no lugar da clorita; a serpentina está presente na amostra SF-55, onde mostra uma textura em malha ('mesh') e está acompanhada de clorita, carbonato e opacos exsolvidos. Os pseudomorfos de hiperstênio podem estar rodeados por biotita lamelar, em parte também alterada para clorita.

Nas granadas, o aspecto marcante é a transformação em biotita que aparece como palhetas amoldadas ao longo dos contornos do mineral, preenchem fraturas e irregularidades de borda e se projetam para o interior da granada. Nas biotitas vermelhas da amostra SF-29, grãos de rutilo envoltos por ilmenita estão presentes entre as lamelas associadas à granada, esses grãos também ocorrem como inclusões nesta última; eventualmente a biotita se mostra alterada a muscovita, contendo carbonato, opacos exsolvidos e esfeno granular. Nas outras ocorrências, a granada está associada com biotita marrom-avermelhada, que se faz acompanhar nas fraturas do mineral por pequenos cristais de quartzo e opacos. Em algumas granadas há uma alteração incipiente para clorita e carbonato ao longo das fraturas; muscovita, clorita e quartzo também podem aparecer nas bordas deste mineral.

Os óxidos opacos, magnetita e ilmenita, em parte representam subprodutos de reações metamórficas quando estão associados a anfibólios e biotitas, porém, cristais de opacos mais desenvolvidos, isolados ou junto a piroxênios, não raro são envolvidos em transformações e podem ser condicionantes no aparecimento de hornblenda, biotita e esfeno, estes últimos com maior frequência, ao longo de seus contornos. A principal transformação em cristais de magnetita é a martitização, que ocorre a partir das bordas, fraturas ou afeta todo o cristal, com o desenvolvimento de finas lamelas de hematita segundo planos (111) do mineral hospedeiro. Transformações de ilmenita em leucoxênio são

acompanhados de outras fases como clorita e esfeno, que normalmente se dispõem entre porções de ilmenita fresca e leucoxenizadas.

A geração de biotita marrom-avermelhada a partir de anfibólitos é bastante comum, sendo que em poucas amostras são observados cristais preservados de hornblenda. Na maior parte os grãos de hornblenda são reliquias, podem apresentar finas bordas de actinolita verde-claro e aparecem em meio a lamelas de biotita. Há casos em que somente são vistas actinolita e biotita simplectíticas a quartzo e, ocasionalmente, a biotita mostra os subprodutos de reação como grânulos de epidoto, esfeno e exsoluções de opacos.

Os pseudomorfos de anfibólitos geralmente são constituídos por uma massa microcristalina de clorita, carbonato, quartzo e opacos exsolvidos, onde se juntam com frequência pequenos grãos de epidoto, esfeno, além de lamelas de biotita verde e restos de hornblenda e actinolita. As proporções de anfibólitos e biotita variam e não apresentam um padrão regular de distribuição. Em alguns desses pseudomorfos o anfibólito pode estar ausente e a biotita marrom-avermelhada predominar com intercrescimentos de muscovita, clorita e biotita verde, contendo exsoluções de opacos e carbonato.

IV.1.1 - Rochas Noríticas

Essas rochas apresentam características que contrastam com as demais da associação charnockítica. Ocorrem em afloramentos pouco expressivos na faixa norte (SF-65 e SF-67) e próximo às áreas centrais (SF-59A) ou constituem enclaves lentiformes dispersos nos vários domínios deformacionais. Composicionalmente, tratam-se de dioritos (SF-65) e gabros com hiperstênio que, segundo recomendação do IUGS (Streckeisen, 1974) são denominados de gabro-noritos, independentemente ao conteúdo de An dos plagioclásios. Algumas rochas dessa composição não estão estritamente enquadradas nesta nomenclatura quando o hiperstênio não é o princi-

pal constituinte fêmico.

Numa das ocorrências da faixa norte (SF-65) a rocha é um *quartzo-diorito*, que guarda semelhanças texturais e mineralógicas com um enderbito foliado, diferenciando-se deste pelo índice de cor. Em afloramento observa-se que a rocha tende a uma cor cinza-escura, contêm quantidades mais expressivas de biotita lamelar do que um enderbito, apresenta grãos dispersos de granada e níveis centimétricos quartzo-feldspáticos, médios a grossos, cinza-esverdeados.

Sob exame microscópico a textura da rocha é orientada, porfiroclástica e com matriz granoblástica. O plagioclásio é de composição andesina, antipertítico, ocorre como cristais subédricos, ovalados, que apresentam dimensões desde 10 mm de comprimento, mas em média em torno de 5 mm. Por vezes os cristais estão encurvados, sendo frequentes a textura 'mortar' e recristalizações ao longo de fraturas. O *feldspato alcalino* é fino e intersticial. O *quartzo* é deformado e alongado, apresenta recristalizações marginais e compreende cristais desde 0,5 a 4 mm de comprimento. Entre os minerais fêmicos domina a *biotita* lamelar, deformada (inclusive dobrada), variando de 0,3 a 1,5 mm de comprimento, de cor marrom-avermelhada; em meio aos aglomerados aparecem o quartzo venular e intercrescimentos com muscovita. Os porfiroclastos de *hiperstênio* estão orientados, apresentam dimensões desde 4 mm de comprimento, ocorrem isolados ou rodeados por lamelas de biotita; grãos remanescentes estão em grande parte pseudomorfizados em carbonato, clorita, opacos exsolvidos, e às vezes associam-se serpentina e quartzo. Os minerais acessórios são opacos, apatita e zircão. A matriz recristalizada da rocha parece numa proporção de 30% e texturalmente apresenta as mesmas características daquelas das rochas foliadas e gnáissicas.

Na outra ocorrência da faixa norte, SF-67, a rocha é um *piroxênio-hornblenda gabro-norito* fino a médio e de cor cinza-escura. A rocha é maciça e gradaciona para cinza-esverdeado onde se observa feldspatos e anfibólios subcentimétricos. Ao microscópio, a textura é inequigranular e não apresenta orienta-

ção (Fotomicrografia 7). O *plagioclásio* é de composição andesina cálcica a labradorita, se dispõe num arranjo granoblástico de grãos equidimensionais de 1 mm, com geminações polissintéticas, extinção ondulante e bandas de deformação. Cristais porfiroclásticos de 3 a 4 mm por vezes são encurvados, aparecem esparsos e são invadidos nas bordas pelos grãos equidimensionais. Raramente são encontrados pequenos grãos neoformados de plagioclásio nas bordas e fraturas do mineral; intercrescimentos mirmequíticos são observados no contato entre plagioclásio e anfibólio. *Clinó e ortopiroxênios* formam grãos equidimensionais desde 2 mm, exibem deformações acentuadas e aparecem isoladamente ou como agregados. A *hornblenda* constitui cristais prismáticos de até 4 mm de comprimento que envolvem agregados ou grãos remanescentes de piroxênios, bem como grãos equidimensionais de 1 a 2 mm, geralmente agregados. Possui extinção ondulante e pleocroísmo variando do marrom-esverdeado-claro a escuro. Os cristais equidimensionais se associam com frequência ao quartzo e opacos e, aparentemente estão em equilíbrio textural com o plagioclásio granoblástico. Os porfiroclastos desse mineral têm contatos irregulares a reentrantes pela hornblenda. O anfibólio mostra passagens para biotita e às vezes para actinolita verde-claro. A *biotita* é de pleocroísmo marrom-pálido a vermelho, apresenta extinção ondulante e algumas lamelas com 'kink bands' ou encurvadas. Os cristais têm tamanho variando desde 2 mm de comprimento e aparecem isolados ou agregados, geralmente envolvendo piroxênios. A biotita tende a ser mais frequente em porções onde o conteúdo de hornblenda é menor. Invade os piroxênios ao longo de fraturas e clivagens, ou pode apresentá-los em meio aos agregados. Alguns cristais contêm plagioclásio e quartzo em gotas e/ou vênulas, e outros mostram manchas de anfibólio. O *quartzo* é escasso, anédrico, deformado e ocorre como pequenos grãos (0,2 mm) intersticiais ou associados ao anfibólio. Os *minerais acessórios* compreendem zircão e apatita como cristais euédricos a subarredondados e aparecem como inclusões nos minerais principais. Os opacos são subédricos e anédricos, por vezes alongados, entre eles distinguem-se magnetita, ilmenita e ocasionalmente pirrotita e pirita. O espinelio verde tem manchas de magnetita e está incluído nos piroxênios.

FOTOMICROGRAFIA 7 - Piroxênio-hornblenda gabro-norito. Agregados de hiperstênio e diopsídio estão parcialmente substituídos por hornblenda (porção central) e biotita (os fêmicos do lado direito). O plagioclásio (incolor) pode conter piroxênios. Amostra SF-67, nicóis paralelos, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 8 - Leuco-norito. Porfiroclasto de labradorita (contendo apatita, opacos, hiperstênio e biotita) envolto por matriz granoblástica a labradorita, quartzo e hiperstênio. Amostra SF-61A, nicóis cruzados, aumento de 38x.

Na ocorrência próximo às áreas centrais, ponto SF-59, a rocha é um *quartzo gabro-norito* foliado de grã fina a média, apresentando coloração cinza-escuro a esverdeado. Os *feldspatos* megacristalinos (em média de 1 a 1,5 cm de comprimento) aparecem orientados subparalelamente e os minerais fêmicos, em agregados, ocorrem igualmente distribuídos na rocha. Ao microscópio, a textura da rocha é porfiróide a porfirítica, onde os minerais aparecem relativamente estirados e deformados, correspondendo texturalmente às rochas foliadas. O *plagioclásio* é de composição andesina cálcica, com antipertitas esparsas, formas subédricas a anédricas e de comprimento variando entre 1 e 5 mm. Grande parte dos cristais estão deformados, sendo que alguns deles apresentam textura em moldura e invasões ao longo dos contornos e fraturas pelo material da matriz. As inclusões mais comuns no *plagioclásio* são de opacos, biotita e apatita, aparecendo também as de diopsídio e hiperstênio. O *feldspato alcalino* em geral é fino e intersticial, ocorrendo alguns cristais pertíticos e deformados (de até 3 mm de comprimento) esparsos na matriz. O *quartzo* é anédrico e deformado (de até 3 mm de comprimento), aparecendo também como agregados alongados esparsos. A *biotita* é de pleocroísmo marrom-pálido a vermelho, deformada, ocorrendo como agregados associados aos piroxênios, envolvendo-os e preenchendo as fraturas, ou dispersa na matriz; as maiores lamelas de biotita podem atingir até 3,5 mm de comprimento. As exsoluções de opacos, vênulas de quartzo e de carbonato entre as lamelas são comuns; apatita e zircão com halos pleocróicos ocorrem como principais inclusões na biotita. Os *piroxênios* ocorrem como cristais subédricos a anédricos, de comprimento variando entre 0,1 a 1,8 mm e parcialmente deformados; os agregados são de diversos tamanhos, podendo chegar até 8 mm. As inclusões mais comuns nos piroxênios são de apatita, quartzo e opacos, além das inclusões e diminutas lamelas de clinopiroxênio (no hiperstênio) e de ortopiroxênio (no diopsídio). Destaca-se entre os clinopiroxênios quase equidimensionais, os cristais menores (em torno de 0,3 a 0,5 mm), que rodeiam os maiores, como agregados; estes cristais menores, em vários locais da amostra, estão projetados para dentro do *plagioclásio*. Em porções mais deformadas da rocha, alguns cristais de piroxênios aparecem estirados e orientados subparalelamente. É comum a passagem do piroxênio

para hornblenda e biotita, aparecendo grãos reliquiais de piroxênios em meio a esses minerais. A *hornblenda* de pleocroísmo variando de verde-amarelado a verde-oliva ocorre como manchas ou intercrescida ao longo das bordas dos piroxênios. Junto às porções centrais dos grãos de clinopiroxênio podem aparecer como pseudomorfos agregados microcristalinos de carbonato, clorita, quartzo e exsoluções de opacos; nas bordas dos clinopiroxênios podem ocorrer pequenos cristais e aglomerados de fibras mais longas de anfibólio incolor da série tremolita-actinolita. Os opacos, como magnetita (com geminações lamelares) e pirrotita, formam grãos de até 1 mm geralmente associados com os piroxênios.

IV.1.1.a - Enclaves

Os enclaves ocorrem aleatoriamente, geralmente intercalados às rochas enderbetícas dos diferentes domínios deformacionais. São rochas escuras, alongadas ou lentiformes, que variam desde dimensões centimétricas a decimétricas e possuem granulação fina a média, destacando-se da rocha que as engloba.

Uma variedade de *rocha leuco-norítica* (SF-61A) foi encontrada na borda meridional do maciço e apresenta textura inequigranular fina com matriz granoblástica poligonal abundante e é constituída essencialmente de labradorita, quartzo e hiperstênio (Fotomicrografia 8).

A *labradorita* apresenta geminações polissintéticas e Carlsbad, constituindo granoblastos equidimensionais de 0,2 mm, com extinção ondulante, como também porfiroclastos de contornos irregulares de 0,5 a 2 mm de comprimento. No mineral se encontram várias inclusões, sendo que nos porfiroclastos ocorrem grãos diminutos de apatita, opacos, hiperstênio, biotita vermelha e hornblenda verde; nos granoblastos e nas bordas dos porfiroclastos se observam grãos arredondados de quartzo e de feldspato alcalino. O quartzo aparece anédrico, deformado e esparso, com tamanho de até 1,8 mm, alguns cristais menores e poligonizados são intersticiais. O

hiperstênio predomina em cristais equidimensionais que variam de 0,2 a 1,2 mm; secções prismáticas são raras. O mineral constitui pequenos agregados associados com opacos e apresenta forte deformação. A *biotita* é escassa, possui pleocroísmo variando do marrom-pálido a avermelhado, ocorrendo em finas palhetas envolvendo o hiperstênio e opacos. Num nível milimétrico da lâmina observa-se pequenos grãos intercrescidos de hornblenda e cummingtonita associados com opacos e carbonatos. Os acessórios mais comuns são apatita e zircão; a ilmenita ocorre junto à pirrotita e calcopirita em diminutos cristais.

A amostra SF-22A, é um *leuco-norito* intercalado a enderbitos da borda setentrional do maciço, diferencia-se da rocha descrita acima por apresentar textura equigranular fina e andesina, além de conter hiperstênio e quartzo como minerais essenciais.

A *andesina* é raramente antipertítica, possui contornos irregulares e quase sempre apresenta geminações polissintéticas. O tamanho varia de 0,8 a 1,5 mm de comprimento, são poucos os cristais de 3 mm. A andesina está fortemente deformada e mostra recristalização nas bordas; as inclusões são de quartzo, opacos e hiperstênio. O *quartzo* é anédrico e semi-alongado, está deformado (com bandas de deformação, sinais de recuperação), apresenta um tamanho médio de 0,5 mm e ocorre esparsos; grãos menores e neoformados são intersticiais. Um nível de quartzo estirado aparece intercalado por cristais de plagioclásio. O *hiperstênio* é subédrico a anédrico, tem tamanho de 0,5 a 1 mm e é aproximadamente equidimensional em cristais de 0,2 mm. Aparece isolado ou agrupado, com forte extinção ondulante, fraturas e bandas de deformação; as inclusões mais comuns são de opacos e apatita. A *biotita* é escassa, deformada, com pleocroísmo variando de marrom-pálido a avermelhado. Os cristais têm tamanho médio de 0,2 mm de comprimento, se projetam para o interior do hiperstênio e plagioclásio e mostra equilíbrio textural com os grãos sálicos neoformados. A apatita aparece como cristais idiomórficos e o zircão raramente ocorre. Entre os opacos predomina a magnetita, subidiomórfica e com as bordas martitizadas; a pirrotita se associa

ã magnetita e pirita, também possui calcopirita nas bordas ou como inclusões.

Na pedreira Itererê, no domínio maciço, um *diorito* fino, centimétrico (SF-24A), está em contato irregular com a rocha enderbítica que o engloba. O diorito possui textura inequigranular fina e é constituído de andesina, biotita e subordinadamente de quartzo e feldspato alcalino.

A *andesina* é subédrica de tamanho médio de 1 mm e possui extinção ondulante. Os porfiroblastos (de até 4 mm) são raros, podem ser antipertíticos, encurvados e têm suas bordas invadidas por biotita e plagioclásio da matriz; contêm opacos e hiperstênio subarredondados. A *biotita* possui pleocroísmo marrom - pálido a avermelhado, está orientada e deformada. Ocorre como palhetas isoladas ou agregadas, por vezes forma intercrescimentos simplectíticos com o quartzo; o equilíbrio textural de biotita e andesina é evidente. O *feldspato alcalino* aparece como diminutos grãos intersticiais. O mineral aumenta em conteúdo à medida que se aproxima da rocha enderbítica, da mesma forma que o hiperstênio vai aparecendo gradativamente com pequenos agregados equidimensionais, associados a opacos e parcialmente transformados em biotita. Os minerais acessórios são apatita, zircão e opacos.

IV.1.2 - Segregações Máficas

No domínio maciço (SF-24, pedreira Itererê; Fig. III.1) as segregações máficas foram estudadas mesoscopicamente, sendo representadas por pequenas concentrações de piroxênio e biotita de tamanho médio, ou então de granada e biotita sem orientação preferencial. Algumas dessas segregações foram denominadas de 'coroas de reação'; exibem formas arredondadas, centimétricas (1 a 3 cm), constituídas por piroxênio no núcleo, guarnecido de anfibólio orientado que por sua vez é rodeado por fina borda de biotita, a qual também faz conexões com 'coroas' vizinhas através de agregados lamelares. Outras 'coroas de reação' apresentam

formas ovaladas ou alongadas constituídas de anfibólios por vezes acompanhados de biotita lamelar. Em alguns casos, quando as segregações estão parcialmente assimiladas pela rocha hospedeira, elas apresentam núcleos escuros envoltos por manchas mais claras, correspondendo a estruturas 'schlieren' em pequena escala (de até 10 cm).

IV.1.3 - Rochas Decharnockitizadas

No domínio maciço (SF-24) ocorre uma injeção granítica com diques e veios subordinados cujos efeitos retrometamórficos de contato, impressos nas rochas encaixantes, se fazem sentir pela mudança gradativa de coloração numa faixa de aproximadamente 2 metros ao longo do contato com a injeção granítica principal, área de acesso a que se atribui efeitos de fluidos associados a essa manifestação.

Na faixa decharnockitizada, a rocha vai adquirindo gradativamente coloração em tons de cinza, cinza-claro e róseo - claro em direção ao contato com o granito. A rocha enderbítica apresenta as mesmas características texturais e mineralógicas já descritas para o domínio maciço, é também portadora de 'coroas de reação' que se destacam constituindo agregados arredondados fêmicos de cor preta ou verde-escuro, ou são manchas irregulares parcialmente assimiladas pela hospedeira.

Ao microscópio, numa sequência de quatro seções delgadas de amostras de rochas decharnockitizadas, observou-se as seguintes características: uma maior incidência de mirmequitas ao longo dos contornos dos fenocristais de plagioclásio e de granoblastos mirmequíticos na matriz; fraturas nos minerais sálicos preenchidas por vênulas de quartzo; a biotita dessas rochas tem pleocroísmo variando de marrom-pálido a verde, é simpectítica e englobada por cristais de quartzo; os minerais opacos formam intercrescimentos também com biotita verde, além de alterar-se para esfeno e leucoxênio nas bordas. Nas 'coroas de reação' aparecem u

ma associação de minerais dispostos irregularmente, como o anfibólio acicular da série tremolita-actinolita, opacos, leucoxênio, granoblastos de biotita verde e de minerais quartzo-feldspáticos. Em alguns casos há intercrescimento regular de anfibólio prismático e acicular (verde-azulado a verde amarelado) com quartzo e carbonato, rodeados por biotita verde lamelar; por vezes a biotita está parcialmente cloritizada. Zircão e apatita ocorrem associados a essas segregações como grãos diminutos.

No ponto 20 (Fig. III.1), na borda setentrional do maciço, porções de rocha parcialmente decharnockitizada se configuram como manchas de cor cinza-clara a rósea. Comparativamente à rocha cinza-esverdeada, essas porções apresentam, microscopicamente, intercrescimentos mirmequíticos abundantes ao longo dos contornos dos minerais feldspáticos; a biotita é marrom-escura e simplectítica com quartzo; o hiperstênio está semi-transformado em biotita e em parte pseudomorfisado em clorita, carbonato e quartzo microcristalino; nos feldspatos a alteração é acentuada em carbonato, saussurita e sericita.

IV.1.4 - Manifestações Graníticas

As manifestações graníticas da pedreira Itererê (SF-24) são constituídas por granitos róseo-esbranquiçados finos a médios com estrutura maciça. Os dados modais obtidos para amostras da intrusão (SF-24K) e de veios (SF-24J) permitem classificá-los como *granitos do tipo 3a*. As rochas são hololeucocráticas, a amostra SF-24K contém aglomerados subcentimétricos de biotita e granada enquanto que na SF-24J aparecem pontuações ou agregados finos de biotita.

Ao microscópio, a textura das rochas é inequigranular fina a média. O *microclínio* é pertítico e apresenta geminações em grade. O tamanho varia de 0,5 a 4 mm de comprimento, as formas dos cristais são subédricas e os contornos irregulares, em parte devido a intercrescimentos mirmequíticos e projeções dos

cristais da matriz ao longo das bordas. Manchas e finas bordas de albita são comuns tanto nos cristais maiores quanto nos intersticiais. Na maioria deles aparece extinção ondulante e esporadicamente, mostram alguma alteração para sericita. O *quartzo* é anédrico, mede de 0,1 a 6 mm de comprimento e é intersticial. As inclusões no quartzo da amostra SF-24J são de zircão e apatita e, na SF-24K são de plagioclásio e biotita. O *oligoclásio* é subédrico, geralmente mirmequítico, aparece na matriz e possui contornos irregulares. Em SF-24K os cristais têm extinção ondulante, fraturas e bandas de deformação enquanto que em SF-24J, o plagioclásio é menos deformado e possui manchas de albitização tardia. A granada da amostra SF-24K é anédrica, fraturada, está rodeada pelo quartzo e contém esse mineral sob forma de gotas. Os minerais opacos são escassos e envoltos por biotita.

IV.1.5 - Xenólitos de Metamorfitos

Os xenólitos de *leptínitos* ou *gnaisses graníticos a biotita, granada e sillimanita (e cordierita)* compreendem blocos métricos isolados no domínio foliado (amostras SF-25 e SF-26). Essas rochas são foliadas, têm cor rósea e granulação fina a média; biotita e granada avermelhada aparecem esparsas e por vezes formam pequenas concentrações orientadas.

Ao microscópio, a textura das rochas é granoblástica inequigranular interlobada. O *feldspato alcalino* porfiroclástico (com forte extinção ondulante, bandas de deformação e encurvado) é mesopertítico de padrão longitudinal, com superposição de micropertitas em gotículas alongadas, ou somente pertítico, mede de 0,5 a 2 mm de comprimento, possui geminações em grade difusas e contornos irregulares. As inclusões mais frequentes são de rutilo e sillimanita aciculares. O feldspato alcalino da matriz é equidimensional, em torno de 0,2 mm, possui geminações em grade definidas, é micropertítico de padrão longitudinal e por vezes apresenta manchas ou bordas de albita; em grande parte é reentrante aos cristais porfiroclásticos. O *oligoclásio* ge-

ralmente tem geminações polissintéticas pouco marcadas. Os porfiroclastos, com formas arredondadas e irregulares, variam de 0,5 a 2 mm de comprimento e são escassos, apresentam inclusões de apatita, sillimanita acicular, espinélio verde e cordieritas com halos pleocróicos. Na matriz os grãos são equidimensionais, intersticiais e frequentemente mirmequíticos. O *quartzo* é anédrico a semi-alongado, com forte extinção ondulante, bandas de deformação, sinais de recuperação e fraturas, geralmente preenchidas com filossilicatos e carbonatos. Os cristais de quartzo variam de 0,1 a 5 mm de comprimento, tendem a englobar alguns agregados feldspáticos e apresentam inclusões de plagioclásio, microclínio, zircão, além de rutilo e sillimanita aciculares. Pequenos grãos equidimensionais têm forte extinção ondulante. Os minerais como granada, biotita e sillimanita estão presentes nessas rochas em pequenas quantidades. A *granada* é anédrica a subarredondada, aparece em cristais de 0,2 a 2 mm rodeados pelo quartzo que também preenche as fraturas e irregularidades; as inclusões são de opacos e apatita, além de quartzo globular. A *biotita* é marrom-avermelhada, ocorre em palhetas de até 1,2 mm de comprimento, isoladas ou agregadas, geralmente deformadas e orientadas, por vezes é simplectítica com quartzo; as inclusões são de opacos, zircão e esfeno. A *sillimanita* exibe pequenos cristais prismáticos ou equidimensionais de até 1 mm, em agregados, ou associados à biotita, está também deformada e por vezes contém espinélio verde e opacos. Os minerais acessórios são escassos e diminutos, compreendem o zircão, apatita, espinélio verde, ilmenita parcialmente transformada em esfeno e magnetita; a cordierita é intersticial, algo alterada para clorita e penina ou então aparece como inclusões no plagioclásio. A alteração dos minerais é incipiente e aparece como sericita, clorita, carbonato e biotita verde.

Os *biotita gnaisses com granada* finos a médios a parecem como xenólitos lentiformes e subarredondados de dimensões centimétricas e decimétricas, raramente atingem 2 metros de comprimento, e estão presentes em vários locais do maciço ou da faixa norte. Uma das amostras é de composição granítica (SF-60A), contém grãos de granada dispersos, os agregados quartzo-feldspá-

ticos e de biotita estão alinhados e coincidem com a foliação da rocha charno-enderbítica hospedeira.

O *gnaisse* apresenta textura granoblástica inequi granular interlobada. O *feldspato alcalino* porfiroclástico, de até 4 mm de comprimento, possui geminações em grade parcialmente desenvolvidas ou difusas e pertitas frequentes sob forma de filetes e vênulas. Os contornos são irregulares e reentrantes por cristais da matriz. As inclusões são de apatita, plagioclásio arredondado e quartzo em forma de gotas (de até 0,2 mm) e gotículas. O *plagioclásio* é subédrico a anédrico, não apresenta geminações marcadas, composicionalmente pode ser oligoclásio (com relevo próximo ao feldspato alcalino), por vezes está saussuritizado e polvilhado de diminutos grãos de minerais de baixa birrefringência (clorita). O mineral tem tamanho de até 3 mm de comprimento, contornos corroídos e interlobados pela matriz, por vezes as bordas são mirmequíticas ou albitizadas (mais claras). O *quartzo* é anédrico, varia de 6 a 0,1 mm de comprimento, às vezes é alongado, está deformado e interlobado pela matriz. Possui inclusões de biotita, apatita e microclínio. Localmente envolve agregados feldspáticos. A *matriz* é constituída por grãos equidimensionais de microclínio (que predomina), quartzo e algum plagioclásio mirmequítico, projeta-se para o interior e preenche as fraturas dos minerais porfiroclásticos. A *biotita* forma cristais de 0,3 mm de comprimento e possui pleocroísmo variando de marrom-esverdeado - claro a escuro. As lamelas estão isoladas ou agregadas, orientadas, um pouco deformadas, invadem as bordas e fraturas dos porfiroclastos feldspáticos. A *granada* constitui grãos esparsos, subarredondados ou anédricos, em parte envoltos pela biotita. Zircão e apatita comumente estão associados à biotita.

Os *xenólitos* de rochas cálcio-silicatadas são subarredondados e lentiformes, decimétricos. Uma das amostras, SF-59, é cinza-médio, fina e embora seja de estrutura maciça se distinguem concentrações granulares e esparsas de granada avermelhada e de diopsídio esverdeado. Texturalmente a rocha é granoblástica equigranular poligonal, com tamanho médio dos minerais em torno de 0,3 mm, constituída principalmente de plagioclásio,

diopsídio, quartzo e esfeno, contendo proporções menores de granada e escapolita, além de apatita, zircão e opacos. O plagioclásio é labradorita, grande parte dos grãos não apresentam leis de macla e são límpidos; alguns cristais mais desenvolvidos tendem a formas subédricas. O diopsídio ocorre como agregados orientados subparalelamente. O esfeno, escapolita e granada aparecem isolados ou associados ao diopsídio. Os acessórios como apatita, zircão e opacos são poligonizados, ocorrem isolados ou com inclusões nos minerais.

IV.2 - UNIDADE ANGELIM

Os granada-hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos e granodioríticos cinza-médios e cinza-claros são de difícil separação e apresentam foliação marcante, com aspecto homogêneo, dada pela orientação dos minerais. Essas rochas são porfiríticas com fenocristais de feldspatos subcentimétricos em matriz média, possuem megacristais de feldspatos brancos de hábito tabular de 1 a 2 cm, raramente de até 5 cm de comprimento, que ocorrem esparsos e numa proporção entre 10 a 15%. Por vezes estes apresentam maclas Carlsbad distintas e formas levemente ovaladas ou algo onduladas. As segregações sálicas lenticulares são quartzo-feldspáticas, brancas, porfiróides, centimétricas, e podem conter granadas disseminadas. Em termos gerais, o quartzo tende a ser alongado; a biotita forma principalmente aglomerados lamelares que envolvem os aglomerados sálicos e megacristais, este mineral é também produto de transformações metamórficas de anfibólitos e granadas. Na amostra SF-45 (Fig. III.1), o clinopiroxênio aparece como acessório e parcialmente transformado em anfibólio. A matriz granoblástica, em grande parte associada com biotita, ocorre em proporções que não ultrapassam os 10%, possui caráter seriado com cristais equidimensionais entre 1 - 0,8 e 0,5 - 0,2 mm.

Entre as rochas mais gnaissificadas e protomilo

níticas encontram-se termos tonalito-granodioríticos cinza - médios e claros, granodioríticos cinza-claros a róseos que têm em vários pontos (no sentido norte do perfil oriental) intercalações de rochas graníticas. Nessas rochas os minerais são estirados, os porfiroclastos feldspáticos possuem formas ocelares, raramente aparecendo megacristais tabulares, e a tonalidade rósea marca a presença do feldspato alcalino. O quartzo alongado e os aglomerados de biotita orientados salientam os contornos ovalados de agregados sálicos e porfiroclastos. A matriz granoblástica varia em proporções entre 10 a 15% (estimadas), excetuando-se os níveis granoblásticos sálicos finos que aparecem intercalados em rochas mais gnaissificadas (amostra SF-32).

Os gnaisses tonalíticos e granodioríticos de aspecto homogêneo possuem textura inequigranular hipidiomórfica de formada e parcialmente recristalizada, que passa a porfiroclástica nos termos mais gnaissificados e protomiloníticos. Nesses últimos acentuam-se os contatos interlobados de grande parte dos minerais com a matriz granoblástica e a orientação definida pelos cristais de feldspatos semi-alongados, de quartzo e biotita. O índice de cor das rochas varia de 15 a 25 encontrando-se os menores valores de IC nos granodioritos (Tab. IV.2). O plote das análises modais das rochas encontra-se na figura IV.2 que mostra o espectro composicional da unidade Angelim com predominância dos termos tonalíticos. Na figura IV.2 estão também incluídos os dados modais do enclave de quartzo-diorito e de variedades graníticas.

IV.2.a - Domínio dos gnaisses homogêneos

Nos gnaisses tonalíticos e granodioríticos de aspecto homogêneo o *plagioclásio* tem formas subédricas semi-alongadas e quadráticas, o comprimento dos cristais maiores pode chegar a 10 mm, variando em média de 4 a 6 mm com larguras de 2 a 4 mm. A composição dos feldspatos nos tonalitos abrange o campo da

TABELA IV.2
ANÁLISES MODAIS DA UNIDADE ANGELIM

Amostra	plagio clásio	K-fei dspato	quartzo	biotita	anfibólio	granada	clinopi- roxênio	opacos	apatita	zircão	esfeno	epidoto	IC
SF-31	41,1	0,9	33,9	23,1	0,2	----	----	tr	0,4	0,2	----	tr	24,1
SF-32	9,2	45,2	34,9	10,9	----	tr	----	tr	tr	tr	tr	tr	10,9
SF-33	46,4	tr	35,5	16,9	0,8	----	---	0,3	tr	tr	----	tr	18,0
SF-34	45,6	tr	29,4	24,5	0,5	tr	----	tr	tr	tr	----	----	25,0
SF-39	42,5	5,1	41,3	7,4	3,2	----	----	tr	tr	tr	----	tr	11,1
SF-40	40,7	7,2	31,4	20,2	tr	----	----	tr	0,5	tr	----	tr	20,7
SF-41	36,5	8,0	30,1	19,7	4,8	----	----	0,3	0,6	tr	----	----	25,4
SF-42	53,5	1,5	20,7	17,2	0,5	6,6	----	tr	tr	tr	----	----	24,3
SF-45	46,8	2,9	32,3	16,1	tr	1,9	tr	tr	tr	tr	----	tr	18,0
SF-74	40,5	13,1	27,9	18,2	0,2	----	----	tr	0,1	tr	----	----	18,5
SF-75	45,2	2,6	29,8	18,3	0,4	3,2	----	0,2	0,3	tr	----	----	22,4
SF-75A	49,4	2,1	24,1	18,9	3,0	1,9	----	tr	0,3	tr	tr	tr	24,4
SF-75B	23,6	44,1	25,4	6,6	----	0,1	----	tr	0,2	tr	----	----	6,9
SF-75C	39,4	1,4	36,5	18,7	2,7	----	----	0,3	0,6	0,1	----	tr	22,7
SF-75D	21,2	14,3	15,4	24,7	24,4	----	----	tr	tr	tr	----	----	49,1
SF-75E	31,6	36,6	26,7	4,8	----	----	----	tr	tr	tr	----	----	5,1
SF-75F	44,1	----	6,2	19,6	21,1	----	7,8	0,3	0,6	tr	0,3	tr	49,4
SF-75G	40,6	20,7	21,3	13,8	2,4	----	----	0,3	0,9	tr	----	----	17,4
SF-75H	19,5	47,8	28,3	4,2	----	----	----	tr	0,2	tr	----	----	4,4
SF-76	43,6	6,9	33,3	13,6	0,8	1,3	----	0,1	0,3	tr	----	tr	16,1
SF-84	41,2	1,5	29,4	20,8	7,1	----	----	tr	tr	tr	tr	----	27,9

FIGURA IV.2 - Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas da unidade Angelim, incluindo as intrusivas graníticas.

andesina. As antipertitas são comuns, aparecendo dispersas em todo o cristal ou concentradas no centro ou às vezes nas bordas, além disso, ocorrem sob forma de filetes estruturalmente orientados ou são irregulares a semi-quadráticas. O plagioclásio apresenta geminações polissintéticas parcialmente desenvolvidas. Em alguns cristais as geminações e as antipertitas são raras ou praticamente ausentes. Os fenocristais aparecem isolados e os que ocorrem agrupados geralmente têm os contatos retos entre si, apresentando irregularidades e reentrâncias marcadas pela presença de cristais médios (em torno de 2 mm) ao longo das bordas, bem como por aglomerados e palhetas de biotita ou pelos cristais granoblásticos da matriz, estes últimos também preenchem as fraturas dos fenocristais. Os agregados de cristais médios circundam os fenocristais, são constituídos por indivíduos aproximadamente equidimensionais, têm os contatos retilíneos em parte invadidos por biotita e granoblastos da matriz (Fotomicrografia 9). Nos fenocristais de algumas amostras se destaca o alinhamento de indivíduos semi-alongados, porém, são comuns as geminações levemente encurvadas, bandas de deformação, fraturas e a forte extinção ondulante; nos cristais médios os efeitos de deformações são menos acentuados, raramente eles apresentam encurvamento nas lamelas ou bandas de deformação. As inclusões mais frequentes do plagioclásio são de apatita, zircão e biotita; o quartzo em gotas é mais comum nos cristais médios.

Nos *granodioritos* (amostras SF-74 e SF-75G) os megacristais de *feldspato alcalino* aparecem isolados e atingem até 10-12 mm de comprimento. Os cristais têm formas semi-alongadas orientadas e apresentam pertitas esparsas, muitas vezes concentradas nas bordas ou no centro. Possuem geminações Carlsbad e em grade, pouco marcadas, nas bordas. Geralmente têm os contornos irregulares invadidos por cristais médios de plagioclásio mirmequitizado e de feldspato alcalino, além de granoblastos da matriz envolvente constituída principalmente de microclínio. Os fenocristais (com até 7 mm de comprimento) e cristais médios (de 2-3 mm) têm pertitas finas ou micropertitas, variando de formas um pouco alongadas a quadráticas e se agregam formando contatos retos a irregulares entre si, que geralmente são interpostos por

FOTOMICROGRAFIA 9 - Cristais de plagioclásio de formas subédricas a quadráticas e de contatos retilíneos entre si, com invasões nas bordas de palhetas de biotita; o plagioclásio inclui hornblenda e biotita. A hornblenda aparece na parte superior esquerda. Amostra SF-84, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 10 - Agregados estirados e/ou parcialmente recristalizados de quartzo. Agregado alongado de granada (parte inferior) contornado por biotita. Aglomerados de biotita orientada e acompanhando os agregados de quartzo. Amostra SF-42, nicóis cruzados, aumento de 38x.

grãos da matriz e lamelas de biotita; o contato com o plagioclásio quase sempre é feito através de intercrescimentos mirmequíticos. Nesses cristais de feldspatos, frequentemente não há geminações e quando presentes elas são difusas ou parcialmente desenvolvidas nas bordas. Os cristais maiores apresentam deformações mais acentuadas, como forte extinção ondulante, bandas de deformação, fraturas e encurvamento das lamelas. As inclusões mais comuns são de apatita e biotita; o quartzo aparece com mais frequência nos cristais médios. A sericitização é incipiente e ocorre nas bordas e fraturas dos cristais. Nos tonalitos, o feldspato alcalino ocorre predominantemente como cristais médios agregados, pequenos granoblastos e vênulas esparsas. Na amostra SF- 41 aparecem fenocristais dispersos e deformados que medem em torno de 4 mm de comprimento; os contornos desses cristais são irregulares e parcialmente recristalizados, eles guardam as mesmas características ópticas descritas para os granodioritos.

O quartzo é anédrico, intersticial e cristais semi-alongados e orientados também ocorrem. As dimensões dos cristais variam desde 0,2 a 10 mm de comprimento, em média estão entre 2-4 mm. Os cristais maiores apresentam diferentes graus de deformações, podem mostrar forte extinção ondulante, bandas de deformação e fraturas; aparecem também cristais com recristalizações finas marginais ou sinais de recuperação. Alguns grãos estão isolados em meio às concentrações feldspáticas, mas a maioria deles ocorre sob forma de agregados de contatos irregulares a serrilhados entre si. Alguns agregados têm formas algo ovaladas com terminações envoltas por lamelas de biotita, outros tendem a rodear parcialmente megacristais e fenocristais feldspáticos e, em alguns casos, envolvem totalmente cristais médios de feldspatos e de hornblenda prismática; os contatos entre esses minerais e o quartzo são retos ou irregulares, nos espaços entre eles, nas reentrâncias e fraturas do quartzo há invasões de granoblastos da matriz e palhetas de biotita. As inclusões mais frequentes do quartzo são de apatita, zircão e biotita (às vezes em finos cristais orientados); grãos diminutos de opacos e hornblenda (amostras SF-45 e SF-84) são menos comuns; o clinopiroxênio ocorre somente na amostra SF-45.

A *granada* constitui cristais subarredondados, anédricos e semi-alongados que geralmente estão fraturados. As dimensões variam de 2 a 4 mm de diâmetro e cristais de até 6 mm são mais escassos; grãos pequenos (de 0,5-2 mm) rodeiam os cristais maiores e aparecem também dispersos na matriz ou englobados por lamelas de biotita. Os cristais de granada apresentam contatos retos parciais com os minerais sálicos e em alguns casos, podem ser vistos cercados por quartzo; os cristais intersticiais de granada contornam ou invadem uma das bordas de plagioclásio médio ou mais raramente de fenocristais. De modo geral, a granada possui lamelas de biotita amoldadas aos seus contornos, reentrâncias e fraturas preenchidas por matriz e projeções de biotita. Na amostra SF-75 a hornblenda aparece contornando grãos pequenos de granada. As inclusões mais comuns do mineral são de inúmeros grãos deformados de quartzo globular ou alongado (em torno de 0,2-0,5 mm), biotita e plagioclásio deformados e arredondados, zircão, opacos ou apatita que são menos frequentes. Na amostra SF-75C um plagioclásio médio contém pequeno grão (0,5 mm) de granada.

A *hornblenda* tem pleocroísmo variando em tons de verde e verde-azulado (n_x = verde-amarelado, n_y = verde-oliva, n_z = verde-azulado e verde) em diferentes cristais ou mostra passagens graduais dessas tonalidades num só cristal. Pode ser reconhecida em dois tipos: o primeiro corresponde aos cristais intersticiais sob forma de prismas curtos de 2-4 mm de comprimento e que raramente tem geminações (simples ou múltiplas) segundo (100); o segundo tipo é de cristais equidimensionais que variam de 0,2-2 mm e que aparecem como agregados. A hornblenda prismática ocorre esparsa e é reentrante ao plagioclásio médio, grande parte dos cristais são orientados, possuem forte extinção ondulante e fraturas; os contornos e fraturas são invadidos por matriz e biotita. Os agregados equidimensionais rodeiam a hornblenda prismática, ou então, aparecem associados a cristais pequenos da matriz e com dimensões semelhantes (em torno de 1 mm) formando um arranjo granoblástico que tangencia os contornos da hornblenda; alguns agregados de anfibólio contornam parcialmente fenocristais e aglomerados de cristais médios de feldspatos. É co-

num a passagem do anfibólio para biotita que se desenvolve nas bordas, fraturas e se projeta para o interior da hornblenda; em estágio mais avançado o anfibólio aparece residual entre as lamelas. A essa transformação estão associados o quartzo, epidoto, carbonato, opacos (ilmenita com bordas de esfero e magnetita) que aparecem como inclusões ou nas áreas de borda da hornblenda. Outras inclusões que ocorrem são de feldspato alcalino, apatita e zircão.

O *clinopiroxênio* ocorre num tonalito (amostra SF-45) como pequenos grãos (de 0,2 mm) agregados e isolados, parcialmente transformados em carbonato, cristais aciculares de anfibólio da série tremolita-actinolita e hornblenda verde-azulada; esta última contém diminutos grãos de epidoto. O clinopiroxênio, também aparece incluído no quartzo, está preservado e associado com alguns cristais de hornblenda marrom-esverdeada.

A *biotita* possui pleocroísmo variando do marrom-pálido (n_x) a marrom-esverdeado ($n_z = n_y$) na maioria dos tonalitos e granodioritos; em poucas amostras (SF-34, SF-45 e SF-74) é marrom-avermelhada ou marrom (SF-41 e SF-75C). O mineral forma aglomerados de palhetas orientadas com o comprimento em torno de 0,2-0,5 mm, podendo constituir lamelas de 1 a 3 mm (amostra SF-75G). As palhetas mais finas ocorrem esparsamente e têm orientação qualquer, em geral estão perfeitamente amoldadas aos granoblastos da matriz; os aglomerados, mais densos, também mostram associação com esses minerais entre as lamelas, além dos minerais acessórios, muitas vezes incluídos na biotita, como a apatita, zircão e a allanita que apresentam halos pleocrômicos, esfero, formas granulares ou vênulas de opacos, quartzo, muscovita, carbonato e epidoto. A biotita envolve parcialmente ou totalmente os cristais de granada, anfibólio e feldspatos, em alguns casos se projetando para o interior dos mesmos ao longo de fraturas e contornos. A extinção ondulante é comum a todos cristais de biotita enquanto que encurvamento é observado principalmente nas lamelas mais desenvolvidas.

Os minerais acessórios comuns nessas rochas são

a apatita, zircão, opacos e allanita. A apatita e o zircão aparecem isolados ou incluídos nos minerais principais como pequenos prismas de até 1 mm; a apatita também ocorre sob forma acicular. Entre os opacos destacam-se a magnetita e a ilmenita em cristais subédricos a anédricos, pequenos, incluídos nos fêmicos, por vezes nos sálicos. Ambas apresentam lamelas de exsolução recíprocas; a magnetita pode estar parcialmente martitizada e a ilmenita pode ter bordas de esfeno. Pirita e calcopirita são restritas como inclusões diminutas nos óxidos opacos. A allanita tende a ser subédrica e ocorre em cristais de cor marrom-amarelada, parcialmente metamíctica, com cristais de 0,2-2 mm de comprimento; raramente contém diminutos grãos de zircão e apatita. Os cristais de allanita aparecem isolados ou rodeados pela biotita e em alguns casos, apresentam alteração para clorita nas porções centrais dos grãos e para epidoto e/ou clinozoisita e quartzo geralmente nas bordas. O epidoto, esfeno e carbonato são tipicamente metamórficos e têm associação mais frequente com a biotita e em parte com o anfibólio.

A *matriz granoblástica* dos gnaisses de aspecto homogêneo varia numa proporção de 3 a 5% podendo chegar a quase 10% nas amostras SF-45, SF-74, SF-75G e SF-84. A matriz é constituída por cristais de quartzo e feldspatos equigranulares com tamanho médio de 1 mm que apresentam extinção ondulante forte; os cristais menores de 0,2-0,5 mm são menos deformados. O plagioclásio é o mineral mais importante, apresenta geminações polissintéticas, total ou parcialmente desenvolvidas, e intercrescimentos mirmequíticos; o microclínio tende a formar grãos menores com geminações em grade a difusas; o quartzo é anédrico na maioria dos cristais, relativamente deformado, mas há também grãos límpidos e poligonizados. Esses minerais formam um mosaico irregularmente distribuído que, com frequência, invade as bordas, fraturas e reentrâncias das fases principais isolando alguns indivíduos; os pequenos grãos de microclínio, em tonalitos, envolvem ou estão associados aos cristais maiores de feldspato alcalino. As palhetas de biotita crescem contornando indistintamente os diferentes grãos da matriz granoblástica.

IV.2.b - Domínio das Rochas Gnaissificadas e Protomiloníticas

Nas rochas mais gnaissificadas (granodioritos, amostras SF-39, SF-40, SF-76) e protomiloníticas (tonalitos, amostras SF-31, SF-33 e SF-42; Fig. III.1) os minerais mostram quase que as mesmas características ópticas dos gnaisses homogêneos, porém, se distinguem desses últimos na deformação mais frequente dos minerais e na orientação dos porfiroclastos e cristais médios de *feldspatos* que, em agregados, tendem a formas subarredondadas a ovais; nos protomilonitos esses minerais estão parcialmente isolados ou formam agregados ocelares (Fotomicrografia 10). Parte dos contatos são retos, preservados, ou formam irregularidades preenchidas por matriz e palhetas de biotita. O *quartzo* é alongado, contorna os agregados de feldspatos (os mais longos têm até 16 mm de comprimento) e apresenta deformações, recristalizações parciais ou marginais finas nos constituintes agregados. Os cristais de *granada* da amostra SF-42 aparecem esparsamente ou em concentrações irregulares a alongadas, intersticiais ao plagioclásio médio. Os indivíduos (de 2-6 mm de comprimento) têm seus contornos e fraturas marcados por matriz e biotita fina, em alguns deles as bordas são simplectíticas a *quartzo* e biotita fina; raramente observa-se projeções de *hornblenda* prismática na *granada*. A *hornblenda* ocorre como cristais intersticiais e orientados, como grãos equidimensionais que rodeiam os prismas ou os cristais de feldspatos e, sob forma residual entre lamelas de biotitas geralmente acompanhadas de granoblastos de epidoto, carbonato, esfeno e opacos. A *biotita* é marrom-avermelhada (amostras SF-31 e SF-40) e marrom-esverdeada (amostras SF-33, SF-39, SF-42 e SF-76). Nos tonalitos o mineral predomina sob forma de aglomerados orientados, enquanto que nos granodioritos os aglomerados são constituídos de poucos indivíduos, as lamelas são curtas (0,4 x 0,5 mm, 0,2 x 0,3 mm de comprimento) e distribuem-se esparsamente. A biotita também acompanha os agregados e/ou minerais silícicos ovalados e o *quartzo* alongado, contorna e preenche fraturas dos minerais principais, projeta-se para o interior dos feldspatos e aparece como inclusões nos mesmos. A *ilmenita* e a

magnetita geralmente estão incluídas ou associadas com anfibólio e biotita; pirita e calcopirita são inclusões pequenas nos óxidos opacos. Zircão, allanita e apatita também ocorrem entre os acessórios dessas rochas; carbonato, epidoto, muscovita e esfeno são subprodutos provenientes das reações principais que originam a biotita metamórfica (q.v. item V.3.2.b).

A *matriz granoblástica* das rochas mais gnaissificadas aparece numa proporção de 10% e nas protomiloníticas pode atingir até 15% em minerais sálicos. O aumento da deformação aumenta a proporção de matriz e afeta também os próprios cristais da matriz, os granoblastos de 0,2-0,5 mm são mais abundantes do que os de 1 mm e aparecem em concentrações; parte desses cristais estão separados por palhetas de biotita. Bandas de deformação e forte extinção ondulante são frequentes nos cristais de 1 mm. Os intercrescimentos mirmequíticos em grãos finos e nas bordas do plagioclásio são comuns, principalmente quando eles estão em contato com o feldspato alcalino.

IV.2.c - Ordem de Cristalização

Os megacristais e fenocristais de *plagioclásio* são os primeiros minerais a se formar. O *feldspato alcalino* intersticial e xenomórfico mostra caráter tardio com relação ao plagioclásio, porém, em rochas onde é mais abundante pode ser simultâneo à ele. De modo geral, os megacristais e fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino têm irregularidades de borda e reentrâncias preenchidas pelos respectivos cristais médios.

A *granada*, como mineral esparsa nas rochas, tem uma tendência a ser intersticial aos cristais médios de plagioclásio, o que é raramente observado com relação aos fenocristais. A *hornblenda* verde, sobretudo a prismática, mostra alguns aspectos intersticiais preservados com relação ao plagioclásio; são menos frequentes os casos em que a hornblenda rodeia ou se projeta para o interior da granada. A hornblenda marrom - esverdeada

preservada como inclusões no quartzo da amostra SF-45, pode indicar a cor original do mineral, anterior ao processo metamórfico que afetou as rochas da unidade. Parte da hornblenda pode ser herdada ou mesmo, ser proveniente da transformação do clinopiroxênio, presente unicamente nessa amostra. O quartzo intersticial, principalmente em cristais mais desenvolvidos, tende a envolver megacristais e fenocristais de feldspatos e menos comumente os de hornblenda e granada.

Os *minerais acessórios* como opacos, zircão e apatita cristalizam isoladamente; a allanita por vezes apresenta inclusões diminutas de zircão e apatita. No entanto, os primeiros acessórios mostram início de cristalização precoce, estando incluídos em megacristais e fenocristais de feldspatos e, com a continuidade de formação, aparecem também como inclusões na granada, hornblenda e quartzo.

A *biotita* tem uma história de cristalização mais complexa. A biotita de cristalização inicial ocorre como pequenas inclusões nos feldspatos; é mais restrita do que aquela incluída no quartzo. De outra forma, envolve total ou parcialmente cristais de feldspatos, granada e anfibólio, projetando-se para o interior dos mesmos e transformando os minerais fêmicos. O mineral sobrepõe-se a processos de recristalização, adquirindo características texturais comuns à matriz granoblástica que aparece em todas as amostras.

IV.2.d - Rochas Graníticas

Na pedreira Itaipavas (ponto 75; Fig. III.1), na parte oriental, *biotita granito gnaisses* porfiríticos, com granada acessória, aparecem em bolsões (amostra SF-75B) ou intrudidos (amostra SF-75E) nos gnaisses homogêneos. A cor dessas rochas é cinza-claro a róseo, os minerais apresentam-se algo alongados segundo a foliação e o feldspato alcalino predomina entre os megacristais, geralmente sendo centimétricos e com macla Carlsbad. A

textura das rochas é inequigranular hipidiomórfica deformada, parcialmente recristalizada; a matriz granoblástica circunda os cristais maiores e aparece em proporções não superiores a 3%; os fêmicos formam pequenos aglomerados esparsamente distribuídos.

O *feldspato alcalino* apresenta geminações em grade, às vezes combinada com Carlsbad, é em geral subédrico a anédrico, forma fenocristais de 1,5-4 mm de comprimento, de contato irregular entre si, comumente interpostos por matriz e palhetas de biotita. Em alguns cristais aparecem pertitas finas e orientadas nas porções centrais. As inclusões mais comuns são de apatita e de quartzo, este último como cristais arredondados (0,1-0,2 mm) concentrados nas bordas ou espalhados nos grãos. Um dos megacristais de feldspato alcalino da amostra SF-75B é micropertítico, tem geminações em grade e Carlsbad combinadas e apresenta 16 mm de comprimento. Os contornos do mineral são irregulares e invadidos pelos fenocristais de feldspatos (plagioclásio com bordas mirmequíticas), matriz granoblástica e biotita. No seu interior aparecem cristais com até 0,5 mm de comprimento, como o quartzo alongado e globular, plagioclásio subarredondado, por vezes mirmequítico, e biotita fina, todos distribuídos aleatoriamente.

O *plagioclásio* é de composição andesina, apresenta geminações polissintéticas parcialmente desenvolvidas, levemente encurvadas, ou fracamente marcadas. Os cristais são semi-alongados, algo orientados, de tamanhos variados (de 1,5-5 mm), com bordas irregulares e forte extinção ondulante. Antipertitas ocorrem em alguns cristais, são esparsas, sob forma de filetes e manchas. O mineral aparece em proporções subordinadas com relação ao feldspato alcalino, como cristais isolados ou pequenos agregados de contatos retos a irregulares entre si; os contornos em parte são interlobados pela matriz. Apresenta inclusões de apatita, zircão e palhetas finas de biotita; os cristais arredondados (0,1 - 0,2 mm) de quartzo e de feldspato alcalino aparecem dispostos próximos às bordas.

O *quartzo* é anédrico e intersticial, também ocorre como cristais alongados e orientados, por vezes há sinais de

recuperação, principalmente nos cristais maiores (o tamanho varia de 1,5-8 mm de comprimento). O quartzo envolve os cristais ou agregados de feldspato, mas é invadido em reentrâncias e fraturas por matriz e biotita. As inclusões mais comuns são de apatita, zircão, feldspatos e biotita.

A *biotita* marrom-esverdeada aparece em palhetas finas esparsas ou pequenos aglomerados orientados (com 0,2 - 0,5 mm). Geralmente apresenta extinção ondulante e invade os fenocristais de feldspatos vizinhos, a partir de suas bordas e por vezes nas fraturas. Mostra inclusões ou associações com biotita, zircão (com halos pleocrômicos) e opacos; entre as clivagens e lamelas são comuns as vênulas de quartzo, feldspato alcalino, carbonato e opacos envolvidos. Pode apresentar intercrescimentos nas bordas e clivagens com muscovita e clorita (de birrefringência azul anômala).

A *granada* ocorre como cristais anédricos a semi-alongados, são fraturados e medem em torno de 0,2 mm ou menores. De modo geral, a granada está circundada por fenocristais e matriz quartzo-feldspáticos; a biotita pode estar associada a alguns grãos. Na amostra SF-75B ocorrem diminutas inclusões de granada num pequeno cristal (1,5 mm) de feldspato alcalino.

A *hornblenda* é pleocrômica verde a verde-azulada, ocorre como cristais reliquiais e pseudomorfizados, com formas prismáticas (de 1-2 mm), em agregados microcristalinos de clorita (de baixa birrefringência), carbonato e opacos exsolvidos; alguns pseudomorfos aparecem isolados, outros estão agregados, rodeados e/ou recortados por palhetas finas de biotita.

Os *acessórios* como apatita e zircão formam pequenos cristais subédricos (0,1-0,2 mm) isolados ou associados aos minerais principais. A allanita é prismática e mede 0,5 mm de comprimento, é metamictita, de cor marrom-amarelada e parcialmente isótropa; encontra-se esparsa e parcialmente rodeada pela biotita. Os opacos aparecem em pequenos cristais subédricos a anédricos, em geral associados à biotita.

A *matriz granoblástica* é constituída por cristais equidimensionais de microclínio, plagioclásio e quartzo que em média são de 0,5-0,2 mm; os de 0,8-1 mm são vistos envolvendo os cristais maiores de feldspatos. O plagioclásio tem geminações polissintéticas e o microclínio, geminações em grade, e ambos comumente apresentam extinção ondulante, sendo os cristais mais deformados levemente envergados; o plagioclásio mostra intercrescimentos mirmequíticos nas bordas ou em quase todo o cristal quando em contato com o feldspato alcalino. O quartzo tem forte extinção ondulante e por vezes, bandas de deformação. A matriz aparece em concentrações irregulares, como pequenos agregados, ou dispersa e associada com palhetas de biotita; de modo geral invade as bordas e fraturas dos fenocristais.

A amostra SF-32 é de composição granítica e ocorre como intercalações lenticulares e centimétricas em tonalitos mais gnaissificados. A rocha tem cor cinza-claro, é granoblástica equigranular fina e constituída essencialmente de microclínio e biotita, com granada acessória.

O *microclínio* é equidimensional, de tamanho médio de 0,3 mm e apresenta deformações como forte extinção ondulante, bandas de deformação e fraturas. Possui geminações em grade, às vezes combinada com Carlsbad. As inclusões mais comuns são de quartzo, biotita e apatita acicular. O *quartzo* forma cristais poligonizados esparsos e pequenos agregados, que geralmente estão deformados. Microgranulações e vênulas de quartzo e microclínio são frequentes entre esses minerais. A *biotita* é marrom-esverdeada, fina, e ocorre esparsamente; há porções da rocha em que a biotita não está presente ou só aparece em aglomerados densos, estreitos e orientados. Entre as lamelas ocorrem quartzo venular, apatita, esfeno e epidoto. A *granada* é anédrica, fraturada, contém quartzo globular, está parcialmente circundada pela biotita e nas fraturas tem alguma clorita.

No perfil oriental, os diques graníticos são mais frequentes. Na pedreira Itaipavas (ponto 75; Fig. III.1), uma das amostras analisadas petrograficamente dos diques (SF-75H) está re

lacionada à cúpula de intrusão de biotita granito gnaiss porfirítico; a outra amostra (SF-90A) é de um dique, portador de xenólitos do granitóide Angelim, que corta a unidade migmatítica encaixante. As duas amostras são de granitos finos a médios com biotita esparsa, maciços e isotropos; a amostra SF-90A contém fenocristais de feldspato alcalino subcentimétrico.

A mineralogia dos granitos a biotita são basicamente semelhantes entre si, a textura é inequigranular hipidimórfica. O *microclínio* possui geminações em grade. A maioria dos cristais são subédricos e de contornos irregulares, o tamanho médio é de 2 mm. Os cristais maiores (3-5 mm) por vezes têm pertitas finas nas porções centrais, são bordejados e reentrantes pelos menores que também se interpõem entre os contatos dos cristais. Na amostra SF-90A, os fenocristais de 5-8 mm de comprimento são micropertíticos, apresentam geminações em grade e Carlsbad combinadas e um zoneamento opticamente fraco e bordas irregulares; em geral aparecem isolados, havendo alguns fenocristais agrupados. As inclusões arredondadas de quartzo são comuns no *microclínio*, ocorrem ao longo ou próximo às bordas e no centro de alguns cristais, também aparecendo nos grãos da matriz, embora em menor número; nessas inclusões há forte extinção ondulante. Outras inclusões menos frequentes são de plagioclásio, apatita, biotita fina e opacos diminutos; no *microclínio* da amostra SF-90A aparecem agulhas de rutilo. A albitização tardia ocorre ao longo das bordas ou como manchas em alguns cristais.

O *oligoclásio* é subédrico, com tamanho de 1-2 mm, sendo raros os de 3 mm. Apresenta geminações polissintéticas, às vezes parcialmente desenvolvidas, contornos irregulares e forte extinção ondulante, em alguns casos os cristais são invadidos nas bordas pelos grãos menores de feldspatos ou pela matriz. O mineral ocorre esparsamente ou forma agregados com os contatos retos a irregulares entre si. Em alguns cristais as bordas são mirmequíticas, em outros há pequenas manchas de albita nas bordas ou nas porções centrais. As inclusões arredondadas (0,2 mm) ou alongadas (de até 0,5 mm) de quartzo também aparecem no plagioclásio, além do zircão.

O *quartzo* é anédrico e intersticial, apresenta forte extinção ondulante e bandas de deformação; o tamanho varia de 2-6 mm de comprimento, e cristais menores também ocorrem. O *quartzo* forma pequenos agregados (1-3 mm), alguns deles envolvem os fenocristais e grãos agrupados de feldspatos. O mineral tem inúmeras inclusões de rutilo acicular (principalmente nos cristais maiores), apatita, feldspatos, cristais finos de opacos e biotita.

A *biotita* é o fêmico principal, de cor marrom-esverdeada e marrom-avermelhada (amostra SF-75H). Além de ocorrer em palhetas esparsas, a biotita também aparece em pequenos aglomerados (cristais de 0,3-0,5 mm, raramente de 1,5 mm). Pode ser intersticial com relação aos feldspatos; palhetas isoladas têm finas projeções para algum fenocristal de feldspato alcalino. Apresenta inclusões e associações com zircão, allanita (formando halos pleocrômicos), opacos e apatita. Na amostra SF-90A, a biotita comumente se projeta para os feldspatos vizinhos e associa-se com algum epidoto e carbonato; pode ter quartzo e opacos venulares em seu interior. Na mesma amostra, o anfibólio está pseudomorfizado em clorita, carbonato e opacos finos exsolvidos, em secções prismáticas rodeadas por lamelas de biotita.

Entre os *acessórios* destaca-se a allanita, em cristais prismáticos (1-2 mm), metamícticos, isótropos, bastante esparsos. Apatita (em prismas de 0,2 mm) e zircão são relativamente freqüentes, geralmente incluídos nos demais minerais.

A *matriz* é subordinada, composta por minerais quartzo-feldspáticos aproximadamente equidimensionais, pouco deformados e menores do que 1 mm; os cristais preenchem os espaços e reentrâncias entre os fenocristais e em alguns casos estão acompanhados de biotita. Nos feldspatos estão as inclusões diminutas de quartzo; o plagioclásio pode ser mirmequítico.

IV.2.e - Enclaves

Os *enclaves* que formam intercalações nos hornblenda-biotita gnaisses da pedreira Itaipavas são de dois tipos: quartzo-diorito (amostra SF-75F) e monzonito (amostra SF-75D); as duas amostras estão plotadas nos diagramas da Fig. IV.2. O quartzo diorito é fino, cinza-escuro, possui concentrações milimétricas de feldspatos e está em contato abrupto com a encaixante; o monzonito é fino a médio, cinza-médio a escuro, e aparece como níveis lenticulares milimétricos, foliados, que transicionam para o gnaiss tonalítico encaixante.

O *quartzo diorito* tem caráter porfiroclástico incipiente nos cristais isolados de plagioclásio que se destacam dos demais da matriz (1-1,5 mm), composta também por biotita, hornblenda, clinopiroxênio e quartzo num mosaico de cristais aproximadamente equidimensionais; a orientação é observada em cristais subédricos, porfiroclásticos e biotitas alinhadas (Fotomicrografia 11).

O *plagioclásio* é de composição andesina e possui geminações polissintéticas, os cristais da matriz exibem fraturas e forte extinção ondulante. Os porfiroclastos são antipertíticos, em torno de 2-4 mm, subédricos e de contornos irregulares, em parte são invadidos pelos grãos da matriz, alguns cristais estão parcialmente encurvados e mostram sinais de recuperação. As inclusões comuns são de apatita, biotita, anfibólio e opacos como grãos muito pequenos. O *quartzo* é anédrico a semi-alongado, alguns cristais são poligonizados, geralmente apresentando deformações. O mineral aparece esparsos ou associado aos fêmicos e contém diminutos grãos de clinopiroxênio e hornblenda.

O *clinopiroxênio* é incolor, provavelmente diopsídio, e às vezes apresenta geminações simples. Tende a constituir grão equidimensionais agrupados, raramente são prismáticos. Possui inclusões pequenas de quartzo e opacos. O mineral geralmente apresenta deformações e mostra passagens, em graus variados, a

FOTOMICROGRAFIA 11 - Quartzo diorito. Granoblastos de biotita, hornblenda (parte inferior direita), clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo. A orientação pode ser observada nos minerais principais. Amostra SF-75F, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 12 - Nível de matriz fina composta por minerais quartzo-feldspáticos e biotita com intercalações de cordões de quartzo estirado e/ou recristalizado, passando para um nível rico em aglomerados porfiroblásticos de granada. Amostra SF-17, nicóis cruzados, aumento de 38x.

hornblenda e biotita; alguns cristais estão pseudomorfizados em anfibólio acicular da série tremolita-actinolita (verde-claro), clorita, exsoluções de opacos e carbonato microcristalino, que formam aglomerados rodeados de hornblenda. O anfibólio mais comum é a hornblenda verde (n_x = verde-amarelado, n_z = verde-oliva), aparece como cristais subédricos a equidimensionais, agrupados, deformados, geralmente contendo relictos preservados de clinopiroxênio. Vários cristais mostram passagens para hornblenda verde-azulada ou biotita, que se desenvolvem nas bordas ou mesmo em seu interior. Quartzo, opacos, microclínio (mais raro) e apatita são suas principais inclusões. A biotita marrom-avermelhada aparece em pequenos aglomerados que se amoldam aos cristais de feldspatos da matriz, porém, se projetam para o interior dos porfiroclastos de plagioclásio, bem como para o clinopiroxênio e hornblenda; palhetas mais finas invadem cristais de feldspatos vizinhos. Aos aglomerados de biotita se juntam os acessórios da rocha que muitas vezes estão nela incluídos.

A *allanita* é isótropa, subédrica, ocorre em pequenos grãos (0,2 mm) esparsos e geralmente tem finas bordas de epidoto. A ilmenita é pequena, subédrica a anédrica, e está envolta por esfeno; a apatita e zircão são comuns como inclusões nos minerais principais. Epidoto, esfeno e carbonato são subprodutos de reações metamórficas e se alojam entre clivagens, fraturas ou contatos de minerais como hornblenda e biotita, sob forma alongada ou pequenos grânulos.

Os níveis de composição monzonítica apresentam matriz granoblástica com cristais aproximadamente equidimensionais (1-1,5 mm) de quartzo, plagioclásio e microclínio que contrastam com a hornblenda prismática orientada; a biotita forma aglomerados alinhados e aumenta em conteúdo na transição para a rocha tonalítica encaixante.

O microclínio predomina na matriz, tem geminações em grade e possui inclusões pequenas de quartzo e apatita. O plagioclásio é de composição andesina e apresenta geminações polissintéticas. O quartzo é levemente anédrico. Esses minerais

mostram deformações como forte extinção ondulante e fraturas, sendo as bandas de deformação mais comuns no quartzo; cristais finos menos deformados com até 0,2 mm aparecem esparsos. A *hornblenda* verde com leve tonalidade verde-azulada raramente tem geminações simples, aparece como cristais de 1-6 mm de comprimento, os maiores são poiquiloblásticos envolvendo vários grãos subarredondados a globulares da matriz. Apresenta fraturas, forte extinção ondulante e bordas irregulares, invadidas por biotita. Carbonato, opacos exsolvidos, algum epidoto aparecem nas clivagens e fraturas; apatita e zircão são mais escassos como inclusões. A *biotita* marrom ocorre em palhetas isoladas e aglomeradas (0,5-1,5 mm de comprimento) comumente associadas à *hornblenda*, crescendo nas bordas do mineral, envolvendo-o ou cortando-o. Palhetas menores se projetam para os feldspatos vizinhos. A *biotita* contém restos de *hornblenda*, carbonato, opacos e quartzo venulares entre as lamelas e segundo as clivagens. Apatita, opacos e zircão são inclusões comuns na biotita.

IV.3 - UNIDADE CATALUNHA

IV.3.a - Migmatitos Bandados

Mesoscopicamente, os migmatitos bandados podem ser descritos como gnaisses kinzigíticos bandados. As bandas kinzigíticas finas a médias são cinza-violáceas, compostas por níveis (milimétricos e centimétricos) félsico-intermediários mais ou menos ricos em biotita e granada, dispostos em listras ou bandas laminares e intercalando-se com bandas kinzigíticas médias e médias a grossas, de tonalidade cinza-clara a violácea, também félsicas e félsico-intermediárias, com alternâncias de níveis ou porções mais claras ou mais escuras dependendo do conteúdo em biotita. Os porfiroblastos (ou porfiroclastos) de granada e feldspatos estão sempre presentes nessas bandas, aparecendo disseminados ou formando agregados numa proporção entre 5-10% quando observados em amostras de mão. Geralmente eles são contornados pela foliação ou a interrompem. A granada é róseo-violácea, ocor-

rendo em grãos subarredondados e alongados de cerca de 0,1-0,6 cm nos níveis finos e médios; os feldspatos brancos têm em torno de 0,2-0,3 cm e aparecem em formas aproximadamente equidimensionais. Nos níveis médios a grossos os porfiroblastos de feldspatos e granadas são subcentimétricos, enquanto que entre os feldspatos tende a predominar o feldspato alcalino (com maclas Carlsbad) em cristais ovalados e subidioblásticos, alongados e orientados. O quartzo é abundante nessas rochas (varia de 30-50% em seções delgadas), é sempre alongado e se destaca melhor nos níveis félsicos como cordões de 1-2 cm de comprimento. Em alguns casos são observadas pequenas dobras isoclinais de quartzo, com espessamento de charneira, orientadas com a foliação. Os principais minerais acessórios das rochas são apatita, zircão, cordierita, sillimanita e rutilo (desde quantidades traço a 1-2%); magnetita e pirita são mais restritas.

Modalmente, os *gnaisses kinzigíticos* têm composições graníticas (tipo 3a), granodioríticas e tonalíticas distribuídas nos diversos níveis e bandamentos. Em bandas finas a médias (p.ex. amostras SF-18, SF-19 e SF-63) são encontrados granada-biotita gnaisses (às vezes com sillimanita) de composições variando de graníticas a tonalíticas. Num mesmo afloramento (amostra SF-78A, SF-78B e SF-78D) têm-se níveis finos a médios de granada-biotita gnaisses granodioríticos, alternados com sillimanita-biotita-cordierita-granada gnaisses graníticos médios e bandas de cordierita granitos médios e grossos, com sillimanita.

A *matriz fina* (em média de 0,2 mm) é abundante nos níveis finos a médios das rochas. É composta essencialmente de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo formando um arranjo granoblástico de grãos poligonizados (a levemente alongados). O plagioclásio é composicionalmente oligoclásio, possui geminações polissintéticas, às vezes combinada com Carlsbad, ou, como em vários casos, as geminações são pouco marcadas. O mineral apresenta extinção ondulante e contornos quase retos; podem ocorrer grãos de plagioclásio com bordas mirmequitizadas ou grãos mirmequíticos em contato com o feldspato alcalino. O feldspato alcalino não possui geminação definida, tem extinção difusa, é micropertítico, com

TABELA IV.3
ANÁLISES MODAIS DAS UNIDADES

CATALUNHA

Amostra	plagio clásio	K-fel dspato	quartzo	biotita	granada	hipers tênio	anfibólio	rutilo	epidoto	esfeno	opacos	apatita	zircão	silli- manita	cordie rita
SF-17	17,2	4,5	47,9	9,7	19,4	----	----	1,0	----	----	0,3	tr	tr	----	----
SF-18	8,6	21,3	45,3	13,8	9,7	----	----	tr	----	----	tr	tr	tr	1,3	----
SF-19	19,3	7,5	48,2	7,2	16,0	----	----	1,5	----	----	----	tr	tr	0,3	----
SF-63	9,5	2,5	61,8	12,5	13,1	----	----	0,6	----	----	----	tr	tr	----	----
SF-78D	14,5	36,6	29,9	tr	----	----	----	----	----	----	tr	tr	tr	1,1	17,9

SÃO FIDÉLIS

SF-01	38,1	10,7	36,9	11,9	1,8	----	----	tr	----	----	0,3	tr	tr	0,3	----
SF-03B	47,8	----	13,4	14,5	----	6,9	16,3	----	----	----	0,2	0,9	tr	----	----
SF-04	37,2	0,4	32,6	28,3	0,6	----	0,9	tr	----	----	tr	tr	tr	----	----
SF-08	42,8	5,5	32,7	18,8	tr	----	----	tr	----	----	tr	tr	tr	----	----
SF-08A	47,3	----	35,5	----	2,3	12,5	----	----	----	----	1,2	1,2	tr	----	----
SF-43	37,4	0,3	38,5	20,2	3,6	----	----	tr	----	----	tr	tr	tr	----	----
SF-44	43,9	7,1	28,0	19,7	1,3	----	----	tr	----	----	tr	tr	tr	----	----
SF-73	44,5	12,1	32,1	7,5	3,8	----	----	tr	----	----	tr	tr	tr	----	----

SANTO EDUARDO

SF-35	29,0	18,4	39,2	13,4	----	----	----	----	----	----	tr	tr	tr	----	----
SF-36	44,1	3,3	31,9	17,3	----	----	2,4	----	1,0	tr	tr	tr	tr	----	----
SF-37	39,2	0,8	34,6	24,6	----	----	----	----	----	----	0,5	0,3	tr	----	----
SF-37-2	58,4	----	21,8	11,4	----	0,8	7,4	----	----	----	tr	0,2	tr	----	----
SF-38	41,0	10,0	25,9	21,8	----	----	----	----	----	1,0	0,3	tr	tr	----	----

pertitas muito finas, contínuas e pouco espaçadas; aparece também como cristaltos e vênulas intersticiais à matriz. O quartzo ocorre como cristais anédricos, alongados e poligonizados, dispersos ou agrupados, fracamente deformados ou apresentando forte extinção ondulante e bandas de deformação (às vezes têm sinais de recuperação). Quando predomina a matriz fina, os grãos de quartzo são principalmente anédricos, subordinadamente aparecendo os cristais poligonizados ou semi-alongados. Em vários casos, o quartzo forma cordões finos de grãos poligonizados ou de grãos estirados, podendo haver alternâncias sucessivas, irregulares, desses cordões de quartzo com a matriz quartzo-feldspática, com os mais longos desses cordões atingindo a pelo menos 10 mm de comprimento (Fotomicrografia 12).

Os *níveis laminados*, intimamente associados com a matriz, apresentam variações na quantidade de biotita. Podem constituir níveis granolepidoblásticos alternados com matriz quartzo-feldspática, aglomerados ou palhetas de biotitas bem espalhadas entre os cristais poligonizadas (geralmente com texturas de equilíbrio) ou mesmo, pequenos cordões alinhados com o quartzo. As biotitas apresentam pleocroísmo variando do marrom-pálido (n_x) a laranja-avermelhado ($n_z = n_y$), tamanho médio de 0,2 mm e palhetas levemente deformadas. As lamelas mais desenvolvidas (0,6-1 mm de comprimento) podem mostrar forte extinção ondulante e leve encurvamento, sobretudo quando associados aos cristais de granada. Algumas palhetas têm intercrescimentos simplectíticos a quartzo nas bordas. Rutilo, apatita, zircão (com halos pleocróicos), opacos exsolvidos e ilmenita aparecem associado ou como inclusões na biotita.

Na matriz e nos níveis laminados aparecem pequenos *porfiroclastos* (ou porfiroblastos), isolados ou agrupados, de feldspatos e granadas que, em parte são contornados pelos cordões de quartzo e pela biotita. Os feldspatos são subédricos a alongados, orientados, com dimensões entre 0,3-0,4 mm, e apresentam deformações (forte extinção ondulante, encurvamento, bandas de deformação e às vezes sinais de recuperação); os contornos são irregulares, geralmente invadidos pela matriz e por palhetas

de biotita. O feldspato alcalino não tem geminações, é micropertítico de padrão fino e contínuo com superposição de pertitas esparsas (gotículas e vênulas); ao longo dos contornos tendem a se concentrar microclínio e plagioclásio mirmequítico. O *plagioclásio* (o *ligoclásio*) tem geminações polissintéticas parcialmente desenvolvidas (ou pouco marcadas), alguns cristais apresentam antipertitas sob forma de finas gotículas ou manchas esparsas; as bordas podem ser mirmequíticas. As inclusões comuns nos feldspatos são de pequenos cristais de quartzo globular, zircão, apatita, biotita ou opacos. A *granada* aparece como cristais anédricos e subarredondados, os grãos alongados geralmente são orientados; individualmente os grãos variam de 0,1-3 mm, mas os agregados alcançam entre 4-8 mm de comprimento. O mineral está fraturado, as lamelas de biotita ocorrem nas fraturas e bordas, emoldurando ou invadindo parcialmente os cristais; em alguns casos, os grãos são envolvidos pelo quartzo estirado ou pela matriz rica em quartzo. A *granada* pode apresentar numerosas inclusões de quartzo globular, amebóide (deformados) e biotita arredondada perfazendo a textura poiquiloblástica, o que é comumente visto nos grãos agrupados. Outras inclusões, também frequentes, são de apatita, ilmenita, magnetita ou rutilo; sillimanita e rutilo aciculares aparecem concentrados em feixes orientados nas porções centrais dos grãos maiores. A ocorrência de *sillimanita* é relativamente restrita (amostras SF-18 e SF-19). O mineral aparece como pequenos agregados de cristais prismáticos e orientados (menos do que 0,5 mm), com forte extinção ondulante e fraturas, ocupando espaços entre os cristais da matriz ou grãos agrupados de *granada*, e com mais frequência, associada aos níveis laminados acompanhando cordões de quartzo e biotita (Fotomicrografia 12).

Os níveis félsicos constituem agregados lentiformes de minerais sálicos granoblásticos e alongados (agregados de 10-20 mm de comprimento) dispostos alternadamente e de maneira regular ou irregular com a matriz. Nessas bandas também podem ser vistos esparsos grãos de *granada* e cordões granolepidoblásticos de biotitas. Nos níveis félsicos o quartzo predomina sob forma de agregados alongados de grãos poligonizados ou mais comumente, de grãos estirados e anédricos (de 2-4 mm de comprimento) com as por

ções terminais afiladas, de diferentes graus de deformações e re cristalizações. O mineral está rodeado pela matriz quartzo-feldspática, tem os contornos e contatos entre si reentrantes por essa matriz, e em geral apresenta recristalizações finas marginais e fraturas. Os cordões de quartzo podem ser relativamente contínuos, anostomosados, ondulados ou dobrados, formando dobras nas porções terminais ou dobras interrompidas (isoclinais e orientadas devido à transposição da foliação). Os porfiroclastos de feldspatos e granadas também aparecem nos níveis fêlsicos. Estes ocorrem como cristais (em média de 2-4 mm; alguns com 6 mm de comprimento) isolados ou agrupados, por vezes os grãos feldspáticos se agregam sob formato ovóide, alguns deles mostrando microgranulações nas bordas configurando a textura em moldura, ou são envoltos e em parte invadidos por palhetas de biotita. Os porfiroclastos, em vários casos, estão embutidos ou parcialmente envoltos pelos cordões de quartzo. As inclusões mais comuns nos cristais mais desenvolvidos de quartzo são de pequenos grãos de apatita, opacos, zircão, feldspatos ou rutilo acicular e granoblástico fino; as biotitas arredondadas ou em palhetas finas aparecem como inclusões retilíneas.

Entre os *minerais acessórios* o rutilo é o mais comum e pode chegar a 1% nas rochas. O mineral se destaca como cristais de cor vermelha-escura translúcida, com formas subarredondadas e prismáticas, variando de 0,2-1 mm. Os grãos maiores aparecem dispersos na matriz, associados com biotita e granada, e os menores estão incluídos nos minerais principais; os cristais aciculares ocorrem principalmente no quartzo e na granada. No rutilo são freqüentes as manchas ou finas bordas de ilmenita; bordas de esfeno são raras. A ilmenita ocorre como grãos pequenos (0,2 mm ou menores) e alongados, juntamente com biotita e granada. A pirita e magnetita aparecem como grãos diminutos, geralmente incluídos na granada e no plagioclásio; a magnetita pode ocorrer nas bordas do rutilo, parcialmente martitizada. Apatita e zircão são vistos como cristais pequenos (os maiores têm 0,4-0,6 mm), subarredondados, incluídos ou associados aos demais minerais; raramente estão agrupados em meio a palhetas de biotita.

Os *gnaisses kinzigíticos médios a grossos* têm um aspecto relativamente mais homogêneo, sendo esparsas as intercalações de níveis e bandas fêlsicas (estas últimas são normalmente de alguns centímetros). Os níveis laminados e granolepidoblásticos são mais esparsos, lentiformes, destacando-se pela granulação fina a média e podem passar gradualmente para bandas fêlsicas (os níveis laminados e fêlsicos são opticamente semelhantes aos descritos anteriormente). Comumente aparecem espalhados na foliação das rochas: os porfiroclastos de feldspatos (alguns exibem maclas Carlsbad e medem 1,5-2 cm de comprimento) com formas prismáticas ou ovais, levemente retorcidas; agregados ovalados quartzo-feldspáticos (de 1-2 cm); e cristais subarredondados de granada (3-8 mm) geralmente envoltos por lamelas de biotita.

A *matriz granoblástica* das rochas médias (a grossas) ocorre numa proporção entre 40-50%, preenchendo os espaços entre os porfiroclastos, invadindo os contornos e fraturas de feldspatos e granadas. Por vezes a matriz forma concentrações mais quartzosas ou feldspáticas, mas quase sempre está acompanhada de palhetas de biotita e pequenos porfiroclastos (ou porfiroblastos) de granada. Os cristais quartzo-feldspáticos são equidimensionais (tamanho médio de 0,5-1 mm, e cristais menores também ocorrem), levemente deformados (o quartzo pode ter deformações acentuadas) e apresentam as demais características ópticas que são semelhantes às da matriz dos *gnaisses finos a médios*.

Os *porfiroclastos feldspáticos* são subédricos a anédricos, alguns são ovais ou alongados, a maioria deles estão orientados e têm os contornos irregulares e invadidos por matriz e algumas palhetas de biotita. Apresentam forte deformação e tamanhos variáveis (1-6 mm; em média 3-4 mm de comprimento). O *plagioclásio* (oligoclásio cálcico) tem geminações polissintéticas, em alguns cristais aparecem antipertitas sob forma de manchas. Vários cristais de *feldspato alcalino* mostram geminações Carlsbad e são pertíticos (gotículas esparsas). Os cristais de *quartzo* são anédricos e alongados, megacristais com 10-12 mm são comuns, mas em média os cristais apresentam 2-5 mm de comprimento e têm diferentes graus de deformações. Em geral, o quartzo contorna par-

cialmente os porfiroclastos feldspáticos. Pode haver algum nível com cordões de quartzo onde aparecem grãos bem estirados de granada e feldspatos, com muito pouca matriz entre eles. A *granada* aparece como grãos subarredondados, anédricos ou alongados (desde 0,5-4 mm) e grande parte dos minerais apresentam inclusões globulares e amebóides de quartzo, constituindo as texturas poiquilo-blásticas. É comum a granada encontrar-se rodeada por cristais de quartzo e de matriz. A *biotita* laranja-avermelhada forma agregados lamelares esparsos (lamelas de até 0,5 mm), deformadas e orientadas; as palhetas juntam-se à matriz ou aos cristais de granada (em parte envolvendo ou preenchendo fraturas).

No ponto SF-78, aflora um gnaiss fino a médio com bandas félsicas intensamente foliadas e transpostas, aparecendo intercalações de bandas kinzigíticas de grão médio, com porfiroblastos de granada. Lateralmente, bandas graníticas de injeção 'lit par lit' alternam-se com os gnaisses (com espessuras variando desde 50 cm a poucos centímetros). Esse granito é branco, médio a grosso e foliado, sendo que nas bandas mais espessas aparecem 'manchas' cinza-azuladas constituídas por agregados de cordieritas porfiroblásticas (subcentimétricas), porções quartzosas cinza-claras, e porfiroblastos feldspáticos (subidioblásticos, de cor branca-leitosa, medindo 1-3 cm de comprimento) orientados que envolvem as cordieritas. Junto aos contatos com as bandas kinzigíticas o granito apresenta porfiroblastos de granadas.

As *bandas kinzigíticas de grão médio* apresentam como aspecto destacado, e por ordem de frequência na lâmina petrográfica estudada (amostra SF-78B), a associação de minerais a granada, cordierita, biotita e sillimanita. As características da matriz são basicamente as mesmas vistas para as rochas médias a grossas, salientando-se apenas que o feldspato alcalino e quartzo são dominantes na matriz, aparecendo na mesma, porções mais abundantes em um ou outro mineral. A *granada* é alongada e subarredondada, os cristais mais desenvolvidos são poiquilo-blásticos a quartzo e biotita globulares (contém também agulhas de sillimanita nas porções centrais dos cristais); as bordas são reentrantes por cristais de sillimanita, cordierita e quartzo da matriz. A cor

cordierita forma cristais subédricos, arredondados, de contornos irregulares com geminações características e forte extinção ondulante. Os cristais de *cordierita* estão dispersos na matriz ou em agregados, e muitos dos quais apresentam inclusões pequenas de *zircão* (com halos pleocróicos), *sillimanita* e *biotita*; alguns têm alteração a pinita nas bordas e fraturas, os menores grãos são quase isótopos. A *biotita* laranja-avermelhada aparece como palhetas dispersas e pequenos aglomerados lamelares; apresenta intercrescimentos com *sillimanita*, preenche fraturas ou envolve parcialmente a granada e está associada com o rutilo. A *sillimanita* ocorre como cristais equidimensionais e prismáticos pequenos (até 1 mm), geralmente agrupados; por vezes apresenta intercrescimento simplectítico a *quartzo* nas bordas (Fotomicrografia 13).

As *bandas félsicas* intensamente foliadas, contêm *quartzo* alongado (como cristais de 2-8 mm de comprimento, sob forma de cordões, em meio a matriz feldspática fina) e porfiroclastos alongados de feldspato alcalino de quase 10 mm. Cordões de *biotita* e manchas alongadas de granadas aparecem bem espalhadas nas bandas.

O *cordierita granito* (amostra SF-78D) tem uma textura granoblástica inequigranular média a grossa parcialmente deformada, com matriz fina *quartzo-feldspática* relativamente escassa e irregularmente distribuída. Os porfiroblastos de feldspato alcalino são prismáticos, pertíticos, de contornos irregulares e apresentam macla Carlsbad; um dos megacristais mede 15 mm de comprimento, mas a maioria é de 4-6 mm. O *plagioclásio* (oligoclásio cálcico) é subédrico (cristais de até 4 mm), exibe geminações polissintéticas e manchas antipertíticas. O *quartzo* é anédrico a alongado (1-6 mm), em parte é intersticial, formando agregados que envolvem parcial ou totalmente os cristais de feldspatos e *cordieritas*, com os quais apresenta contatos definidos ou retos. A *cordierita* (aproximadamente 10%) constitui cristais subarredondados com geminações lamelares descontínuas, geralmente ocorrendo como agregados de diversos tamanhos (1-5 mm); alguns grãos menores podem parecer esparsos, apresentando alteração típica para pinita (também são isótopos). Esses minerais mostram forte extinção ondulante.

FOTOMICROGRAFIA 13 - Nível kinzigítico apresentando a associação granada, cordierita, sillimanita (porções centrais) e biotita envolta por matriz quartzo-feldspática. Amostra SF-78B, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 14 - Cordierita granito. Os cristais de quartzo e feldspato alcalino pertítico envolvem os grãos de cordierita. Amostra SF-78D, nicóis cruzados, aumento de 38x.

te, leve encurvamento e fraturas (alguns feldspatos têm sinais de recuperação); os contornos irregulares e fraturas dos feldspatos comumente estão invadidos pela matriz. Na matriz, cerca de 5-10%, os cristais são equidimensionais e menos deformados; o feldspato alcalino tem geminações em grade, às vezes mal definida; o plagioclásio geminado pode ser mirmequítico e o quartzo é anédrico a poligonizado. Como *minerais acessórios* aparecem raros opacos, pequenos agregados lamelares de biotita vermelha, esparsos; a sillimanita acicular pode estar incluída ou formando agregados finos junto à cordierita (Fotomicrografia 14).

IV.3.b - Migmatitos Nebulíticos

As rochas nebulíticas encontradas em dois afloramentos, próximos ou em contato direto (pontos 21 e 22; Fig.III.1) com a unidade Bela Joana, podem ser descritas como *gnaiesses homogêneos* de granulação variável. As porções de grão grosso, de aspecto pegmatóide, são constituídas de megacristais (de 1 a 3 cm) de feldspatos subidioblásticos (alguns com maclas Carlsbad) e granadas subarredondadas (cerca de 15%) quase sempre envoltas por aglomerados lamelares de biotita, os quais formam juntamente com o quartzo (subcentimétrico) agregados ou concentrações irregulares de cristais sem orientação definida; nas partes fêlsicas são observadas a tonalidade verde-clara ou branco-esverdeada dos feldspatos e a presença de megacristais esparsos de granadas (de cor avermelhada). As porções de grão médio (e média a grossa) são cinza-claro a médio, isolam as porções de grão grosso e nelas, podem ser vistas pequenas áreas do gnaiss bandado ou manchas ('schlieren') com maior quantidade de biotitas e minerais granoblásticos finos (SF-22).

No ponto 21, o gnaiss bandado está melhor representado (com níveis laminados, granolepidoblásticos e fêlsicos com foliação transposta) e mostra contatos difusos a transicionais com o gnaiss homogêneo. Nesse último, as segregações de grão grosso são mais restritas, os minerais feldspáticos também

apresentam tonalidades branco-esverdeadas e a cor da granada é róseo-violácea.

Os *gnaisses kinzigíticos homogêneos* são semelhantes em conteúdo modal e mineralógico aos *gnaisses bandados*. As lâminas petrográficas das amostras analisadas de *granada - biotita gnaisses* homogêneos mostram que nos termos *médios e médios a grossos* (SF-22) os minerais porfiroblásticos são quase sempre deformados (e alinhados), em parte interlobados e contornados por uma matriz fina (a quartzo, feldspatos e biotita) que, de modo geral, apresenta orientação de fluxo. A granada é porfiroblástica (ou poiquiloblástica) e não toma parte nessa matriz.

A *matriz* é fina (em torno de 0,2 mm), poligonizada, constituída de cristais quartzo-feldspáticos com extinção ondulante e aparece entre 5-10% nessas rochas. Os cristais de plagioclásio são geminados e por vezes têm as bordas mirmequíticas, os grãos muito pequenos são mirmequíticos. O feldspato alcalino não tem geminações definidas e o quartzo pode ser anédrico ou semi-alongado, em cristais límpidos ou deformados. Esses minerais formam concentrações em formato alongado (ou oval) nos espaços entre os porfiroblastos, invadindo as suas bordas, fraturas e prolongando-se rente aos cristais mais desenvolvidos e agregados de quartzo orientados.

Os *porfiroblastos feldspáticos* têm formas subédricas a equidimensionais, alguns cristais apresentam-se um pouco alongados ou ovais, são orientados, outros têm os contatos retos entre si ou são interlobados pela matriz, geralmente mostrando graus diferentes de deformações (leve extinção ondulante ou encurvamento, bandas de deformação). Podem ser invadidos nas bordas por finas palhetas de biotita. O plagioclásio tem composição oligoclásio-andesina, geminações polissintéticas, às vezes combinada com Carlsbad e varia de 0,4-5 mm de comprimento, em média é de 2-3 mm. As antipertitas ocorrem esparsas em poucos cristais como pequenas manchas. O feldspato alcalino é encontrado em dimensões desde 1-9 mm de comprimento (em média os cristais são de 5-7 mm), é pertítico e por vezes apresenta geminações Carlsbad; pode con-

ter pequenos grãos de plagioclásio.

O *quartz* constitui cristais anédricos a semi - alongados de 2-8 mm de comprimento, alguns agregados contornam parcial ou totalmente feldspatos e granadas, isolando-os, outros estão alinhados com a foliação. A maioria dos cristais de *quartz* estão deformados e têm matriz reentrante às bordas ou entre os contatos dos grãos agregados.

A *granada* ocorre em cristais subarredondados, alongados e anédricos que variam de 2-10 mm. Os cristais menores são alongados e fraturados, apresentam inclusões de *quartz* e *biotita* (ou são *simplectíticos*) e em parte são rodeados por lamelas de *biotita* (às vezes também nas fraturas); os maiores são *poiquiloblásticos* a *quartz* e envoltos pela matriz félsica.

A *biotita* laranja-avermelhada tem leve deformação, forma agregados lamelares esparsos e palhetas finas associadas à matriz (varia de 0,2-2 mm de comprimento). Envolve cristais de feldspatos projetando-se para o interior dos mesmos. As palhetas geralmente estão alinhadas subparalelamente, e entre as clivagens podem aparecer *quartz* e opacos exsolvidos; é comum a *biotita* sob forma de inclusões pequenas nos minerais *quartz*-feldspáticos.

Os *minerais acessórios* como *ilmenita*, *rutilo*, *apatita* e *zircão* aparecem incluídos nos minerais essenciais, como também esparsos ou associados com a *biotita*. A *ilmenita* é alongada, orientada, ou anédrica e ocorre em cristais de até 0,8 mm, pode ter alguma alteração de borda para esfeno. *Zircão* e *apatita* são cristais muito pequenos. O *rutilo* aparece principalmente sob forma acicular incluído no *quartz* e na *granada*; raros são os grãos opacos a avermelhados (translúcidos). A *cordierita* é escassa, subarredondada, isótropa e/ou pinitizada. A alteração a *carbonato* e *clorita* (*microcristalinos*) é incipiente nos minerais. *Clorita* e *carbonato* acompanham a *saussuritização* e *sericitização* nas bordas e fraturas dos feldspatos, também aparecem nas fraturas da *granada* e entre as lamelas de *biotita*.

As porções de granada-biotita gnaisses finos a médios (áreas de gnaisses bandados nos gnaisses homogêneos, em SF-21) contêm cordierita e sillimanita acessórias, texturalmente estão um pouco modificados, passando a apresentar o feldspato alcalino poiquiloblástico (ver descrição abaixo); agregados alongados de quartzo substituindo os cordões de quartzo estirado (vistos anteriormente); e os porfiroblastos (ou porfiroclastos) de granada são os cristais mais desenvolvidos, ocorrendo em proporções em torno de 10-15%.

Nessas porções de rocha a matriz fina granoblástica é abundante, levemente deformada, os minerais feldspáticos são equidimensionais e tendem a se concentrar em volta dos porfiroclastos de origem. São comuns os intercrescimentos mirmequíticos no plagioclásio e geminações pouco marcadas. O quartzo é amebóide, por vezes tende a ser poligonizado.

Os porfiroclastos de feldspato alcalino são anédricos, micropertíticos, as pertitas são finas e contínuas com superposição de gotículas esparsas nos cristais, a maioria deles medem entre 0,5 e 1,5 mm, chegando por vezes a 4 mm. Os cristais aparecem reliquias em meio a matriz ou constituem agregados alongados; muitos dos quais formam concentrações poiquiloblásticas semi-alongadas com pequenas inclusões de quartzo, biotita e rutilo (pode haver zircão), e são interlobados pela matriz félsica (e mirmequítica). Os porfiroclastos de plagioclásio têm composição oligoclásio-andesina, são anédricos a subédricos (em cristais de 1,5 mm a menores), com geminações polissintéticas; podem conter quartzo e biotita. O quartzo é alongado e mede até 3 mm de comprimento, constitui agregados orientados e deformados e contém feldspatos e biotita. A granada é anédrica e subarredondada, ocorre desde pequenos grãos de 0,2 mm a poiquiloblastos a quartzo de 6 mm, também envoltos por cristais de quartzo, matriz ou lamelas de biotita; alguns cristais de granada são alongados e orientados. A cordierita aparece em cristais subédricos e alongados de até 2 mm de comprimento, com geminações lamelares, deformações e bordas reentrantes por matriz e palhetas de biotita. Os pequenos granoblastos podem ser isótropos. A sillimanita ocor

re em cristais pequenos prismáticos, geralmente agrupados, orientados junto ao quartzo, associados com a biotita ou com a matriz entre os espaços dos agregados de granada. Sob forma acicular, a sillimanita aparece incluída em todos os minerais, inclusive em plagioclásio e cordierita. O rutilo forma prismas de até 0,8 mm, geralmente é avermelhado, translúcido, com manchas opacas; aparece disperso na matriz, associado ou incluído (como pequenos grãos) nos demais minerais.

IV.3.c - Rochas Cálcio-Silicatadas

As rochas cálcio-silicatadas estão presentes nos migmatitos como camadas estreitas ou lentes e resistatos com formato ovalado. Geralmente são granoblásticas finas e homogêneas de cor cinza-esverdeada, sendo que variedades cinza-médias também ocorrem. Podem apresentar microbandamentos quartzo-feldspáticos de tonalidade clara, ou manchas violáceas alongadas constituídas de granadas.

As rochas cálcio-silicatadas apresentam poucas variações texturais e mineralógicas. Essencialmente são compostas de plagioclásio, quartzo, diopsídio e granada formando um mosaico granoblástico equigranular de cristais com 0,2-0,3 mm.

O *plagioclásio* é de composição labradorita e apresenta na maioria dos casos geminações polissintéticas combinadas com Carlsbad. O quartzo é poligonizado e pode aparecer restritamente alongado (formando cristais de até 4 mm de comprimento) e fortemente deformado. O diopsídio ocorre isoladamente ou em agregados, por vezes formando cristais muito pequenos. A granada é poligonizada, os cristais anédricos têm texturas poiquiloblásticas ou em atol com inclusões numerosas de quartzo (às vezes de biotita arredondada); em alguns casos predomina sobre o diopsídio. Entre os acessórios o esfeno é o mais comum, é subarredondado e junta-se ao diopsídio e granada. Apatita, zircão e opacos formam cristais pequenos dispersos ou incluídos nos minerais principais. A

biotita vermelha é rara, algumas palhetas estão associadas à granada.

IV.4 - UNIDADE SÃO FIDÉLIS

IV.4.a - Migmatitos Bandados

Os migmatitos da unidade São Fidélis são compostos principalmente por tipos petrográficos gnáissicos, granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses com granadas (às vezes com sillimanita), de composições individualizadas como níveis estreitos (de pouco milímetros) e bandas (centimétricas) alternadas aos gnaisses, ou mais comumente, como listras fêlsicas (de poucos centímetros) espalhadas irregularmente nos mesmos. A tabela IV.3 mostra as análises modais dos principais tipos litológicos da unidade.

Mesoscopicamente, os gnaisses têm coloração variando do cinza-claro a cinza-médio relacionada às bandas e níveis leucocráticos e leuco-mesocráticos que alternam-se entre si, com espessuras desde pouco milímetros a centímetros; o bandamento pode ser regular ou disposto irregularmente e lentiforme. Nos gnaisses com deformação não muito acentuada as bandas são pouco marcadas, passando gradualmente da tonalidade cinza-claro a cinza-médio, pelo acréscimo do conteúdo em biotitas, formando alternâncias regulares de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses. As rochas são inequigranulares, com predominância de cristais finos a médios e médios; as frações finas, em forma de matriz, apresentam deformações leves a moderadas, enquanto que as frações médias, constituindo porfiroblastos e/ou porfiroclastos, mostram deformações conspícuas, sendo parte destes herdados de uma associação mineralógica anterior. Os porfiroblastos (ou porfiroclastos) de feldspatos são de formas alongadas e oclares (com dimensões de 2-3 cm e oscilando entre 20-30% em volume), e os de granadas (avermelhadas) são subidioblásticas, esparsos, e ocorrendo numa proporção a 10% em volume, podendo medir 3-5 cm de diâmetro em grãos

isolados. Marcando a foliação participam: os agregados quartzosos ou quartzo-feldspáticos alongados ou ovalados, muitos dos quais se agrupam como pequenas lentes; os porfiroblastos feldspáticos; e os aglomerados e níveis ricos em biotita orientada. Os minerais acessórios principais são apatita e zircão; a sillimanita ocorre como constituinte menor em algumas amostras (até 5%). Outros minerais frequentes são os óxidos opacos (ilmenita e rutilo), sulfetos (pirita, calcopirita e bornita) e esfeno.

A *matriz* dessas rochas é abundante e possui caráter seriado marcante, constituindo um mosaico granoblástico de cristais equidimensionais quartzo-feldspáticos, com porções ricas em plagioclásio ou em quartzo, medindo entre 0,5-1 mm e 0,2-0,3 mm. Em rochas bastante deformadas a matriz fina, em parte derivada dos minerais porfiroclásticos (ou porfiroblásticos), predomina sobre os cristais de 0,5-1 mm, enquanto que em rochas pouco deformadas a matriz compreende principalmente os cristais de 0,5-1 mm, sendo que a proporção em matriz fina não ultrapassa 5% ou, como em vários casos, é cerca de 10-15%. Comumente, a matriz envolve os cristais de tamanhos variados das principais fases minerais ou desenvolve-se em faixas (milimétricas) que acompanham a foliação. Em ambos os casos estão associados à matriz os cristais orientados de biotita, em palhetas finas ou em agregados dispersos; as faixas mais ricas em biotita e matriz quartzo-feldspática são descritas como níveis laminados (ver abaixo), (Fotomicrografia 15).

Em rochas onde a matriz fina predomina, os cristais de 0,5-1 mm aparecem esparsos ou em agregados, sendo a maioria dos agregados feldspáticos alongados ou em formato geral ovalado. Nos feldspatos (da matriz de 0,5-1 mm) a extinção ondulante é moderada e alguns deles podem apresentar sinais de recuperação; o plagioclásio tem composição andesina e mostra geminações polissintéticas, às vezes combinadas com Carlsbad, enquanto que o feldspato alcalino não tem geminação em grade definida, podendo ser vistos cristais com geminações Carlsbad. O quartzo constitui grãos alongados, anédricos e poligonizados quase sempre deformados, muitos dos quais exibindo bandas de deformação; os pequenos agregados alongados são comuns. Na matriz fina (0,2-0,3 mm) esses mine

FOTOMICROGRAFIA 15 - Nível de matriz fina quartzo-feldspática passando para nível quartzo-feldspático rico em biotita ou laminado, com intercalações de quartzo estirado. Amostra SF-08(2)A, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 16 - Plagioclásio antipertítico porfiroclástico contornado e em parte invadido nas bordas por matriz fina, aparecendo também parcialmente os níveis laminado e quartzoso. Amostra SF-08(2)A, nicóis cruzados, aumento de 38x.

rais são poligonizados e têm leve extinção ondulante. O plagioclásio por vezes mostra geminações polissintéticas pouco marcadas, a parecendo também sob forma de intercrescimentos mirmequíticos quando rodeia o feldspato alcalino; este último apresenta geminações em grade nítidas e, em vários casos, somente aparece como cristallitos e vênulas intersticiais à matriz (envoltos por mirmequita fina). De modo geral, a matriz circunda praticamente todos os minerais porfiroblásticos e/ou porfiroclásticos, isolados ou agrupados, projetando-se ao longo dos seus contornos, reentrâncias, fraturas e interpondo-se aos contatos dos agregados.

Os *níveis laminados* ou mais ricos em biotita estão associados às estreitas faixas de matriz e apresentam texturas granolepidoblásticas. Em vários casos, os níveis laminados podem delinear níveis félsicos alongados ou separar faixas de matriz quartzosa feldspática, contendo quase sempre cristais de granada e agregados de feldspatos (ou porfiroclastos com textura em moldura que podem estar parcial ou totalmente isolados por quartzo alongado). Cordões de biotita lamelar, com orientação de fluxo, envolvem em parte os porfiroclastos de granadas e feldspatos, e prolongando-se acompanham também os agregados alongados de quartzo vizinhos. Podem ser vistos com frequência aglomerados de biotita envolvendo agregados feldspáticos salientando-se em formatos ovalados, semelhantes a 'pseudo-augens'. Na maioria das amostras, grande parte da biotita é fina (0,2-0,5 mm), ocorrendo sob forma de palhetas equidimensionais e desenvolvendo texturas de equilíbrio principalmente com os grãos da matriz. As lamelas maiores (de até 1 mm) tendem a ser alongadas, um pouco encurvadas e com forte extinção ondulante. O pleocroísmo da biotita varia do marrom-pálido (n_x) ao vermelho ($n_y = n_z$), podendo ocorrer a biotita marrom-vermelhada ou marrom em algumas amostras. Vênulas de quartzo ou exsoluções de opacos aparecem comumente alojados nos contratos entre palhetas ou segundo as clivagens do mineral; apatita, zircão (com halos pleocróicos), minerais opacos e por vezes ocorrem associados à biotita.

Os *níveis e listras félsicas* se dispõem alternadamente e de modo regular entre si, mantendo-se paralelos à folia-

ção das rochas; algumas listras têm espessuras milimétricas, alongando-se por cerca de 1-6 cm de comprimento, com terminações afiladas. Comumente, os níveis e listras separam faixas estreitas de matriz quartzo-feldspática ou granolepidoblástica, podendo mesclar-se com essas faixas. As listras quartzosas contêm cordões de quartzo estirado envoltos por uma matriz fina de grãos de quartzo anédrico, alongado ou poligonizado; alguns grãos de feldspatos podem estar associados a essa matriz envolvente. Em outros níveis e listras o quartzo predomina como agregados alongados (de 2 a 20 mm de comprimento) de configurações retilíneas, anostomosadas, onduladas ou dobradas (as porções terminais formam dobras isoclinais de transposição), isolando aglomerados de cristais de formato ovalado constituídos de matriz, porfiroclastos feldspáticos com textura em moldura ou grãos de granada. Em alguns níveis félsicos são encontrados porfiroblastos oclares de feldspato e granadas semi-alongadas (com dimensões de 1,5-2 cm) parcialmente contornados pelos agregados de quartzo. Os cristais de quartzo (de 1-10 mm de comprimento) sob forma de agregados têm contatos irregulares a serrilhados entre si que, às vezes, são interpostos por matriz fina e palhetas de biotita. Nesse mineral as deformações são de intensidades variáveis, ocorrendo como forte extinção ondulante, fraturas e/ou bandas de deformação; os cristais maiores de quartzo mostram sinais de recuperação ou recristalização marginal, podendo ser encontrados grãos parcialmente recristalizados que guardam a forma alongada. Nos cristais mais desenvolvidos de quartzo são comuns as inclusões de biotita fina, às vezes orientadas ou retilíneas, porém, são menos frequentes o rutilo acicular, pequenos cristais de apatita, zircão, opacos, feldspato alcalino e plagioclásio; a granada raramente aparece incluída no quartzo.

Na amostra SF-08B, o nível félsico fino a médio, branco, do tipo granito 3a, apresenta porfiroblastos de feldspato alcalino subcentimétricos, agregados de quartzo alongado, alguns cristais de granada e biotita. O feldspato alcalino, geralmente semi-alongado e deformado, mostra pertitas, germinações Carlsbad e inclusões de plagioclásio e quartzo finos e anédricos, principalmente nos cristais maiores (de 3-6 mm; os contornos irregulares são interlobados por matriz mirmequítica ou mais rica em

feldspato alcalino. O plagioclásio, de composição oligoclásio-andesina, ocorre em cristais geminados de 2-3 mm, deformados e bem esparsos; o mineral aparece rodeado de matriz mirmequítica. Os agregados de quartzo, abundantes na amostra, apresentam as mesmas características petrográficas descritas acima. A granada subarredondada aparece em cristais fraturadas, com dimensões de 3-4 mm. As palhetas de biotita vermelha são escassas, encontrando-se associadas aos cristais de granada ou da matriz (por vezes projetando-se para o interior dos porfiroblastos de feldspatos).

Os porfiroblastos e/ou porfiroclastos de feldspatos e granadas são mais abundantes e maiores nas rochas com porções e bandas de granulação média, porém, estão presentes também nas faixas de matriz quartzo-feldspática, nos níveis laminados, bem como nos níveis e listras félsicas que são comuns à maioria dos tipos petrográficos. Os feldspatos têm formas subédricas a equidimensionais principalmente entre os cristais de 1,5-5 mm; os cristais maiores observados em lâminas petrográficas, com até 10 mm de comprimento, tendem a ter formas semi-alongadas e ovadas, quase sempre orientadas. Os contornos são irregulares e invadidos pelos cristais da matriz e biotitas; esses cristais também interpõem-se aos contatos dos minerais agregados (geralmente de formatos ovais ou subarredondados). Pequenos porfiroblastos (1,5-2 mm) aparecem esparsamente como grãos anédricos e residuais em meio a matriz quartzo-feldspática. As deformações são comuns nos feldspatos, aparecendo como fraturas (às vezes preenchidas por matriz) ou forte extinção ondulante; nos cristais maiores podem ser vistos bandas de deformação, sinais de recuperação (principalmente nas bordas) e textura em moldura. A composição do plagioclásio abrange o campo da andesina. Nos cristais maiores as antipertitas são frequentes, aparecendo sob forma de gotículas ou filetes orientados e dispersos em todo o cristal, raramente ocorrendo como gotas (de 0,2 mm) ou manchas irregulares. Os cristais têm geminações polissintéticas muitas vezes em combinação com a de Carlsbad; nos cristais mais deformados as geminações são descontínuas e encurvadas (Fotomicrografia 16). As inclusões comuns no plagioclásio são de quartzo em gotas, palhetas finas de biotita, zircão, opacos e apatita (em parte sob for

ma de agulhas); inclusões de granada (dois pequenos grãos) somente foram observadas num cristal de plagioclásio da amostra SF-02. O *feldspato alcalino*, em poucos casos, com geminação Carlsbad, mostra geminações em grade parcialmente desenvolvidas nas bordas. Em cristais maiores, as pertitas são mais frequentes nas porções centrais, sob forma de filetes e barras, sendo que algumas delas parecem passar para manchas irregulares com geminações polissintéticas. A maioria dos cristais e agregados são envoltos por matriz mirmequítica ou matriz mais rica em feldspato alcalino. Nas rochas tonalíticas o mineral aparece somente na matriz, como vênulas e grânulos intersticiais. O feldspato alcalino pode incluir quartzo, biotita, plagioclásio (às vezes com bordas mirmequíticas), opacos e zircão, além de agulhas de apatita. A *granada* ocorre em cristais anédricos, semi-alongados ou subarredondados, com tamanho variando de 0,5-6 mm. Os cristais de granada aparecem rodeados pela matriz (quartzosa ou quartzo-feldspática) e por palhetas de biotita, muitas vezes emoldurando os contornos ou preenchendo as fraturas; nos agregados de granada esses minerais ocorrem entre os contatos separando os indivíduos. Os cristais poiquiloblásticos apresentam inclusões globulares de quartzo e vários deles são simplectíticos a quartzo e biotita; outras inclusões menos frequentes na granada são de plagioclásio (com cerca de 1-2 mm) e grãos diminutos de apatita e opacos.

Entre os *acessórios* comuns estão a apatita e o zircão que aparecem esparsamente na matriz, incluídos nos principais minerais ou mesmo, associados às lamelas de biotita. Os minerais acessórios apresentam-se fraturados, subidiomórficos, com dimensões variando de 0,2-0,5 mm; apatitas de 0,8 mm ocorrem isoladas. Os opacos são escassos, pequenos e geralmente associados com a biotita. Ilmenita e rutilo ocorrem como grãos subidiomórficos ou alongados. Pirita, calcopirita e bornita formam agregados xenomórficos, em alguns casos, apresentando intercrescimentos de borda entre si; raramente esses minerais ocorrem como grãos isolados. O esfeno, quando presente nas amostras, aparece como grânulos de 0,2 mm (raros os de 1 mm) associados à biotita ou aos opacos; o esfeno xenomórfico se desenvolve ao redor dos óxidos opacos. A alteração secundária é incipiente nos minerais. A calcita, sericita e

saussurita aparecem junto aos feldspatos (nas bordas e fraturas); clorita, muscovita e calcita ocorrem associados à biotita e em alguns cristais de granada (principalmente em fraturas).

A amostra SF-04, corresponde a um *biotita gnaiss* com granada fino a médio (coletado de uma banda de migmatito estromático), de composição tonalítica, apresentando listras fêlsicas paralelas à foliação em alternâncias irregulares. A rocha mostra estiramento mineral acentuado e contém porfiroblastos (ou porfiroclastos) de feldspatos alongados, podendo ser vistos também grãos e concentrações de quartzo e granada estirados; as biotitas aparecem alinhadas em pequenos agregados e aglomerados formando juntamente com a matriz quartzo-feldspática a fração fina que é predominante na rocha (nessa fração cerca de 10% é constituída de matriz fina). Cabe ressaltar nessa rocha que, em meio às palhetas de biotita marrom ocorrem cristais de hornblenda verde (de 0,5 - 1,5 mm), em parte pseudomorfizados a clorita, calcita, quartzo e opacos; alguns desses minerais também aparecem incluídos ou preenchendo fraturas dos restos preservados de hornblenda. Entre as lamelas ou clivagens da biotita são comumente encontrados cristais reliquiais de hornblenda, grânulos de opacos, esfero e carbonato. A granada, geralmente é simplectítica a biotita e quartzo e também está rodeada por lamelas de biotita.

A amostra SF-03, é equivalente a uma das bandas de *sillimanita-granada-biotita gnaiss* tonalítico, cinza-médio e de granulação fina a média, que ocorrem intercaladas às bandas de granada-biotita gnaisses de tonalidade cinza-claro e de rochas graníticas. A banda mencionada apresenta a matriz quartzo-feldspática levemente deformada, com cristais granoblásticos de 0,5-1 mm predominando sobre os de matriz fina (de proporção inferior a 5%). Os cristais de plagioclásio são geminados, apresentando intercrescimentos mirmequíticos quando próximos aos de feldspato alcalino e estes por sua vez, em menor proporção, aparecem isoladamente ou rodeando os cristais de feldspato alcalino. Os porfiroblastos feldspáticos (de 1,5-4 mm) são equidimensionais e um pouco deformados (com forte extinção ondulante, geminações encurvadas ou fraturas). A *andesina* tem geminações polissintéticas e várias inclu

sões pequenas de sillimanita, feldspato alcalino (em gotas e às vezes sob forma de manchas), granada e quartzo. O *feldspato alcalino* tende a ser anédrico e não possui geminações; as inclusões mais frequentes são de pequenos cristais de plagioclásio mirmequítico, biotita, quartzo, apatita e agulhas de sillimanita. O *quartzo* é anédrico a alongado (mede até 6 mm), deformado; os agregados alongados de quartzo envolvem porções subarredondadas de matriz quartzo-feldspática que aparece rodeando porfiroblastos de feldspatos ou granadas. O quartzo contém inclusões pequenas de plagioclásio, zircão, agulhas de rutilo e sillimanita, além de inúmeras palhetas finas de biotita. A *granada* em cristais subarredondados e anédricos (com dimensões de até 4 mm) aparece envolta por cristais alongados de quartzo, matriz ou biotita; os grãos poiquiloblásticos de granada contém opacos, quartzo globular nas porções centrais e biotitas próximas às bordas. A *biotita* vermelha ocorre em agregados ou palhetas esparsas na matriz (cristais de 0,2-1 mm); projeta-se para o interior de porfiroblastos feldspáticos; e associa-se com a sillimanita, zircão e esfeno. A *sillimanita* apresenta-se em cristais equidimensionais ou prismáticos orientados, quase sempre deformados (de até 3 mm). Vários cristais de sillimanita são poiquiloblásticos a quartzo, plagioclásio, zircão e opacos; e outros cristais associam-se às palhetas de biotita e matriz envolvendo grãos de granada.

IV.4.b - Migmatitos Nebulíticos

Os *granada-biotita gnaisses com sillimanita*, de estrutura nebulítica, ocorrem em bandas levemente foliadas, de aspecto homogêneo, apresentando por vezes porções de grão médio e fino a médio, de cor cinza-claro, e porções mais escuras, ricas em biotita e granada. Os porfiroblastos de feldspatos e granadas aparecem esparsos nas rochas, alguns deles apresentando dimensões de até 3 cm; os porfiroblastos feldspáticos geralmente têm formas ovóides ou semi-alongadas.

A amostra SF-06 corresponde a um *biotita-gnaisse*

granodiorítico com granada e sillimanita, médio a fino e de cor cinza-claro. A matriz da rocha é constituída de cristais quartzo-feldspáticos poligonizados, numa proporção em torno de 5% e de tamanho variando de 0,2-0,5 mm; a matriz preenche os espaços entre as principais fases minerais, muitas vezes reentrantes aos seus contornos. O plagioclásio tem geminações polissintéticas, enquanto que o feldspato alcalino mostra geminações em grade pouco nítidas, e ambos apresentam leve extinção ondulante; o quartzo pode ser poligonizado ou anédrico, deformado ou não (Fotomicrografia 17).

Os porfiroblastos feldspáticos (com dimensões entre 1-7 mm de comprimento) são subédricos a anédricos, por vezes alongados; a maioria dos cristais são deformados (com fraturas ou levemente encurvados) e de contornos irregulares, sendo que os mais desenvolvidos estão orientados. As inclusões comuns aos feldspatos são de biotita, zircão, agulhas de apatita e rutilo. O *plagioclásio*, de composição oligoclásio, apresenta antipertitas sob forma de gotículas e filetes esparsos nos cristais; nas bordas são frequentes os intercrescimentos mirmequíticos. O *feldspato alcalino* pode exibir geminações Carlsbad e pertitas esparsas, nos cristais (gotas com geminações albita, filetes ou vênulas orientados estruturalmente); alguns cristais menores apresentam difusas geminações em grade. O *quartzo* é anédrico, deformado (com extinção ondulante, bandas de deformação e fraturas) com dimensões médias de 5-6 mm; megacristais de 12 mm de comprimento também ocorrem. Os agregados de quartzo são semi-alongados, de contatos entre grãos e bordas reentrantes por matriz, alguns deles englobam cristais de feldspatos e granadas. Os cristais maiores de quartzo incluem palhetas de biotita, zircão e agulhas de rutilo. A *granada* é anédrica e fraturada, ocorrendo cristais com dimensões de 2-3,5 mm; alguns grãos porfiroblásticos contêm dois ou três cristais de quartzo globular límpidos, próximos às bordas. Vários cristais de granada têm biotitas amoldadas aos seus contornos ou preenchendo fraturas. A *sillimanita* é equidimensional e prismática (de até 1 mm), aparecendo isoladamente, associada com biotita ou alinhando-se com os agregados de quartzo. A *biotita* marrom-avermelhada tem 0,5 mm de comprimento médio, leve deformação, ocorren-

FOTOMICROGRAFIA 17 - Associação de minerais de um biotita gnaiss granodiorítico com granada e sillimanita. Os cristais de feldspato alcalino (parte superior) apresentam geminações em grade pouco nítidas. A sillimanita (parte central direita) aparece associada com palhetas de biotita. Amostra SF-06, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 18 - Hiperstênio granulito com granada. Os granoblastos de bytownita e quartzo mostram leve deformação, e os de hiperstênio (menores) aparecem na parte superior. Um cristal de granada ocorre na parte inferior da fotomicrografia. Amostra SF-08A, nicóis cruzados, aumento de 38x.

do em pequenos agregados ou dispersa em meio à matriz; as palhetas finas podem se projetar para o interior dos feldspatos. Zircão (com halos pleocrômicos), opacos, esfeno e quartzo (em gotas ou vênulas) ocorrem associados às lamelas de biotita.

IV.4.c - Rochas Cálcio-Silicatadas

As rochas cálcio-silicatadas aparecem como bandas estreitas, raramente como bandas de quase 1 metro de espessura, e resistatos lentiformes, geralmente decimétricos, em quase todos os afloramentos de migmatitos. As *rochas cálcio-silicatadas* são granoblásticas finas, de cor cinza-médio a esverdeado, distinguindo-se nas suas estruturas, listras quartzosas cinza-claro e níveis granatíferos de tonalidade róseo-avermelhada. A amostra SF-30 (coletada em meio a rochas nebulíticas; Fig. III.1) apresenta uma dobra isoclinal constituída por cristais alongados de quartzo, medindo cerca de 15 mm, cujo plano axial é paralelo à foliação da rocha encaixante; na amostra aparecem também várias listras quartzosas irregularmente espaçadas. Os minerais essenciais destas rochas, por ordem decrescente de frequência, são plagioclásio, quartzo, diopsídio e granada que, de maneira geral, apresentam-se levemente deformados e caracterizando a textura granoblástica poligonal equigranular (com cristais de 0,2 mm em média).

O plagioclásio, de composição labradorita, por vezes mostra geminações polissintéticas e combinações com geminação Carlsbad; alguns cristais podem aparecer em meio às listras quartzosas. O quartzo ocorre como cristais poligonizados, sem deformações, com inclusões de granada, piroxênio, esfeno e zircão. Os agregados alongados de quartzo são constituídos de cristais deformados (com forte extinção ondulante e bandas de deformação). A granada forma grãos isolados e pequenos agregados; os cristais poiquiloblásticos a quartzo, plagioclásio, piroxênio e esfeno alcançam dimensões entre 1-4 mm, podendo se concentrar em agregados alongados. O diopsídio aparece também em pequenos agregados, geralmente associados com granada e esfeno; níveis mais ricos em diop-

sídio estão parcialmente pseudomorfizados em calcita, epidoto e anfibólio da série tremolita-actinolita. Os minerais opacos, zircão e apatita ocorrem esparsos ou como inclusões nos principais minerais. Esfeno e escapolita podem estar presentes em algumas amostras como cristais poligonizados; pequenos cristais de calcita poiquiloblástica a quartzo e plagioclásio são relativamente raros.

IV.4.d - Rochas Granulíticas

As rochas granulíticas aparecem intercaladas aos migmatitos da unidade São Fidélis como resistatos lentiformes e decimétricos. A amostra SF-03B corresponde a um biotita-hornblenda-hiperstênio granulito cinza-escuro, de granulação fina com níveis feldspáticos ou a feldspatos e anfibólios finos a médios. Na pedreira de São Fidélis (ponto SF-08; Fig. III.1), são comumente encontradas, entre os migmatitos bandados, lentes de hiperstênio granulito cinza-escuro a esverdeado, maciços e de grã fina, mostrando contatos abruptos com a rocha encaixante. Faixas 'schlieren' de 2-3 cm de largura, mais ricas em lamelas de biotita, por vezes aparecem envolvendo a rocha granulítica. Nesse mesmo local, podem ser vistos também lentes de hiperstênio granulito rodeadas por hiperstênio granulito com granada, fino, cinza-escuro com tonalidades esverdeadas e róseas.

A amostra SF-03B, é equivalente a um *biotita-hornblenda-hiperstênio granulito*, de composição norítica, apresentando textura granoblástica inequigranular, com cristais mais destacados, em torno de 1 mm, de plagioclásio, quartzo, hiperstênio, hornblenda e biotita (na ordem decrescente de abundância). A matriz constitui com esses minerais um arranjo granoblástico de cristais com 0,2-0,5 mm, de contatos retos entre grãos aproximadamente equidimensionais.

O plagioclásio, de composição bytownita, apresenta geminações polissintéticas e leve extinção ondulante em quase

todos os cristais; grãos subédricos e equidimensionais mostram-se algo orientados. O plagioclásio tem inclusões diminutas de apatita, zircão, biotita ou opacos. O quartzo é anédrico a poligonizado, por vezes alongado, constituindo agregados ou grãos isolados; pode conter apatita e biotita. O hiperstênio ocorre disperso ou em agregados, geralmente em cristais deformados; os cristais prismáticos estão orientados, podendo conter grãos pequenos de quartzo e plagioclásio. A hornblenda aparece dispersa na matriz ou concentrada numa porção da lâmina petrográfica, formando nesse local cristais poiquiloblásticos orientados, subédricos a anédricos, com inclusões de quartzo, piroxênio, plagioclásio, e por vezes de apatita e opacos em grãos muito pequenos. Vários cristais de hornblenda (n_x = verde-amarelado, n_y = verde-pardo e n_z = verde) apresentam geminações lamelares e deformações; manchas intragranulares e intercrescimentos na borda para cummingtonita são comuns no mineral. A biotita vermelha ocorre em pequenos aglomerados orientados, associando-se principalmente à hornblenda; algumas lamelas envolvem cristais de piroxênio e opacos. Entre as lamelas de biotita aparecem opacos exsolvidos, zircão e apatita; muscovita e calcita são raras e retrometamórficas. A magnetita em grãos isolados é xenomórfica ou alongada, por vezes martitzada ao longo das bordas; pequenos grãos de pirita e calcopirita podem ocorrer associados principalmente com hornblenda e biotita.

As amostras de *hipertênio granulito* (SF-08-2A) e *hiperstênio granulito com granada* (SF-08A) são texturalmente semelhantes entre si e constituídas por cristais equidimensionais de 0,2-0,3 mm em média. O plagioclásio e o quartzo podem aparecer em cristais alongados de até 1 mm, relativamente mais deformados do que os cristais menores, enquanto que os agregados estirados de quartzo ocorrem dispostos irregularmente na amostra SF-08A.

O plagioclásio tem composição bytownita, geminações polissintéticas e forte extinção ondulante; as inclusões mais comuns no mineral são de piroxênio, apatita e opacos. Os cristais poligonizados de quartzo mostram-se relativamente defor

mados, aparecendo esparsamente ou em pequenos agregados; nele encontram-se incluídos hiperstênio, zircão e apatita. O hiperstênio distribui-se amplamente nas amostras, associando-se por vezes com minerais opacos; grãos pequenos de apatita, zircão ou quartzo podem estar incluídos no hiperstênio. A biotita vermelha ocorre como escassas palhetas envolvendo opacos e hiperstênio na amostra SF-08-2A. A granada da amostra SF-08A é poligonizada e bastante esparsas; grãos poiquiloblásticos (de 1 mm) a quartzo, apatita e opacos são raros. Magnetita e ilmenita ocorrem nessas amostras como grãos xenomórficos isolados ou associados. A pirita e calcopirita aparecem restritas e pequenas; podem ser observados alguns grãos de pirita com bordas de calcopirita (Fotomicrografia 18).

IV.4.e - Diques Graníticos

Os diques de granito equigranular cinza-claro, com espessuras decimétricas, cortam discordantemente a foliação dos migmatitos São Fidélis, aparecendo em diversos locais (p.ex. SF-02, SF-73, SF-83; Fig. III.1) com deformações sincinemáticas, sendo que subordinamente a esses diques ocorrem granitos finos sob forma de veios, também um pouco deformados. No ponto SF-72, um dique granítico contém xenólitos angulosos e centimétricos do granitóide Angelim. As características petrográficas desse granito assemelham-se às da amostra SF-90A, coletada de um dique granítico portador de xenólitos do granitóide que corta a unidade migmatítica e descrito anteriormente (item IV.2.d).

O microclínio tem geminação em grade, às vezes combinada com Carlsbad, formas subédricas a anédricas e contornos irregulares; o tamanho médio é de 2 mm. Alguns cristais apresentam pertitas nas porções centrais, além de inclusões de quartzo e plagioclásio; grãos menores de microclínio podem exibir intercrescimento gráfico. O plagioclásio, de composição oligoclásio, apresenta geminações polissintéticas, por vezes em combinação com geminação Carlsbad, e tamanho variando de 1-1,5 mm; o plagioclá-

sio pode incluir microclínio, quartzo e zircão. Os intercrescimentos mimerquíticos são comuns nos cristais pequenos ou nas bordas de alguns cristais maiores. O quartzo, geralmente é anédrico e intersticial, medindo até 4 mm de comprimento; as inclusões mais frequentes no quartzo são de biotita, microclínio ou plagioclásio. A biotita vermelha aparece em palhetas de 0,2-0,5 mm bem esparsas, associadas com zircão (com halos pleocróticos) ou apatita em cristais muito pequenos.

IV.5 - UNIDADE SANTO EDUARDO

IV.5.a - Migmatitos Bandados

Os migmatitos da unidade Santo Eduardo são constituídos petrograficamente por bandas de biotita gnaisses finos a médios, biotita gnaisses médios com granadas esparsas, anfibólio-biotita gnaisses finos a médios, de composições granodioríticas e tonalíticas. Lentes centimétricas e listras félsicas se dispõem paralelamente à foliação, dada também pelo estiramento do quartzo, pelas lamelas de biotitas e porfiroblastos feldspáticos alinhados. Os gnaisses leucocráticos e leuco-mesocráticos têm coloração variando do cinza-claro (nos termos granodioríticos) a cinza-médio. A matriz fina, granolepidoblástica, é moderadamente deformada, enquanto que os porfiroblastos (ou porfiroclastos) de feldspatos, compondo a fração média, são comparativamente mais deformados. Os porfiroblastos de feldspatos apresentam cor branca na maioria dos casos e, branco-rosada em alguns tipos granodioríticos; o mineral é subcentimétrico, subidioblástico com formas ovais, e os cristais maiores (com dimensões de até 3 cm) ocorrem esparsamente nas rochas. A granada avermelhada aparece em grãos subcentimétricos, escassos, na proporção de 1-2% em volume (p.ex. em SF-35, SF-36; Fig. III.1); na amostra SF-37A, agregados subarredondados de granada, com dimensões em torno de 1 cm aparecem bem espalhados na rocha. Os anfibólios (hornblenda, cummingtonita, grunerita) ocorrem como constituintes menores em algumas amostras

(até 5%). Os minerais acessórios principais são apatita e zircão; os opacos e esferos são mais restritos.

A *matriz* das rochas é abundante, de caráter seriado, onde os minerais quartzo-feldspáticos formam arranjo gr^ono-blástico de cristais equidimensionais medindo entre 1-1,5 mm e 0,2-0,5 mm. A matriz envolve os cristais de quartzo e feldspatos mais desenvolvidos, interpondo-se aos contatos dos agregados, invadindo os contornos, reentrâncias e fraturas, principalmente dos feldspatos; há porções de matriz mais ricas em plagioclásio. A matriz fina é relativamente pouco deformada, aparecendo em proporções não superiores a 5%. As palhetas e lamelas de biotita alinhadas ocorrem associadas à matriz quartzo-feldspática, isolando cristais e agregados de feldspatos. O plagioclásio da matriz, em cristais de 1-1,5 mm, tem composição andesina e geminações polisintéticas; em cristais mais deformados podem ser vistos um leve encurvamento, forte extinção ondulante e geminações descontínuas. Os cristais de plagioclásio podem apresentar bordas mirmequíticas. O feldspato alcalino mostra geminações em grade e leve deformação, ocorrendo sob forma de agregados ou em grãos equidimensionais dispersos. O quartzo apresenta-se também deformado, em grãos anédricos, alongados e poligonizados. Na matriz fina (0,2 - 0,5 mm) esses minerais ocorrem principalmente sob forma de grãos poligonizados, sendo que o feldspato alcalino também aparece como vênulas e microgranulações intersticiais, quase sempre envoltos por mirmequitas finas (Fotomicrografia 19).

A *biotita* ocorre em palhetas e lamelas de tamanho variando de 0,2-1,5 mm, concentradas ou bem espalhadas entre os cristais da matriz, desenvolvendo texturas de equilíbrio, ou então, alinhando-se com os agregados de quartzo. As palhetas finas são equidimensionais, e os cristais maiores de biotita mostram-se alongados e mais deformados (com forte extinção ondulante e um pouco encurvados); algumas palhetas se projetam para o interior dos porfiroblastos de feldspatos. O pleocroísmo da biotita varia do marrom-pálido (n_x) a marrom ($n_z = n_y$) na maioria dos casos, e marrom-avermelhada na amostra SF-37A. Zircão, minerais opacos e apatita aparecem comumente associados à biotita; cristais de esfe

FOTOMICROGRAFIA 19 - Biotita gnaiss. Aspecto do arranjo granoblástico dos minerais como plagioclásio, microclínio, quartzo e biotita. Amostra SF-38, nicóis cruzados, aumento de 38x.

FOTOMICROGRAFIA 20 - Aspecto de um nível de composição norítica. Observa-se a orientação subparalela dos minerais porfiroblásticos como hiperstênio (parte superior), plagioclásio e biotita. Amostra SF-37, nicóis cruzados, aumento de 38x.

no granular e alongado, vênulas de quartzo, exsoluções de opacos e calcita podem ser vistos segundo as clivagens ou entre as lamelas.

Os porfiroblastos e/ou porfiroclastos de *plagioclásio* têm composição andesina, geminações polissintéticas, às vezes em combinação com Carlsbad, e formas subédricas a equidimensionais, arredondadas ou alongadas. Os contornos do mineral são irregulares, com reentrâncias preenchidas por matriz e biotita. Antipertitas (com padrão em barras) são raras nos cristais. O tamanho do plagioclásio varia de 2-6 mm, ocasionalmente aparecendo cristais maiores de até 9 mm de comprimento, apresentando formas alongadas com geminações polissintéticas somente nas bordas, sinais de recuperação, contornos interlobados por cristais menores e alguma matriz, além de biotita e anfibólio. Alguns cristais de plagioclásio incluem grãos (de 0,2-0,5 mm) alongados, subarredondados ou manchas de feldspato alcalino, bem como de opacos, zircão, agulhas de rutilo, biotita ou quartzo subarredondados. As deformações comumente encontradas nos cristais de plagioclásio são de intensidade variáveis, aparecendo como forte extinção ondulante, bandas de deformação, geminações encurvadas ou parcialmente desenvolvidas e fraturas (geralmente preenchidas por matriz fina de biotitas). Pequenos cristais (1,5-2 mm) ou agregados porfiroclásticos, aparecem em meio a matriz ou rodeados por lamelas de biotita. A alteração do plagioclásio é incipiente, sob forma de saussurita e microcristais de carbonato.

Os porfiroblastos e/ou porfiroclastos de *feldspato alcalino* são subédricos e anédricos, com tamanho em média de 1- 4 mm; as geminações em grade em alguns cristais são pouco nítidas e em outros estão desenvolvidas somente nas bordas. Os cristais de feldspato alcalino aparecem esparsamente ou em agregados, com formato alongado ou ovalado; geralmente os seus contornos são reentrantes por matriz de feldspato alcalino e por vezes intercalados por mirmequitas finas. As inclusões comuns no mineral são de quartzo e plagioclásio globulares, biotita, zircão e agulhas de apatita.

O *quartzo* ocorre em cristais anédricos, alongados ou poligonizados, com dimensões de até 6 mm de comprimento. As de formações aparecem no mineral em graus variáveis (leve ou forte extinção ondulante, bandas de deformação ou sinais de recuperação), sendo que grande parte dos cristais de quartzo estão sob forma de agregados alongados, com recristalizações parciais ou marginais, de contatos irregulares ou serrilhados entre si e terminações afiladas. Alguns agregados contornam parcialmente os porfiroblastos de feldspatos adquirindo configuração ondulada; cristais anédricos também podem ser vistos contornando pequenos agregados ou porfiroblastos feldspáticos. Nos cristais maiores de quartzo aparecem inclusões de plagioclásio subarredondado (de até 0,2 mm), zircão, apatita, biotita ou agulhas de biotita.

A *hornblenda* verde da amostra SF-36 é reliquiar, a parecendo também como cristais prismáticos de 0,5-1 mm envoltos por lamelas de biotita acompanhadas de grãos de epidoto, clinozoisita e exsoluções de opacos. Alguns cristais de hornblenda apresentam inclusões de quartzo e apatita.

Os anfibólios presentes na amostras SF-37-2, um cummingtonita-grunerita-biotita gnaiss tonalítico, aparecem como 'ninhos' ou aglomerados pseudomórficos derivados do hiperstênio, com raros restos desse mineral. Nas porções centrais dos 'ninhos' (com dimensões de até 4 mm) a cummingtonita forma um agregado de cristais aciculares e prismáticos (entre 1-2,5 mm), incolores a levemente esverdeados, e a grunerita envolvente, em agregados de prismas curtos (de 1-1,5 mm) com leve tonalidade marrom-pálido, apresenta geminações lamelares características; granoblastos finos de quartzo ocorrem comumente associados a esses aglomerados. Em algumas porções da lâmina petrográfica os 'ninhos' de anfibólios são circundados por biotita lamelar avermelhada. A alteração desses minerais é incipiente, podendo aparecer biotita verde, clorita, quartzo, opacos exsolvidos e algum carbonato associados a eles.

Os *minerais acessórios* como apatita, zircão e opacos aparecem esparsamente na matriz, associados à biotita ou como

inclusões nos principais minerais. A apatita ocorre sob forma acicular e em grãos subidioblásticos (de 0,2-0,5 mm), fraturados. Na amostra SF-37-2, cristais subarredondados de 0,5-1 mm de apatita aparecem em agregados rodeados por lamelas de biotita. O epidoto e clinozoisita granulares e o esfeno (em cristais subidioblásticos, de 0,2-0,5 mm) ocorrem associados com a biotita, e geralmente são subprodutos da transformação da hornblenda; alguns cristais xenomórficos de esfeno envolvem grãos de opacos (ilmenita).

IV.5.b - Rochas Noríticas

As rochas noríticas, no ponto 37 (Fig. III.1), ocorrem sob forma de lentes ou bandas interacamadas com biotita gnaisses e cummingtonita-grunerita-biotita gnaisses de composições tonalíticas. A amostra SF-37, corresponde a um *hornblenda-cummingtonita-grunerita-hiperstênio-biotita gnaisse* fino a médio, cinza-esverdeado, com porfiroblastos subcentimétricos de plagioclásio cinza-esverdeado, anfibólios escuros, piroxênio e lamelas alinhadas de biotita (Fotomicrografia 20).

O *plagioclásio* tem composição andesina, geminações polissintéticas, formas subédricas a equidimensionais e tamanho variando de 1-4 mm; na lâmina petrográfica aparece somente um cristal de plagioclásio de 8 mm de comprimento, prismático alongado e deformado, com bordas interlobadas pela matriz. Comumente os cristais de plagioclásio apresentam deformações em graus variáveis (extinção ondulante, encurvamento, fraturas) e inclusões pequenas de hiperstênio (subarredondado), biotita, apatita e quartzo. A matriz, constituída principalmente de grãos poligonizados de plagioclásio geminado (com 0,2-0,5 mm) ocorre em proporções inferiores a 5%. O *hiperstênio*, subédrico a anédrico, aparece em cristais de 0,5-3 mm, sendo que alguns apresentam geminações simples e orientação óptica; as deformações do mineral são frequentes como forte extinção ondulante, fraturas, bandas de deformação. As inclusões comuns do hiperstênio são de opacos e apatita. A *biotita* marrom-avermelhada aparece como palhetas finas (de 0,2 mm) e lamelas a-

longadas (de até 1,5 mm), formando aglomerados que envolvem em parte os cristais de hiperstênio e plagioclásio, projetando-se com frequência para o interior dos mesmos; as palhetas finas também se associam com os cristais da matriz. Algumas lamelas de biotita mostram-se deformadas (encurvadas) e associadas com cristais de opacos, quartzo e apatita. Os *anfibólios* derivam da transformação do hiperstênio, desenvolvendo-se ao longo das bordas e fraturas do mineral e fazendo-se acompanhar também de biotita, opacos e quartzo finos. A hornblenda verde-pardo aparece como pequenos granoblastos envolvendo o hiperstênio; por vezes a hornblenda constitui fina borda em torno desse mineral. Cumingtonita-grunerita (incolor a esverdeado; grunerita com geminações lamelares típicas) ocorrem como agregados aciculares e prismáticos contornando o hiperstênio; por vezes aparecem restos do hiperstênio e grãos de quartzo em meio a esses agregados. Em alguns casos, os *anfibólios* dispõem-se nas bordas do piroxênio, intermediários às lamelas de biotita envolvente. O *quartzo* aparece como cristais anédricos de até 1 mm, geralmente deformados e esparsos; cristais menores, límpidos, ocorrem na matriz ou como sub-produtos da transformação do piroxênio.

IV.5.c - Sequência Carbonática

Rochas anfibolíticas e cálcio-silicatadas aparecem caracteristicamente intercaladas aos migmatitos Santo Eduardo. Os mármoreos passam a predominar com a maior proximidade da Serra da Portela, sob forma de bandas e camadas alternadas a bandas de rochas migmatíticas, anfibolíticas e cálcio-silicatadas.

O ponto SF-36-2, corresponde a bandas de *anfibolito* escuro, coletado em meio a bandas de biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses. A *rocha anfibolítica* apresenta concentrações de *anfibólios* (subcentimétricos) orientados e listras fêlsicas paralelas à foliação. A rocha é constituída essencialmente de hornblenda e plagioclásio numa textura granoblástica inequigranular fina; esfeno, opacos e apatita são acessórios.

A *hornblenda* verde-amarelada ocorre em cristais equidimensionais variando de 0,3-1,8 mm; os cristais maiores tendem a ser prismáticos alongados. Os contornos dos cristais de *hornblenda* são retos e entre os contatos dos agregados interpõem-se grãos de *esfeno* e *plagioclásio*. As inclusões comuns no mineral são de *apatita*, *esfeno*, *quartzo* e opacos. Nas bordas de alguns cristais de *hornblenda* podem aparecer pequenos granoblastos de *actinolita-tremolita*; em alguns cristais as bordas apresentam a cor verde-azulada. O *plagioclásio* tem composição andesina, geminações polissintéticas na maioria dos cristais e tamanho de 0,4-0,5mm. Os cristais de *plagioclásio* são equidimensionais e pouco deformados; alguns deles podem mostrar geminações encurvadas e forte extinção ondulante. O mineral apresenta inclusões diminutas de *hornblenda*, *esfeno*, *apatita* e opacos.

As *listras félsicas* são constituídas de *andesina*(*sódica*) e *quartzo*; cristais pequenos de *hornblenda* aparecem ocasionalmente entre esses minerais. O *plagioclásio* é subédrico, alongado (2-4 mm), com geminações polissintéticas e *Carlsbad* combinadas em alguns cristais; o mineral ocorre também como cristais e equidimensionais de 0,5 mm. No *plagioclásio* aparecem inclusões muito pequenas de *quartzo* e *anfíbólio*. O *quartzo* mostra-se bastante deformado e estirado (com até 6 mm), bem como em pequenos agregados ou grãos poligonizados pouco deformados. O *quartzo* inclui grãos de opacos, *apatita* e *esfeno*.

As *rochas cálcio-silicatadas* são finamente bandadas, apresentando colorações variáveis com o conteúdo mineral, ou seja, níveis milimétricos cinza-esverdeado-escuros mais ricos em *anfíbólios* alternando-se regularmente a níveis cinza-esverdeados ricos em *piroxênios* e níveis cinza-rosados, *quartzo-feldspáticos* com granada; por vezes são encontradas listras granolepidoblásticas ou félsicas entremeadas a essas bandas. As principais associações minerais destas rochas, em ordem decrescente de frequência, podem ser resumidas da seguinte forma: *quartzo-diopsídio-escapolita*+ *hornblenda*; e *hornblenda-plagioclásio-diopsídio*. Os minerais acessórios comuns são *esfeno*, *epidoto* e *clinozoisita*; *apatita*, opacos, *microclínio* e carbonatos podem ser encontrados em alguns

níveis.

A amostra SF-87, coletada em meio a uma sequência de bandas de biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e camadas de mármore, é equivalente a uma *rocha cálcio - silicatada* com níveis milimétricos mais ricos em diopsídio e mais ricos em hornblenda que se repetem alternadamente. Os minerais dessa amostra formam um arranjo granoblástico inequigranular, com cristais equidimensionais de dimensões entre 0,1-1,8 mm; os minerais fênicos tendem a ser um pouco alongados e alinhados. Níveis a diopsídio-plagioclásio-quartzo: os cristais de diopsídio, deformados, ocorrem bem espalhados ou agrupados, geralmente rodeados por cristais de epidoto, clinozoisita, esfeno e escapolita. Nas bordas e fraturas de alguns cristais de piroxênio aparece a hornblenda verde ou verde-azulada; são raros os cristais de anfibólios com restos de piroxênio. As inclusões mais frequentes no diopsídio são de diminutos grãos de quartzo, epidoto e esfeno. Plagioclásio e quartzo, também deformados, aparecem esparsos; o plagioclásio tem composição andesina e nem sempre apresenta geminações polissintéticas. Níveis a hornblenda-plagioclásio-diopsídio a hornblenda verde (raramente verde-azulada) ocorre em cristais deformados, agrupados com feldspatos, diopsídio e esfeno, os quais também aparecem sob forma de inclusões naquele mineral; alguns cristais de hornblenda contêm restos de diopsídio. O plagioclásio tem composição andesina e o microclínio, em cristais bem esparsos, mostra geminações em grade pouco nítidas. O quartzo fino, venular, aparece associado à hornblenda como subproduto da transformação do piroxênio. Junto aos níveis mais ricos em hornblenda, podem ser vistos porfiroclastos de diopsídio (de até 5 mm), prismáticos a ovalados e orientados (alguns com sinais de recuperação e bandas de deformação), rodeados por cristais pequenos de escapolita, epidoto, clinozoisita e esfeno.

A amostra SF-88, corresponde também a uma *rocha cálcio-silicatada*, disposta entre bandas de biotita gnaisses e mármore. A rocha citada apresenta uma associação de minerais a quartzo-diopsídio + escapolita + hornblenda + plagioclásio; listras félsicas, de composição granítica, alternam-se paralelamente

te à foliação. Os minerais, na maioria poligonizados alongados, formam um mosaico granoblástico inequigranular de cristais medindo entre 0,2-2 mm. O quartzo, deformado, constitui por vezes pequenos agregados alongados; o mineral pode incluir grãos de diopsídio e esfeno. O diopsídio, em cristais deformados, tende a agrupar-se com cristais de epidoto, clinozoisita, escapolita, esfeno e carbonato. São comuns os cristais de diopsídio com bordas de hornblenda verde ou de actinolita verde-claro; alguns desses anfibólios aparecem isoladamente, apresentando restos de piroxênio ou inclusões diminutas de carbonato, epidoto, esfeno e quartzo. Vários cristais de escapolita são poiquiloblásticos a quartzo, clinozoisita e epidoto. O plagioclásio, ocorre esparsamente. Numa porção da lâmina petrográfica aparecem gradações de tamanho e conteúdo dos minerais onde o empacotamento entre cristais torna-se fechado. Nessa porção, os cristais são mais desenvolvidos (em torno de 1-1,5 mm), sendo que os de diopsídio podem alcançar dimensões de até 3 mm; a proporção de plagioclásio e quartzo diminui bastante.

As *listras fêlsicas* são constituídas de microclínio, plagioclásio e quartzo. O microclínio, subédrico a anédrico, deformado, por vezes apresenta geminações Carlsbad combinadas com geminações em grade nas bordas e pertitas finas esparsas nos cristais maiores (em torno de 2,5 mm), enquanto que nos cristais menores, sob forma de agregados, as geminações em grade são pouco nítidas; as inclusões no microclínio são de apatita e zircão. O plagioclásio, de composição andesina, apresenta geminações polissintéticas, às vezes um pouco encurvadas, e contornos irregulares rodeados por mirmequitas finas; as dimensões dos cristais de plagioclásio são entre 0,2-1 mm. O quartzo ocorre em cristais semi-alongados e deformados (com sinais de recuperação, bandas de deformação), com até 3 mm; os cristais anédricos são levemente deformados. Entre os espaços desses minerais aparecem alguns grãos de diopsídio (rodeados por grânulos de epidoto, escapolita e hornblenda) e de esfeno.

Na Serra da Portela, ponto 35, os *mármore*s *brancos*, em algum caso com leve tonalidade cinza, são de grã média e

grossa, maciços, comumente contendo minerais acessórios subcentimétricos e centimétricos como piroxênio, anfibólios, opacos, aglomerados de talco e flogopita. Nesse local, aparecem intercalados aos mármore bandas de rochas cálcio-silicatadas esverdeadas, de biotita gnaisses porfiroblásticos a feldspato e níveis félsicos com porfiroblastos de feldspatos branco-rosados. No ponto 89, as camadas de mármore apresentam-se com bandas de rochas cálcio-silicatadas e anfibolíticas, sendo que em algumas porções entre os contatos de mármore e anfibolitos ocorrem intercrescimentos de megacristais idióblásticos de calcita e de anfibólios aciculares.

A amostra SF-35, é equivalente a um *mármore branco*, calcítico, de textura hipidioblástica média a grossa com pequena proporção de cristais carbonáticos poligonizados. Os cristais de calcita apresentam geminações lamelares e em parte contatos retos entre si; por vezes os contornos são irregulares e interlobados pela matriz (de cristais em torno de 0,5-1,5 mm). Os minerais acessórios, como talco e tremolita intercrescidos, flogopita, opacos e apatita (menores do que 0,3 mm), ocorrem entre os espaços dos cristais carbonáticos ou incluídos nos mesmos.

CAPÍTULO V

QUÍMICA MINERAL

Os dados analíticos obtidos por microsonda eletrônica, das associações minerais que caracterizam as rochas das unidades em estudo são apresentadas nas tabelas V.1, V.2, V.3, V.4 e V.5. Foram selecionadas 24 amostras representativas dos diferentes tipos litológicos, onde 12 amostras são da unidade Bela Joana, 5 amostras da unidade São Fidélis, 4 amostras da unidade Catulunga e 3 amostras da unidade Angelim.

V.1 - PIROXÊNIOS

Os ortopiroxênios foram estudados em 10 amostras da unidade Bela Joana, os pares de ortopiroxênio - clinopiroxênio coexistentes foram encontrados somente em 3 amostras, no enderbito SF-54, e nos gabro-noritos SF-67 e SF-59A (tabela V.1); os ortopiroxênios dos enclaves microgranulares leuco-noríticos (SF-61A e SF-22A) estão incluídos nesse estudo. Foram também determinados ortopiroxênios de duas outras amostras de xenólitos granulíticos (SF-03B e SF-08A) da unidade São Fidélis. Ortopiroxênios e granadas coexistentes foram encontrados somente em duas amostras, SF-55 e SF-08A.

Os ortopiroxênios (tabela V.1) são essencialmente soluções sólidas de FeO (23,16% a 34,48%) - MgO (14,25% a 22,21%) - Al_2O_3 (1,11% a 2,72%) - SiO_2 , com baixos conteúdos de CaO (0,28% a 0,77%) e MnO (0,55% a 1,11%). O Fe_2O_3 calculado estequiometricamente (pelo método de Papike et al., 1974) é geralmente baixo, até 10% do FeO total. A distinção entre piroxênios ígneos e metamórficos com base na relação do Al_2O_3 versus $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, tal como sugerido por Bhattacharyya (1971) e modificado posteriormente por Rietmeijer (1983), está representada na figura V.1. Nesse

TABELA V.1
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PIROXENIOS

ORTOPIROXENIOS BELA JOANA

Amostras	SF-23		SF-54		SF-55			SF-57		SF-58		SF-59A	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda		centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	49,60	49,82	50,06	49,89	48,93	49,33	SiO ₂	48,40	48,04	49,35	49,54	51,00	50,55
TiO ₂	0,10	0,09	0,07	0,05	0,07	0,07	TiO ₂	0,08	0,08	0,07	0,07	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	2,72	2,71	1,62	1,51	2,36	1,88	Al ₂ O ₃	1,51	1,39	1,33	1,24	1,59	1,44
FeO ^t	30,25	30,30	30,33	30,41	29,32	28,90	FeO ^t	34,07	34,48	33,90	33,53	28,83	28,83
FeO*	29,17	29,54	27,76	27,97	26,14	26,40	FeO *	32,10	32,68	32,19	32,16	23,53	28,12
Fe ₂ O ₃ *	1,20	0,84	2,85	2,71	3,54	2,77	Fe ₂ O ₃ *	2,19	2,00	1,90	1,52	0,33	0,79
MnO	1,11	1,10	0,75	0,73	0,72	0,72	MnO	0,74	0,75	0,78	0,79	0,66	0,63
MgO	16,04	15,99	16,74	16,69	17,56	18,02	MgO	14,82	14,77	14,25	14,40	17,32	17,32
CaO	0,33	0,28	0,73	0,69	0,48	0,42	CaO	0,62	0,63	0,61	0,53	0,77	0,74
Na ₂ O	0,02	0,03	0,18	0,18	0,00	0,00	Na ₂ O	0,10	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02
Total	100,33	100,43	100,78	100,44	99,81	99,65	Total	100,51	100,39	100,52	100,29	100,37	99,89

Fórmula estrutural em base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,918	1,924	1,924	1,926	1,890	1,906	Si	1,906	1,901	1,938	1,946	1,955	1,952
Al ^{IV}	0,082	0,076	0,073	0,069	0,107	0,086	Al ^{IV}	0,070	0,065	0,062	0,054	0,045	0,045
tet.	2,000	2,000	1,998	1,995	1,998	1,992	tet.	1,976	1,966	1,999	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,042	0,048	0,000	0,000	0,000	0,000	Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,003	0,027	0,018
Fe ⁺² *	0,943	0,954	0,893	0,903	0,845	0,853	Fe ⁺² *	1,057	1,081	1,057	1,057	0,915	0,907
Fe ⁺³ *	0,035	0,024	0,082	0,079	0,103	0,081	Fe ⁺³ *	0,065	0,060	0,056	0,045	0,010	0,023
Mg	0,924	0,920	0,959	0,960	1,011	1,038	Mg	0,870	0,871	0,834	0,843	0,990	0,995
Mn	0,036	0,036	0,024	0,024	0,024	0,024	Mn	0,025	0,025	0,026	0,026	0,021	0,022
Ti	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Oct.	1,985	1,986	1,961	1,968	1,985	1,998	Oct.	2,020	2,041	1,976	1,978	1,968	1,969
Exc.Oct.	0,985	0,986	0,961	0,968	0,985	0,998	Exc.Oct.	1,020	1,041	0,976	0,978	0,968	0,969
Ca	0,014	0,012	0,030	0,029	0,020	0,017	Ca	0,026	0,027	0,026	0,022	0,032	0,031
Na	0,001	0,002	0,013	0,013	0,000	0,000	Na	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
M2	1,000	1,000	1,004	1,010	1,004	1,016	M2	1,047	1,068	1,002	1,000	1,000	1,000
En	49,13	48,79	50,97	50,75	53,91	54,38	En	44,53	44,01	43,51	43,87	51,11	51,50
Fs	50,14	50,59	47,44	47,74	45,03	44,71	Fs	54,13	54,64	55,15	54,97	47,25	46,92
Wo	0,73	0,61	1,60	1,51	1,06	0,91	Wo	1,34	1,35	1,34	1,16	1,63	1,58

* Calculados segundo método de Papke et al. (1974)

TABELA V.1
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PIROXENIOS - CONT.

ENCLAVES BELA JOANA							ENCLAVES SRO FIDÉLIS *						
Amostras	SF-67		SF-70		SF-22A		Amostras	SF-61A		SF-03B		SF-08A	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda		centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	52,55	52,67	50,41	50,29	50,12	49,80	SiO ₂	51,66	51,64	50,95	51,06	51,60	51,59
TiO ₂	0,10	0,09	0,08	0,06	0,08	0,09	TiO ₂	0,08	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	1,11	1,15	1,79	1,70	1,54	1,53	Al ₂ O ₃	1,55	1,48	1,79	1,92	1,74	1,72
FeO ^t	23,24	23,16	30,12	30,25	31,00	31,02	FeO ^t	25,44	25,53	26,13	26,38	26,14	26,09
FeO *	22,05	22,77	29,02	28,87	30,30	29,74	FeO *	25,14	25,08	24,23	24,62	25,87	25,55
Fe ₂ O ₃ *	1,32	0,44	1,22	1,53	0,78	1,42	Fe ₂ O ₃ *	0,34	0,50	2,11	1,96	0,30	0,60
MnO	0,56	0,56	0,59	0,59	0,57	0,58	MnO	0,56	0,55	0,88	0,85	0,95	0,94
MgO	22,21	21,90	16,71	16,70	15,81	15,98	MgO	19,59	19,67	19,85	19,75	19,33	19,50
CaO	0,53	0,51	0,42	0,42	0,56	0,53	CaO	0,67	0,63	0,37	0,34	0,37	0,39
Na ₂ O	0,01	0,01	0,09	0,09	0,05	0,03	Na ₂ O	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,04	0,03	0,13	0,14
Total	100,49	100,15	100,37	100,28	99,85	99,72	Total	99,69	99,72	100,27	100,59	100,35	100,53
Fórmula estrutural em base de 6 átomos de oxigênio							Fórmula estrutural em base de 6 átomos de oxigênio						
Si	1,954	1,966	1,942	1,940	1,952	1,942	Si	1,961	1,960	1,928	1,927	1,953	1,948
Al ^{IV}	0,046	0,034	0,058	0,060	0,048	0,058	Al ^{IV}	0,039	0,040	0,072	0,073	0,047	0,052
tet.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	tet.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,003	0,016	0,023	0,018	0,023	0,013	Al ^{VI}	0,030	0,026	0,008	0,013	0,031	0,026
Fe ⁺² *	0,686	0,711	0,935	0,932	0,987	0,970	Fe ⁺² *	0,798	0,796	0,767	0,777	0,819	0,807
Fe ⁺³ *	0,037	0,012	0,036	0,044	0,023	0,042	Fe ⁺³ *	0,010	0,014	0,060	0,056	0,030	0,030
Mg	1,231	1,218	0,959	0,960	0,918	0,929	Mg	1,108	1,112	1,119	1,111	1,090	1,098
Mn	0,018	0,018	0,019	0,019	0,019	0,019	Mn	0,018	0,018	0,028	0,027	0,030	0,030
Ti	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	Ti	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Cr	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,004
Oct.	1,998	1,979	1,976	1,976	1,973	1,976	Oct.	1,967	1,969	1,985	1,986	1,985	1,984
Exc.Oct.	0,998	0,979	0,976	0,976	0,973	0,976	Exc.Oct.	0,967	0,969	0,985	0,986	0,985	0,984
Ca	0,021	0,020	0,017	0,017	0,023	0,022	Ca	0,027	0,026	0,015	0,014	0,015	0,016
Na	0,001	0,001	0,007	0,007	0,004	0,002	Na	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
En	63,52	62,50	50,19	50,29	47,60	48,35	En	57,32	57,52	58,88	58,42	56,66	57,16
Fs	35,39	36,46	48,91	48,80	51,19	50,50	Fs	41,27	41,15	40,33	40,86	42,56	42,02
Wo	1,09	1,05	0,91	0,91	1,21	1,15	Wo	1,41	1,32	0,79	0,72	0,78	0,82

* Calculados segundo método de Papike et al. (1974)

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE PIROXENIOS - CONT.

CLINOPIROXENIOS BELA JOANA

Amostras	SF-54		SF-59A		SF-67	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	50,61	50,61	51,18	50,99	52,08	51,78
TiO ₂	0,34	0,26	0,21	0,16	0,29	0,26
Al ₂ O ₃	2,83	2,68	2,41	2,29	1,96	1,67
FeO ^t	12,45	12,53	11,78	11,99	7,97	7,66
FeO *	11,27	11,04	10,11	9,46	6,43	5,06
Fe ₂ O ₃ *	1,30	1,66	1,86	2,82	1,71	2,88
MnO	0,50	0,41	0,29	0,25	0,23	0,20
MgO	11,49	11,42	12,42	12,78	14,50	14,86
CaO	21,10	21,11	21,00	20,79	22,28	22,82
Na ₂ O	0,33	0,41	0,42	0,43	0,32	0,33
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,06	0,04	0,06
Total	99,79	99,61	99,92	100,02	99,84	99,93

Fórmula estrutural em base de 6 átomos de oxigênio

Si	1,920	1,924	1,929	1,920	1,936	1,923
Al ^{IV}	0,080	0,076	0,071	0,080	0,040	0,073
tet.	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,996
Al ^{VI}	0,047	0,044	0,036	0,021	0,022	0,000
Fe ⁺² *	0,358	0,351	0,319	0,298	0,200	0,157
Fe ⁺³ *	0,037	0,048	0,053	0,080	0,048	0,081
Mg	0,650	0,647	0,698	0,717	0,803	0,822
Mn	0,016	0,013	0,009	0,008	0,007	0,006
Ti	0,010	0,007	0,006	0,005	0,008	0,007
Cr	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002
Oct.	1,118	1,110	1,121	1,130	1,089	1,076
Exc.Oct.	0,118	0,110	0,121	0,130	0,089	0,076
Ca	0,858	0,860	0,848	0,839	0,887	0,908
Na	0,024	0,030	0,031	0,031	0,023	0,024
M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,008
En	34,83	34,83	37,42	38,69	42,49	43,57
Fs	19,18	18,89	17,09	16,06	10,58	8,33
Wo	45,99	46,29	45,49	45,25	46,94	48,10

* Calculados segundo método de Papike et al. (1974)

FIGURA V.1 - Diagrama de variação de $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ versus Al_2O_3 (% em peso dos óxidos) mostrando os campos para ortopiroxênios de rochas ígneas e metamórficas, com uma zona de transição (Rietmeijer, 1983).

diagrama, todos os ortopiroxênios das amostras estudadas situam-se acima da linha tracejada definida originalmente por Bhattacharyya (1971), no campo dos ortopiroxênios metamórficos, bem como acima da zona de transição onde se superpõem os piroxênios de origens ígnea e metamórfica, definida por Rietmeijer (1983).

No diagrama de discriminação da origem de ortopiroxênios não coexistentes com clinopiroxênio ricos em Ca da figura V.2, utilizando a relação $100 \text{ Ca}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Ca})$ versus $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$, conforme definido por Rietmeijer (1983), é delimitado um campo relativo às rochas ígneas máficas e ultramáficas ($X_{\text{Fe}} < 0,3$), onde o conteúdo de wollastonita ($100 \text{ Ca}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Ca})$) é muito variável. Os ortopiroxênios das rochas da unidade charnockítica e dos xenólitos granulíticos caem no campo representativo dos piroxênios de origem metamórfica, que são tipicamente pobres em cálcio. De acordo com o autor, as composições dos piroxênios ígneos podem se modificar, deslocando-se para o campo dos ortopiroxênios metamórficos, como resultado de recristalizações e reequilíbrios sob condições de metamorfismo de facies anfibolito a granulito.

Na maioria das amostras estudadas, os ortopiroxênios têm proporções da molécula de ferrossilita variando no intervalo Fs_{36} - Fs_{54} , sendo o hiperstênio o mais abundante seguido do ferro-hiperstênio. No quadrilátero diopsídio (Di) - hedenbergita (Hd) - ferrossilita (Fs) - enstatita (En) da figura V.3, os ortopiroxênios possuem baixos conteúdos de wollastonita e uma proporção maior de FeO sobre o MgO.

Embora poucas amostras com análises de piroxênios possuam análises químicas de rocha total, a composição de ortopiroxênios parece variar com a composição da rocha que os contém, como pode ser observado na tabela V.2. As razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ e $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ desses minerais variam sistematicamente com as mesmas razões das rochas hospedeiras, enquanto que a distribuição do MnO e do CaO dos piroxênios não mostram uma boa relação respectivamente com o MnO e CaO das rochas (q.v. tabela VI.1, cap. VI).

FIGURA V.2 - A e B - Diagramas de variação de $100 \text{ Ca} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Ca})$ versus $\text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ para piroxênios de diferentes tipos litológicos, onde estão indicados os campos para piroxênios de rochas ígneas e metamórficas (Rietmeijer, 1983).

FIGURA V.3 - Composição química de ortopiroxênios e de clino e ortopiroxênios coexistentes dada como percentagem em peso dos membros finais CaSiO_3 : MgSiO_3 : FeSiO_3 .

FIGURA V.4 - Plote de $X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}}$ (Fe total) de piroxênios coexistentes da unidade Bela Joana. A linha diagonal é a fração molar equivalente de Fe. A linha curva é a de Saxena (1968) para composições de piroxênios que se equilibraram sob condições de facies granulito.

TABELA V.2 - Distribuição de alguns elementos nos piroxênios
e nas rochas que os contém.

AMOSTRAS		SF-23	SF-55	SF-54	SF-59A	SF-67
SiO ₂ (rochas) %		65,70	68,80	59,10	53,80	48,50
Mg/ (Mg+Fe ⁺²)	rochas	0,28	0,29	0,28	0,34	0,55
	- cpx	---	---	0,64	0,69	0,80
	- opx	0,49	0,54	0,52	0,52	0,64
Fe/(Mg+Fe)	rochas	0,71	0,71	0,72	0,65	0,43
	- cpx	---	---	0,38	0,34	0,24
	- opx	0,51	0,48	0,50	0,48	0,37
Mn/(Mg+Fe ⁺² +Mn) 100	-cpx	---	---	1,56	0,88	0,69
	- opx	1,89	1,28	1,27	1,09	0,93
Ca/(Mg+Fe ⁺² +Ca) 100	-cpx	---	---	46,29	45,25	48,10
	-opx	0,61	0,91	1,51	1,58	1,05
Coeficientes de distribuição para os pares de piroxênios.						
Kd.Mg-Fe		---	---	0,61	0,56	0,49
Kd.Mn		---	---	0,82	1,23	1,49

Os clinopiroxênios da unidade charnockítica apresentam teores de CaO variando de 20,70% a 22,82%; MgO de 11,42% a 14,86%; FeO de 5,06% a 11,27%; e Al_2O_3 de 1,67% a 2,83% (tabela V.1). Os clinopiroxênios são predominantemente salitas, da série diopsídio-hedenbergita. No quadrilátero dos piroxênios (figura V.3) a variação sistemática das proporções de $Ca:Mg:Fe^{+2}$ entre os piroxênios coexistentes apresenta um espaço amplo para o solvus, o que é indicativo de que os minerais se equilibraram sob condições de temperaturas metamórficas. Os pares de orto e clinopiroxênios tendem a apresentar um enriquecimento em FeO; os minerais não coexistentes seguem o 'trend' geral de conteúdos de CaO quase constantes. As linhas de ligação (tie lines) entre os pares de piroxênios não se cruzam, evidenciando cristalização ou recristalização em condições de equilíbrio. A figura V.4 também demonstra que as rochas charnockíticas contêm os piroxênios coexistentes sob equilíbrio, onde os pontos dos mesmos caem junto a curva de Saxena (1968) para rochas de facies granulito, indicando que os piroxênios se equilibraram sob condições de facies granulito, com mudança de composição praticamente nula durante os processos de resfriamento e/ou exumação posteriores. Esses padrões composicionais são semelhantes àqueles apresentados por piroxênios de outros terrenos metamórficos de alto grau, como por exemplo, os de Madras (Weaver et al., 1978); os de Quairading (Davidson, 1968); os granulitos da faixa Paraíba do Sul (Oliveira, 1981); os do complexo Caraíba (Figueiredo, 1981); ou os de Piên (Girardi & Ulbrich, 1980).

Os clinopiroxênios guardam algumas semelhanças químicas comparativamente aos ortopiroxênios (tabela V.1), entre estas a distribuição do Mn que decresce com a razão $Fe^{+2} / Fe^{+2} + Mg$ dos ortopiroxênios e das rochas hospedeiras; a distribuição do Ca tende a aumentar com o acréscimo da razão $Mg / Mg + Fe^{+2}$ dos clinopiroxênios.

O coeficiente de partição para Mg e Fe entre piroxênios coexistentes, em associações minerais naturais foi usado por Kretz (1961, 1963) e Bartholomé (1961) como índice das condições de pressão e temperatura de recristalização, bem como para

discriminar os piroxênios ígneos dos metamórficos; os valores de Kd para um elemento E, são obtidos por $Kd.E^{Opx-Cpx} = (X/1-X)^{Opx} / (X/1-X)^{Cpx}$, onde $X = Mg/Mg + Fe^{+2}$ ou $X = Mn/Mg + Fe^{+2} + Mn$, como for apropriado. Kretz (1963) mostrou que os valores de Kd. Mg - Fe entre 0,86 e 0,65 são típicos de rochas ígneas e valores de Kd entre 0,65 e 0,51 são de metamórficas. O Kd médio para os piroxênios coexistentes na unidade charnockítica Bela Joana é de 0,55, que é típico de condições metamórficas. O coeficiente de partição de Mn, Kd.Mn médio de 1,18 para as rochas charnockíticas é análogo ao Kd.Mg-Fe e comparável com piroxênios metamórficos de outras regiões (p.ex., Davidson, 1968; Ray & Sen, 1970; Stephenson, 1984).

V.2 - GRANADAS

As granadas foram estudadas em duas amostras do charnockitoide Bela Joana, um enderbite (SF-55) e um charno-enderbite (SF-29), sendo que associadas à essa unidade foram também analisadas as granadas de uma amostra do metamorfite (xenólito SF-26) e outra de uma intrusão granítica (pedreira Itererê, SF-24K). Foram determinadas também as composições das granadas de três amostras de cada unidade: amostras SF-45, SF-75 e SF-76 no Angelim; amostras SF-18, SF-19 e SF-63 no gnaiss migmatítico Catunha; e amostras SF-08, SF-43 e SF-44 (além do granulito SF-08A) no gnaiss migmatítico São Fidélis. As análises químicas das granadas encontram-se na tabela V.3.

As granadas são na maioria dos casos soluções sólidas de almandina-piropo-grossulária com conteúdos baixos de essartita. O termo almandina predomina nos tipos litológicos da área, variando em proporção de 58 a 74%. Nas unidades Angelim e Bela Joana as proporções de X_{Ca} e X_{Fe} (X_{Ca} variando de 0,03 a 0,15; X_{Fe} de 0,67 a 0,87) das granadas tendem a decrescer quando aumenta o de X_{Mg} (variável de 0,11 a 0,37); o termo essartita do granitoide Angelim é relativamente mais elevado e chega na proporção de X_{Mn} a 0,08. Nos gnaisses migmatíticos o X_{Ca}

TABELA V.3
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRANADAS

GRANADAS DO BELA JOANA							METAMORFITO							GRANITO							GRANITOIDE ANGELIM						
Amostras	SF-29		SF-55		SF-26		Amostras	SF-24K		SF-45		SF-75		Amostras	SF-24K		SF-45		SF-75		Amostras	SF-24K		SF-45		SF-75	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda		centro	borda	centro	borda	centro	borda		centro	borda	centro	borda	centro	borda		centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	37,84	37,77	33,07	32,49	36,90	36,86	SiO ₂	39,59	39,22	35,88	35,53	38,27	38,13	SiO ₂	39,59	39,22	35,88	35,53	38,27	38,13	SiO ₂	39,59	39,22	35,88	35,53	38,27	38,13
TiO ₂	0,03	0,04	0,01	0,06	0,03	0,03	TiO ₂	0,01	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06	TiO ₂	0,01	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06	TiO ₂	0,01	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	21,70	21,46	21,67	21,69	21,60	21,71	Al ₂ O ₃	21,54	21,50	21,35	21,36	20,23	20,30	Al ₂ O ₃	21,54	21,50	21,35	21,36	20,23	20,30	Al ₂ O ₃	21,54	21,50	21,35	21,36	20,23	20,30
FeO ^t	28,67	28,70	34,74	35,40	33,86	33,77	FeO ^t	29,58	29,47	30,50	30,08	27,79	27,51	FeO ^t	29,58	29,47	30,50	30,08	27,79	27,51	FeO ^t	29,58	29,47	30,50	30,08	27,79	27,51
MnO	0,84	0,86	0,96	0,91	0,94	1,04	MnO	2,17	2,11	2,36	2,43	2,35	2,84	MnO	2,17	2,11	2,36	2,43	2,35	2,84	MnO	2,17	2,11	2,36	2,43	2,35	2,84
MgO	9,76	9,71	6,66	6,91	6,05	6,39	MgO	6,62	6,63	3,88	3,94	2,57	2,28	MgO	6,62	6,63	3,88	3,94	2,57	2,28	MgO	6,62	6,63	3,88	3,94	2,57	2,28
CaO	1,66	1,85	3,70	3,18	0,61	0,57	CaO	1,09	1,10	5,63	6,21	8,62	8,62	CaO	1,09	1,10	5,63	6,21	8,62	8,62	CaO	1,09	1,10	5,63	6,21	8,62	8,62
Total	100,50	100,39	100,81	100,64	99,99	100,36	Total	100,60	100,04	99,63	99,58	99,89	99,74	Total	100,60	100,04	99,63	99,58	99,89	99,74	Total	100,60	100,04	99,63	99,58	99,89	99,74
Fórmula estrutural em base de 24 átomos de oxigênio																											
Si	5,855	5,859	5,354	5,286	5,870	5,842	Si	6,135	6,114	5,784	5,738	6,095	6,089	Si	6,135	6,114	5,784	5,738	6,095	6,089	Si	6,135	6,114	5,784	5,738	6,095	6,089
Al ^{IV}	0,145	0,141	0,646	0,714	0,130	0,158	Al ^{IV}	---	---	0,216	0,262	---	---	Al ^{IV}	---	---	0,216	0,262	---	---	Al ^{IV}	---	---	0,216	0,262	---	---
	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000		6,135	6,114	6,000	6,000	6,095	6,089		6,135	6,114	6,000	6,000	6,095	6,089		6,135	6,114	6,000	6,000	6,095	6,089
Al ^{VI}	3,812	3,783	3,489	3,446	3,921	3,896	Al ^{VI}	3,933	3,950	3,841	3,804	3,798	3,821	Al ^{VI}	3,933	3,950	3,841	3,804	3,798	3,821	Al ^{VI}	3,933	3,950	3,841	3,804	3,798	3,821
Ti	0,003	0,004	0,001	0,008	0,003	0,003	Ti	0,001	0,001	0,003	0,003	0,007	0,007	Ti	0,001	0,001	0,003	0,003	0,007	0,007	Ti	0,001	0,001	0,003	0,003	0,007	0,007
	3,815	3,787	3,490	3,454	3,924	3,899		3,934	3,951	3,844	3,807	3,805	3,828		3,934	3,951	3,844	3,807	3,805	3,828		3,934	3,951	3,844	3,807	3,805	3,828
Mg	2,251	2,245	1,609	1,675	1,436	1,509	Mg	1,528	1,540	0,933	0,949	0,611	0,543	Mg	1,528	1,540	0,933	0,949	0,611	0,543	Mg	1,528	1,540	0,933	0,949	0,611	0,543
Fe ⁺²	3,710	3,723	4,704	4,816	4,506	4,476	Fe ⁺²	3,834	3,842	4,111	4,062	3,701	3,674	Fe ⁺²	3,834	3,842	4,111	4,062	3,701	3,674	Fe ⁺²	3,834	3,842	4,111	4,062	3,701	3,674
Mn	0,111	0,113	0,131	0,126	0,126	0,139	Mn	0,285	0,278	0,323	0,332	0,316	0,384	Mn	0,285	0,278	0,323	0,332	0,316	0,384	Mn	0,285	0,278	0,323	0,332	0,316	0,384
Ca	0,275	0,307	0,642	0,554	0,104	0,097	Ca	0,181	0,183	0,972	1,074	1,471	1,476	Ca	0,181	0,183	0,972	1,074	1,471	1,476	Ca	0,181	0,183	0,972	1,074	1,471	1,476
	6,347	6,388	7,086	7,171	6,172	6,221		5,828	5,843	6,339	6,417	6,099	6,077		5,828	5,843	6,339	6,417	6,099	6,077		5,828	5,843	6,339	6,417	6,099	6,077
Ca	4,41	4,89	9,24	7,87	1,72	1,60	Ca	3,26	3,29	16,16	17,65	25,44	25,93	Ca	3,26	3,29	16,16	17,65	25,44	25,93	Ca	3,26	3,29	16,16	17,65	25,44	25,93
Mg	36,10	35,78	23,13	23,77	23,75	24,81	Mg	27,57	27,67	15,51	15,59	10,56	9,54	Mg	27,57	27,67	15,51	15,59	10,56	9,54	Mg	27,57	27,67	15,51	15,59	10,56	9,54
Fe	59,49	59,33	67,63	68,36	74,53	73,59	Fe	69,17	69,04	68,33	66,76	64,00	64,53	Fe	69,17	69,04	68,33	66,76	64,00	64,53	Fe	69,17	69,04	68,33	66,76	64,00	64,53

TABELA V.3
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE GRANADAS - CONT.

Amostras	GNAISSE MIGMATÍTICO SÃO FIDELIS								ENCLAVE		GNAISSE MIGMATÍTICO CATALUNHA					
	SF-76		SF-08		SF-43		SF-44		SF-08A		SF-18		SF-19		SF-63	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	37,99	38,05	38,21	37,75	37,03	37,09	36,56	36,53	38,99	38,93	38,78	38,81	37,29	37,22	37,58	37,91
TiO ₂	0,12	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	20,29	20,25	21,13	21,00	21,29	21,08	21,10	20,67	21,43	21,51	21,50	21,73	21,09	20,98	20,32	19,84
FeO ⁺	26,79	26,43	31,36	31,91	31,74	31,81	33,45	33,96	24,91	24,94	29,79	30,26	29,59	29,46	30,55	30,75
MnO	3,55	4,11	0,92	0,96	1,12	1,16	1,36	1,44	2,38	2,42	0,69	0,68	0,44	0,48	0,65	0,64
MgO	2,17	2,04	6,35	6,54	7,17	7,15	5,74	5,39	6,62	6,77	7,96	7,73	11,01	10,96	10,40	10,26
CaO	8,87	8,88	1,56	1,53	1,39	1,51	1,72	1,63	5,08	4,93	0,84	0,88	0,82	0,80	1,08	1,00
Total	99,78	99,84	99,55	99,71	99,76	99,82	99,94	99,63	99,43	99,53	99,58	100,11	100,27	99,93	100,61	100,43
Fórmula estrutural em base de 24 átomos de oxigênio																
Si	6,071	6,081	6,035	5,978	5,870	5,882	5,850	5,883	6,074	6,058	6,049	6,032	5,799	5,807	5,860	5,925
Al ^{IV}	---	---	---	0,022	0,130	0,118	0,150	0,117	---	---	---	---	0,201	0,193	0,140	0,075
	6,071	6,081	6,035	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,074	6,058	6,049	6,032	6,000	6,000	6,000	6,000
Al ^{VI}	3,820	3,814	3,933	3,898	3,847	3,821	3,830	3,807	3,935	3,945	3,952	3,981	3,665	3,665	3,596	3,579
Ti	0,015	0,010	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
	3,835	3,824	3,935	3,900	3,849	3,823	3,831	3,808	3,937	3,948	3,954	3,983	3,668	3,668	3,599	3,582
Mg	0,518	0,485	1,496	1,544	1,694	1,691	1,370	1,293	1,537	1,571	1,851	1,790	2,551	2,550	2,417	2,390
Fe ⁺²	3,580	3,532	4,142	4,226	4,207	4,220	4,477	4,574	3,246	3,246	3,886	3,933	3,848	3,844	3,984	4,019
Mn	0,481	0,557	0,123	0,129	0,151	0,156	0,184	0,196	0,314	0,319	0,091	0,089	0,057	0,063	0,086	0,084
Ca	1,518	1,521	0,264	0,260	0,236	0,257	0,295	0,282	0,848	0,823	0,141	0,147	0,137	0,134	0,180	0,167
	6,097	6,095	6,025	6,159	6,288	6,324	6,326	6,345	5,945	5,959	5,969	5,960	6,593	6,591	6,667	6,660
Ca	27,03	27,46	4,47	4,32	3,85	4,17	4,81	4,58	15,07	14,60	2,40	2,52	2,10	2,06	2,73	2,55
Mg	9,22	8,76	25,35	25,60	27,60	27,41	22,30	21,03	27,29	27,85	31,49	30,49	39,03	39,06	36,73	36,34
Fe	63,75	63,78	70,18	70,08	68,55	68,42	72,89	74,39	57,64	57,55	66,11	66,99	58,87	58,88	60,54	61,11

médio é de 0,03 enquanto que os valores de X_{Mg} variam de 0,22 a 0,31.

As variações das proporções relativas de Ca-Fe - Mg das diferentes unidades litológicas podem ser vistas no diagrama da figura V.5. O conteúdo em Ca das granadas dos gnaisses Catalunha e São Fidélis são comparáveis entre si, diferindo nos teores relativos de Fe e Mg, sendo que as granadas do Catalunha são mais ricas em Mg. As granadas do granitóide Angelim tendem a ser mais enriquecidas em Ca e Fe relativamente às do Bela Joana; as granadas do metamorfito (SF-26) e do granito (SF-24K) associados ao Bela Joana guardam algumas semelhanças composicionais com as dos gnaisses São Fidélis.

V.3 - ANFIBÓLIOS

Os anfibólios foram determinados em duas amostras da unidade Bela Joana, no enderbito SF-54 e no gabro-norito SF-67; em duas amostras da unidade Angelim; e em uma amostra de xenólito granulítico (SF-03B) da unidade São Fidélis. As análises estão apresentadas na tabela V.4.

Os anfibólios analisados são cálcicos, e de acordo com a classificação geral dos anfibólios compilada por Leake (1978), esses minerais são caracterizados como: pargasita ferrosa (SF-75); hornblenda pargasítica ferrosa (SF-76 e SF-54) e magnésio-hornblenda (SF-67 e SF-03B). As composições dos anfibólios calculadas em base de 23 átomos de oxigênio, seguem as seguintes fórmulas:

FIGURA V.5 - Variações composicionais de granadas das diferentes unidades de rochas em função de Ca-Fe-Mg (nº de cátions da fórmula estrutural).

FIGURA V.6 - Diagrama de variação do Al^{IV} versus $(Na+K)_A$ para anfibólios das diferentes unidades de rochas, expresso pelo nº de cátions da fórmula estrutural.

TABELA V.4
COMPOSICAO QUIMICA DE ANFIBOLIOS

ANFIBOLIOS	BELA JOANA		ENCLAVE S. FIDELIS				ANGELIM			
Amostrad	SF-54		SF-67		SF-03B		SF-75		SF-76	
	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	41,63	41,79	45,07	44,82	44,51	44,41	40,77	40,83	40,41	40,43
TiO ₂	1,93	1,96	1,96	2,11	1,13	1,25	1,45	1,26	1,42	1,39
Al ₂ O ₃	12,95	12,54	10,75	10,84	12,04	11,87	13,32	13,78	13,25	13,29
FeO ⁺	17,07	16,91	11,24	11,44	13,66	13,88	21,30	21,40	21,13	21,64
FeO ⁻	16,23	16,41	10,27	11,30	11,52	12,29	19,50	19,12	20,71	21,04
Fe ₂ O ₃ ⁺	0,93	0,56	1,08	0,16	2,38	1,77	2,00	2,54	0,47	0,67
MnO	0,19	0,21	0,16	0,10	0,29	0,33	0,37	0,35	0,46	0,44
MgO	9,02	9,13	13,57	13,15	11,82	11,47	6,38	6,16	5,67	5,56
CaO	11,66	11,87	12,00	12,34	11,65	11,74	11,59	11,71	11,49	11,67
Na ₂ O	1,31	1,24	1,42	1,36	1,02	1,13	1,23	0,96	1,34	1,19
K ₂ O	1,80	1,78	0,81	0,90	0,97	0,92	1,46	1,42	1,66	1,67
Cl	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
F	0,45	0,45	0,22	0,23	0,04	0,07	0,18	0,08	0,14	0,18
Sub-total	98,12	97,98	97,31	97,32	97,40	97,26	98,26	98,21	97,03	97,54
OF	0,19	0,19	0,09	0,10	0,02	0,03	0,07	0,03	0,06	0,07
Total	97,93	97,79	97,22	97,22	97,38	97,23	98,19	98,18	96,97	97,47

Fórmula estrutural em base de 23 átomos de oxigênio

Si	6,291	6,327	6,601	6,590	6,550	6,564	6,243	6,234	6,291	6,275
Al ^{IV}	1,709	1,673	1,398	1,409	1,450	1,436	1,757	1,765	1,709	1,725
tet.	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,598	0,566	0,458	0,470	0,639	0,633	0,647	0,714	0,722	0,707
Fe ⁺²	2,052	2,078	1,259	1,390	1,418	1,519	2,497	2,442	2,696	2,731
Fe ⁺³	0,106	0,064	0,119	0,018	0,264	0,197	0,231	0,292	0,055	0,078
Mg	2,031	2,060	2,962	2,882	2,592	2,527	1,456	1,402	1,315	1,286
Mn	0,024	0,027	0,020	0,012	0,036	0,041	0,048	0,045	0,061	0,058
Ti	0,219	0,223	0,216	0,233	0,125	0,139	0,167	0,145	0,166	0,162
Oct.	5,030	5,018	5,034	5,005	5,075	5,056	5,046	5,039	5,016	5,022
Exc.Oct.	0,030	0,018	0,034	0,005	0,075	0,056	0,046	0,039	0,016	0,022
Ca	1,888	1,925	1,883	1,944	1,837	1,859	1,902	1,916	1,917	1,941
Na-M4	0,082	0,056	0,083	0,051	0,088	0,085	0,052	0,045	0,067	0,037
N4	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na-A	0,302	0,308	0,321	0,337	0,203	0,239	0,313	0,239	0,337	0,321
K	0,347	0,344	0,151	0,169	0,182	0,173	0,285	0,277	0,330	0,331
A	0,649	0,652	0,472	0,506	0,385	0,413	0,598	0,516	0,667	0,652

* Calculados segundo método de Papike et al. (1974)

O diagrama de variação da figura V.6, relaciona parâmetros como o de Al^{IV} (nº de átomos de Al na posição tetraédrica) em função do $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$, onde A é a cavidade situada entre as cadeias duplas tetraédricas. Os anfibólios analisados situam-se entre os campos das pargasitas e das hornblendas onde as razões $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ aproximam-se do valor 2:1 representativo das substituições pargasíticas, que é resultante das substituições edeníticas e tchermackíticas; a influência das substituições tchermackíticas é relativamente maior nas composições desses anfibólios.

V.4 - BIOTITAS

As biotitas foram determinadas em cerca de 21 amostras. Biotitas e granadas coexistentes foram analisadas em duas amostras da unidade Bela Joana, no enderbito SF-55 e no charno - enderbito SF-29, bem como em três amostras de cada uma das unidades Angelim, Catalunha e São Fidélis. Os resultados das análises das biotitas encontram-se na tabela V.5.

A composição das biotitas, segundo Deer et al. (1978), situa-se dentro do campo definido pelos extremos flogopita, annita, eastonita e siderofilita onde as principais substituições são em quantidades relativas de Fe^{+2} e Mg nas posições octaédricas e Si e Al nas posições tetraédricas dos minerais. Os autores consideram ainda, como está representado na figura V.7,

TABELA V.5
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS

BIOTITAS DO BELA JOANA

ENCLAVE

Amostras	SF-23	SF-29	SF-54	SF-55	SF-57	SF-58	SF-59A	SF-67	SF-70	SF-22A
SiO ₂	36,09	37,23	35,97	34,69	34,84	36,41	36,76	37,13	35,73	36,59
TiO ₂	5,28	5,03	4,94	5,37	5,04	4,83	5,18	5,02	4,04	5,14
Al ₂ O ₃	13,78	15,22	13,30	14,16	13,60	12,54	11,87	13,52	12,99	13,83
FeO	17,89	12,39	18,21	19,85	20,17	19,99	20,20	14,03	20,53	18,70
MnO	0,14	0,03	0,08	0,12	0,09	0,08	0,07	0,06	0,11	0,06
MgO	12,35	15,66	13,20	11,39	11,42	12,11	11,86	16,22	11,30	10,85
CaO	0,05	0,03	0,08	0,08	0,06	0,00	0,04	0,02	0,05	0,00
Na ₂ O	0,06	0,14	0,07	0,03	0,09	0,03	0,05	0,07	0,06	0,03
K ₂ O	9,84	9,82	9,70	9,68	10,07	9,90	9,57	9,22	9,68	9,59
BaO	0,17	0,04	0,72	0,55	0,33	0,43	0,26	0,53	0,19	0,91
Cl	0,03	---	0,02	0,01	0,02	---	0,02	---	0,05	0,02
F	1,09	0,92	0,73	0,40	0,95	0,67	0,53	0,26	0,47	0,37
Sub-total	96,77	96,51	97,02	96,33	96,68	96,99	96,41	96,08	94,73	96,09
O=F	0,46	0,39	0,31	0,17	0,40	0,28	0,22	0,11	0,20	0,15
Total	96,31	96,12	96,71	96,16	96,28	96,71	96,19	95,97	94,53	95,94

Fórmula estrutural em base de 22 átomos de oxigênio

Si	5,497	5,493	5,476	5,348	5,399	5,577	5,645	5,524	5,576	5,601
Al ^{IV}	2,474	2,507	2,387	2,573	2,483	2,265	2,150	2,371	2,389	2,399
	7,971	8,000	7,863	7,921	7,882	7,842	7,795	7,895	7,965	8,000
Al ^{VI}	---	0,140	---	---	---	---	---	---	---	0,095
Ti	0,605	0,556	0,566	0,623	0,588	0,557	0,599	0,562	0,474	0,591
Fe ⁺²	2,279	1,529	2,319	2,560	2,614	2,562	2,595	1,746	2,680	2,394
Mn	0,018	0,004	0,010	0,016	0,012	0,010	0,009	0,008	0,014	0,008
Mg	2,804	3,443	2,996	2,560	2,637	2,765	2,715	3,598	2,629	2,476
	5,706	5,675	5,891	5,816	5,871	5,894	5,918	5,914	5,797	5,564
Ca	0,008	0,005	0,013	0,013	0,010	0,000	0,006	0,003	0,008	0,000
Na	0,019	0,040	0,022	0,010	0,026	0,010	0,016	0,021	0,020	0,009
K	1,912	1,849	1,963	1,905	1,991	1,970	1,913	1,750	1,927	1,873
Ba	0,010	0,002	0,043	0,033	0,020	0,026	0,016	0,031	0,011	0,054

TABELA V.5
COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE BIOTITAS - CONT.

	ANGELIM			SÃO FIDELIS			ENCLAVE		CATALUNHA		
Amostras	SF-45	SF-75	SF-76	SF-08	SF-43	SF-44	SF-03B	SF-18	SF-19	SF-63	SF-76D
SiO ₂	35,24	35,16	35,10	38,94	36,62	36,57	36,76	37,76	39,40	37,44	37,05
TiO ₂	4,55	4,22	4,11	4,76	5,08	3,37	4,23	5,02	5,32	5,27	1,43
Al ₂ O ₃	14,61	15,49	14,54	15,44	16,76	17,89	13,44	15,66	15,08	16,12	15,99
FeO	21,97	23,58	24,86	14,58	15,68	17,80	16,00	13,85	11,03	12,08	17,85
MnO	0,09	0,24	0,32	0,03	0,07	0,03	0,10	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	9,76	7,63	7,30	10,61	11,12	10,04	15,67	12,92	12,99	14,70	13,45
CaO	0,04	0,09	0,07	0,05	0,02	0,03	0,09	0,03	0,05	0,04	0,03
Na ₂ O	0,06	0,09	0,10	0,08	0,08	0,11	0,09	0,16	0,06	0,04	0,04
K ₂ O	9,71	9,39	9,50	9,72	9,60	9,89	9,49	9,57	9,74	9,80	10,07
BaO	0,14	0,11	0,23	0,20	0,12	0,04	0,13	0,09	0,15	0,00	0,11
Cl	0,01	0,01	0,02	---	0,01	---	---	---	---	---	0,35
F	0,22	0,23	0,32	0,13	0,30	0,24	0,08	0,35	0,75	0,95	0,64
Sub-total	96,40	96,24	96,47	94,54	95,46	96,01	96,11	95,50	96,46	96,46	97,02
O=F	0,09	0,10	0,13	0,05	0,13	0,10	0,03	0,15	0,31	0,40	0,27
Total	96,31	96,14	96,34	94,49	95,33	95,91	96,08	95,35	96,15	96,06	96,75
Fórmula estrutural em base de 22 átomos de oxigênio											
Si	5,498	5,504	5,509	5,612	5,731	5,504	5,493	5,440	5,464	5,502	5,836
Al ^{IV}	2,502	2,496	2,374	2,388	2,269	2,496	2,507	2,560	2,536	2,498	2,164
	8,000	8,000	7,883	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,464	0,677	---	0,354	0,317	0,296	0,332	0,098	0,302	0,188	0,564
Ti	0,573	0,381	0,477	0,561	0,582	0,582	0,162	0,529	0,493	0,484	0,537
Fe ⁺²	1,969	2,240	2,005	1,721	1,342	1,484	2,249	2,837	3,065	3,259	1,828
Mn	0,009	0,005	0,013	0,002	0,002	0,002	0,001	0,012	0,031	0,042	0,004
Mg	2,488	2,251	3,500	2,876	3,222	3,221	3,020	2,246	1,766	1,705	2,369
	5,503	5,553	5,995	5,514	5,465	5,585	5,764	5,722	5,657	5,490	5,302
Ca	0,003	0,005	0,019	0,004	0,008	0,006	0,005	0,007	0,015	0,012	0,008
Na	0,024	0,034	0,027	0,047	0,017	0,011	0,012	0,020	0,027	0,031	0,024
K	1,838	1,900	1,814	1,814	1,807	1,839	1,935	1,912	1,862	1,900	1,858
Ba	0,007	0,003	0,008	0,005	0,008	0,000	0,003	0,009	0,007	0,014	0,012

FIGURA V.7 - Variação composicional de flogopitas-biotitas nas diferentes unidades de rochas, em função de $100 Fe^{+2} / (Fe^{+2} + Mg)$ e Si (nº de cátions da fórmula estrutural). A divisão entre os campos de flogopitas e biotitas é de Deer et al. (1978).

o campo das biotitas e das flogopitas numa proporção de $Mg: Fe = 2:1$. As maiores variações composicionais entre as amostras plota das nesse diagrama estão no campo das biotitas com razões $Fe^{+2} / Fe^{+2} + Mg$ entre 0,656 e 0,435, aparecendo também os valores entre 0,327 e 0,294 no campo das flogopitas para as amostras SF-29 e SF-67 da unidade Bela Joana e SF-19 e SF-63 para as da unidade Catalunha.

De acordo com Guidotti (1984), as variações composicionais do plano idealizado das biotitas são devidas às substituições entre Fe^{+2} e Mg e às substituições tchermackíticas entre (Mg, Fe^{+2}) , Si^{IV} e Al^{IV} , Al^{VI} , sendo que o espaço representado pelos membros extremos annita, flogopita, Al-annita e Al-flogopita são designados como plano da biotita; o termo biotita situa qualquer ponto dentro do plano e os de Al-flogopita e Al-annita correspondem aos termos eastonita e sidrofilita designados por Deer et al. (1978), respectivamente. As referidas substituições são plotadas como Al^{VI} versus $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ e representadas no diagrama da figura V.8. A maioria das amostras da unidade Bela Joana apresentam valores nulos ou muitos baixos (até 0,14 cátions / 6 posições octaédricas na amostra SF-29; q.v. tabela V.5) de Al^{VI} , enquanto que nas demais unidades a quantidade de Al^{VI} varia de quase zero no granitóide Angelim a 0,677 nos gnaisses migmatíticos São Fidélis; nas amostras do Catalunha o Al^{VI} apresenta valores intermediários a esses. Segundo o autor citado, as biotitas de rochas de afinidade pelítica e sem muscovita associada têm valores de Al^{VI} inferiores a 0,55 cátions/ 6 posições octaédricas, ao passo que as biotitas de rochas não pelíticas o conteúdo de Al^{VI} é relativamente baixo.

Guidotti (1984) também salienta o padrão de variação entre Al^{VI} e Ti^{VI} em função do grau metamórfico ou seja, com o desaparecimento das muscovitas, o Al^{VI} das biotitas diminui e pode em parte ser substituído pelo Ti^{VI} , que por sua vez aumenta com o grau de metamorfismo principalmente em presença de fases titaníferas como ilmenita ou rutilo que asseguram a saturação em titânio. As biotitas das amostras dos gnaisses migmatíticos Catalunha apresentam valores mais baixos de Al^{VI} (média de 0,325 cá-

FIGURA V.8 - Variação composicional de flogopitas-biotitas das diferentes unidades de rochas em função de $Mg / (Mg + Fe)^{+2}$ e Al^{VI} (nº de cátions da fórmula estrutural), segundo Guidotti (1984).

tions/6 posições octaédricas) e mais altos de Ti^{VI} (média de 0,571 cátions/6 posições octaédricas) comparativamente aos gnaiss São Fidélis que apresentam quantidades médias de Al^{VI} de 0,57 cátions e de Ti^{VI} de 0,477 cátions/6 posições octaédricas. As unidades Angelim e Bela Joana exibem também teores de titânio elevados nas biotitas, semelhantes às rochas meta-ígneas (em torno de 0,53 cátions/6 posições octaédricas) reportadas por Guidotti.

A correlação positiva do Ti^{VI} com $Mg/Mg + Fe^{+2}$ que ocorre nas biotitas das rochas metamórficas de alto grau tem sido observada por diversos autores em diferentes paragéneses. Nas biotitas determinadas (tabela V.5) nota-se também a correlação do Ti^{VI} com X_{Mg} que é mais pronunciada nas unidades Bela Joana e Catalunha relativamente às outras.

A soma do Si + Al na posição tetraédrica não atinge o valor esperado de 8 para as biotitas do Bela Joana (Tab. V.5), fato que alguns autores sugerem ser devido à substituição do Si^{+4} por Ti^{+4} nessa posição, porém Guidotti (1984) e Dymek (1983) consideram somente a incorporação do Ti^{+4} nas posições octaédricas das biotitas, e quanto maior o conteúdo do titânio nas mesmas, ou quanto maior o grau metamórfico, menor é a soma $(Si + Al)^{IV}$, sendo possível encontrar-se quantidade nula de Al^{VI} nas posições octaédricas de biotitas de rochas granulíticas; devido a diferença de carga as substituições entre Al^{IV} e Ti^{+4} devem envolver também outros elementos, sob forma de substituições acopladas que podem ser acentuadas sob condições de alto grau metamórfico.

A soma dos cátions na posição octaédrica das biotitas analisadas apresenta-se diferente do valor esperado de 6 cátions por 22 oxigênios (tabela V.5). Essa deficiência em cátions tem sido apontada na literatura em biotitas de diferentes graus metamórficos e composições. Uma pequena fração desta deficiência é atribuída a imprecisões analíticas ou ausência de análises de certos constituintes menores (como o Cr, Zn, etc.), no entanto, na maioria das vezes essa questão é explicada pela existência de vacâncias na posição octaédrica; o Fe^{+3} quase sempre

está presente nas posições octaédricas das biotitas, e só não é considerado em determinações por microsonda eletrônica devido à ineficiência desse método, se fossem calculadas as suas proporções a soma dos cátions nas posições octaédricas poderia se aproximar do valor esperado 6.

Os dados analíticos de F e Cl nas biotitas têm sido enfatizados relacionando a natureza dos fluidos metamórficos, porém, estudos teóricos e experimentais têm demonstrado que altos conteúdos de F em flogopitas deslocam os limites do campo de estabilidade desses minerais para mais altas temperaturas como as de facies granulito. Por outro lado, Valley et al. (1982) demonstraram que fases hidratadas são as únicas capazes de tomar F e Cl em substituição ao (OH), e que o conteúdo de F desses minerais, na maioria dos casos, está relacionado ao flúor presente na composição da rocha pré-metamórfica, sendo que principalmente nas biotitas a quantidade de flúor aumenta com o grau de metamorfismo, semelhante ao que acontece com o Ti^{VI} nas posições octaédricas. O cloro em biotitas naturais geralmente apresenta correlação negativa com a proporção de Mg nas posições octaédricas o que é ao contrário quando o elemento considerado é o Fe^{+2} .

A correlação positiva de F versus X_{Mg} ou $Mg / (Mg + Fe^{+2})$ nas biotitas das unidades Bela Joana (F variando de 0,26 a 1,09%) e Catalunha (F variando de 0,35 a 0,95%), conforme aparece no diagrama da figura V.9, sugere que nesses minerais há maior proporção de (OH) sendo substituída pelo flúor em contrapartida às biotitas do granitóide Angelim que são mais ricas em ferro e mostram conteúdos mais baixos de F (média de 0,26%) ; os gnaisses São Fidélis apresentam teor médio de F em torno de 0,20%, semelhante a biotitas de rochas meta-pelíticas da zona sillimanita (segundo Guidotti, 1984). As flogopitas do charno-enderbito SF-29 e dos gnaisses SF-19 e SF-63, comparativamente às de mais biotitas, apresentam as correlações mais significativas de F com X_{Mg} .

A quantidade de flúor nas biotitas do Bela Joana pode se correlacionar com o F herdado das composições origi-

FIGURA V.9 - Variação composicional da percentagem em peso de flúor com a fração molar de flogopita em biotitas das diferentes unidades de rochas (Guidotti, 1984).

nais das rochas, e de certa forma mostram-se comparáveis aos conteúdos de F das biotitas encontradas por Blattner (1980) nos charnockitos de Kondapalli, na Índia. Por outro lado, como não foi mencionado anteriormente, os anfibólitos do Bela Joana (amostras SF-54 e SF-67, com 0,33% de F em média) se comparados aos de Kondapalli apresentam teores de flúor relativamente mais baixos.

V.5 - FELDSPATOS

Foram analisados por microsonda eletrônica os feldspatos dos 24 diferentes tipos litológicos da área em estudo. Os resultados dessas análises encontram-se nas figuras V.10, V.11, V.12 e V.13 onde estão representados os valores médios de vários grãos por amostra de plagioclásio e feldspato alcalino sob forma de cristais maiores e da matriz, com algumas determinações de antiperititas.

O plagioclásio da unidade Bela Joana tem composição variando dentro do campo da andesina, no intervalo An_{34-52} , tanto nos cristais da matriz quanto nos cristais maiores, conforme pode ser observado na figura V.10a. No charnockito SF-64, o plagioclásio mais desenvolvido e o da matriz têm composição andesina cálcica situada no intervalo An_{36-37} . Nos charno-enderbitos SF-23, SF-58 e SF-70 a andesina cálcica situa-se em torno de An_{38-45} e a andesina sódica do charno-enderbito SF-59 mostra o intervalo An_{34-37} ; nos enderbitos SF-54, SF-55 e SF-57 a andesina cálcica varia de An_{37-50} . Os gabro-noritos apresentam a composição do plagioclásio dentro da faixa andesina cálcica (SF-59A com An_{44-50}) a labradorítica (SF-67 com An_{48-52}), enquanto que nos leuco-noritos (enclaves) o plagioclásio pode chegar a composições mais ricas em anortita (amostra SF-22A é de labradorita cálcica, An_{66-69} ; amostra SF-61A é de bytownita sódica, An_{76-80}).

O feldspato alcalino dos charno-enderbitos e do charnockito (SF-64) apresenta composição na faixa de Or_{84-92} , (figura V.10b), sendo que essas determinações foram feitas geralmen

FIGURA V.10 - A - Composição química dos plagioclásio da unidade Bela Joana, incluindo as rochas noríticas. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos.

te afastadas das porções pertíticas dos cristais; no charno-enderbuto SF-23 aparece a composição mais rica no componente ortoclásio (Or_{95-96}). O conteúdo de An desses feldspatos é sempre inferior a 1. As antipertitas determinadas nas amostras SF-58, SF-54 e SF-59A apresentam-se também ricas no componente ortoclásio (Or_{92-95} ; figura V.10b).

O plagioclásio predominante no granitóide Angelim é a andesina, sendo os termos cálcico (An_{40-44}) encontrados na amostra SF-45 e sódicos (An_{29-36}) encontrados nas amostras SF-75 e SF-76 (figura V.11a). O microclínio dessas amostras situa-se no intervalo Or_{88-91} (figura V.11b), sendo que a amostra SF-75 é relativamente mais enriquecida no componente ortoclásio (Or_{90-93}).

Algumas amostras do Bela Joana e do Angelim, conforme pode ser observado nas figuras V.10a e V.11a, apresentam os conteúdos relativos de anortita levemente enriquecidos se comparados com os respectivos cristais maiores analisados nas amostras, isto se deve a que as determinações de plagioclásio da matriz foram feitas em muitos casos dissociadas dos cristais maiores vizinhos, visando com frequência a análise de feldspatos coexistentes com minerais fêmicos. Em alguns desses casos, as determinações de plagioclásio de matriz podem estar mostrando recristalizações a partir de cristais passíveis de análise, visto que na maioria das amostras, individualmente, as composições dos feldspatos maiores e de matriz, são semelhantes entre si.

Nos gnaisses migmatíticos Catalunha a composição do plagioclásio é oligoclásio cálcico situado no intervalo An_{21-27} (figura V.12a), sendo que no gnaiss SF-19 e no cordierita granito SF-78D o conteúdo de anortita é mais baixo (An_{21-24}) se comparados aos outros gnaisses; nas amostras SF-18 e SF-78D os cristais da matriz apresentam composições relativamente mais baixas que os cristais maiores da mesma amostra. O feldspato alcalino dos gnaisses tem composição em torno de Or_{80-90} , com teor de anortita inferior a 1 (figura V.12b).

Nos gnaisses migmatíticos São Fidélis, o plagio-

FIGURA V.11 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade Angelim. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos.

FIGURA V.12 - A - Composição química dos plagioclâiso da unidade Catalunha. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos.

FIGURA V.13 - A - Composição química dos plagioclásios da unidade São Fidélis. - B - Composição química dos feldspatos alcalinos.

oclásio que predomina é a andesina sódica no intervalo An_{37-40} (figura V.13a); os cristais da matriz do gnaiss SF-44 apresentam o conteúdo de anortita relativamente mais baixo (An_{31-33}) que os outros gnaisses. Nos xenólitos granulíticos SF-08A e SF-03B a composição do plagioclásio situa-se na faixa da bytownita cálcica (An_{81-85} em SF-08A; An_{90-92} em SF-03B). O feldspato alcalino do gnaiss SF-44 (figura V.13b) tem a composição em torno de Or_{85-90} , enquanto que no gnaiss SF-08 as antipertitas são comparativamente mais ricas no componente ortoclásio (Or_{91-94}).

CAPÍTULO VI

METAMORFISMO

A ocorrência do ortopiroxênio é uma feição essencial nas associações minerais de charnockitos e granulitos, e sua presença é conciliada por condições de baixa a_{H_2O} durante a formação ou recristalização dessas rochas, não apresentando quantidades apreciáveis de fases hidratadas. Várias evidências, principalmente em inclusões fluidas, têm demonstrado a existência de fluidos ricos em CO_2 nos charnockitos (Ormaasen, 1977) e nos granulitos (Touret, 1971, 1974), sugerindo uma alta a_{CO_2} . As interpretações sobre o que representam e como se originam as inclusões ricas em CO_2 são diversas, algumas sugerem estar relacionadas com a gênese dos charnockitos (Wendlandt, 1981) e outras sugerem que o influxo de uma fase volátil rica em CO_2 que libera água como resultado da quebra dos minerais hidratados, sem fusão parcial, originando as rochas charnockíticas (Friend, 1981). Com relação à natureza dos voláteis como observado por Blattner (1980) na Índia, são altos os conteúdos de Cl e F associados às rochas charnockíticas.

O charnockitóide Bela Joana apresenta feições petrográficas, de química mineral e litogeoquímicas que evidenciam sua formação através de processos magmáticos. Entretanto, a presença do hiperstênio é essencial para diagnosticar a cristalização de uma associação mineral diretamente na facies granulito. Contudo, os estudos experimentais das fases minerais na facies granulito geralmente são feitos a partir de reações de equilíbrio entre as fases, na maioria dos casos caracterizando-as no metamorfismo progressivo ou retrogressivo. De certa forma, encontra-se uma certa dificuldade de analisar apuradamente a cristalização primária das rochas do Bela Joana.

Por outro lado, o metamorfismo subsequente à formação das rochas, sob condições de temperatura semelhantes às da

cristalização magmática das unidades Bela Joana e Angelim, prejudicam a análise dessa cristalização, sendo mais difícil distinguir os produtos de um outro processo. Tentativa nesse sentido foi feita anteriormente através da ordem de cristalização a partir dos minerais (itens VI.1d e IV.2.c), deduzida principalmente a partir das texturas das rochas mais preservadas de deformações e recrystalizações metamórficas. A seguir são feitas algumas considerações sobre a mineralogia primária dessas rochas, subdivididas nos itens de minerais sálicos e minerais fêmicos.

VI.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A MINERALOGIA PRIMÁRIA

VI.1.1.- Minerais Sálicos

Os intercrescimentos pertíticos e antipertíticos das unidades Bela Joana e Angelim apresentam em comum os mesmos caracteres texturais, e de certa forma podem ser considerados como produtos de exsolução que formaram núcleos, filetes ou gotículas estruturalmente orientados nos minerais. Esses intercrescimentos podem ter resultado de um abaixamento de temperatura com taxa de resfriamento relativamente rápida nas rochas, o suficiente para o processo não se completar, ou então o ambiente anidro de formação das rochas é que foi propício, preservando grande parte da desmisturação. De qualquer maneira, durante a cristalização deve ter havido disponibilidade de potássio para encontrar-se maior proporção do componente ortoclásio exsolvido no plagioclásio. A composição das antipertitas analisadas nas amostras SF 54, SF-58 e SF-59A do charnockitóide apresentam-se um pouco mais enriquecidas no componente Or ($\text{Or}_{92}\text{Ab}_{7,5}$ - $\text{Or}_{95}\text{Ab}_{4,5}$) comparativamente ao feldspato alcalino presente nas amostras (variando de $\text{Or}_{84}\text{Ab}_{15,5}$ - $\text{Or}_{92}\text{Ab}_{7,5}$; q.v. figuras V.10.b e V.11.b).

No sistema ternário dos feldspatos as variações composicionais dos minerais são dependentes da temperatura de cristalização e da pressão de H_2O . Dessa maneira, espera-se que o máximo de solução sólida entre os feldspatos ocorra a tempera-

tura 'solidus' e em sistemas anidros. Na figura VI.1 o campo delimitado pela curva L-KS-P representa a composição de dois feldspatos que coprecipitam em equilíbrio para rochas traquíticas onde as composições apresentam um máximo de solução sólida para esse sistema. Os feldspatos que apresentam composições ao longo das curvas L-KS e P-KS estão em equilíbrio com o líquido, apresentando composições ao longo da linha cotética D-KL; o ponto KS representa um feldspato em equilíbrio com o líquido KL, e as setas indicam a direção do abaixamento da temperatura (Tuttle & Bowen, 1958).

No diagrama triangular da figura VI.1 estão plotados os parâmetros normativos Ab-Or-An das rochas das unidades Bela Joana, Angelim e as composições médias dos cristais maiores de feldspatos determinados por microsonda eletrônica do Bela Joana, todos os dados foram recalculados para 100%. A curva AB, acima dos limites da curva L-KS-P, mostra uma tendência onde as amostras mais diferenciadas, como o charnockito SF-64 e os charno-enderbitos SF-23 e SF-24, se situam mais próximos do lado Ab-Or do diagrama; as amostras do granitóide Angelim aparecem acompanhando os charno-enderbitos. A presença de biotita nessas rochas pode deslocar um pouco os pontos normativos, pois todo o potássio da norma CIPW foi incorporado ao feldspato alcalino; os dados mesonormativos para duas amostras, indicadas por traços inclinados na figura VI.1, caem à esquerda da curva AB.

As composições médias dos cristais maiores de feldspatos do Bela Joana (Fig. VI.1) apresentam-se mais sódicas nos tipos litológicos mais diferenciados. A variação do componente anortita dos minerais não mostra diferenças significativas, tais como acontecem normalmente com rochas extrusivas onde se chegaria a maiores detalhes sobre a cristalização, conforme exemplificam Carmichael et al. (1974). Alguns cristais de feldspatos do Bela Joana apresentam um fraco zoneamento composicional onde a proporção do componente anortita entre as bordas e os centros dos cristais não excedem a 10%; por vezes essa variação está dentro dos limites de erro do método analítico ($\pm 3\%$).

FIGURA VI.1 - Diagrama normativo Ab-Or-An. As linhas L-KS-P e D-KL correspondem às de Tuttle & Bowen (1958). A curva AB corresponde à tendência de diferenciação das amostras de rocha total das unidades Bela Joana e Angelim.

VI.1.2 - Minerais Fêmicos

VI.1.2.a - Bela Joana

Os minerais fêmicos principais associados ao hiperstênio nas rochas charnockíticas do Bela Joana são a granada e o clinopiroxênio, que não estão presentes em todas as amostras estudadas. De acordo com os estudos experimentais de Green & Ringwood (1967), a associação ortopiroxênio + plagioclásio, classificada como de média pressão é a que caracteriza o Bela Joana, sendo que a associação de clinopiroxênio + almandina, de alta pressão, não foi encontrada nessas rochas. A associação ortopiroxênio + plagioclásio torna-se instável se P_T exceder a um valor particular a T constante, reagindo para produzir clinopiroxênio + granada + quartzo, porém, sob determinadas condições físicas estimadas pelos autores, a 700°C e a P de 8 a 10 kb, ocorre a associação com as cinco fases clinopiroxênio + granada + quartzo + ortopiroxênio + plagioclásio, que se estabilizará na interface de média - alta P. Portanto, condições próximas às estimadas pelos referidos autores podem ter ocorrido durante a formação das rochas de Bela Joana.

As paragêneses que caracterizam o Bela Joana são:

- (1) ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo;
- (2) ortopiroxênio + plagioclásio + almandina + ortoclásio + quartzo;
- (3) ortopiroxênio + plagioclásio + ortoclásio + quartzo.

A paragênese (1) ocorre nas rochas (gabro- noritos SF-67, SF-59A e no enderbite SF-54) que contêm relativamente maior conteúdo em Mg, evidenciando que a condição de estabilidade dos minerais é também dependente da composição (ou da razão MgO/FeO) das rochas, de maneira semelhante aos granulitos máficos da Índia, descritos por Manna & Sen (1974). A hornblenda associada à paragênese (1) na amostra SF-67 tem características texturais que em grande parte indicam ser primárias, enquanto que as hornblen-

das presentes nas amostras SF-59A e SF-54 mostram feições de instabilidade textural relativamente aos piroxênios, sendo derivadas de transformações metamórficas (q.v. itens IV.1 e IV.1.1). Sen & Ray (1971b) enfatizaram que a partir da análise das razões Mg/Fe^{+2} da hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistentes pode-se deduzir se o anfibólio é primário. A razão $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ da hornblenda na amostra SF-67 é intermediário entre os dois piroxênios (0,63 no ortopiroxênio; 0,86 no clinopiroxênio); fato que não ocorre entre os minerais da amostra SF-54.

As paragêneses (2) e (3) que caracterizam o Bela Joana são correlacionáveis às encontradas por De Waard (1965) nos charnockitos e granulitos félsicos de Adirondacks, onde o par ortopiroxênio + plagioclásio representa a associação mineralógica clássica, diagnóstica da facies piroxênio granulito. O autor sugeriu que a presença da granada seria controlada pela composição das rochas, sendo que nos charnockitos o aparecimento da granada teria sido concomitante com o ortopiroxênio nas variedades de rochas mais ricas em alumínio. Entretanto, os estudos experimentais de Green & Ringwood (1967) demonstraram que o desenvolvimento da granada é inibido pelo alto conteúdo de Mg nas rochas, ou então somente aparece em rochas ricas em Mg sob condições de P-T maiores se comparadas com rochas mais ricas em Fe; a presença do ferro como maior componente possibilita o aparecimento da granada a mais baixas pressões.

Martignole & Schrijver (1973) mostraram que a presença da granada nos anortositos de Adirondacks estaria relacionada à razão $100 Mg/Mg + Fe^{+2}$ nas rochas, e de acordo com seus dados a granada estaria geralmente ausente em rochas onde essa razão excede a 45. Tal relação também foi encontrada posteriormente por McLelland & Whitney (1977) nas rochas do Adirondacks. A razão $100 Mg/Mg + Fe^{+2}$ nas rochas do Bela Joana varia entre 28 e 34, de onde se conclui que, praticamente todas as amostras analisadas seriam composicionalmente propícias ao desenvolvimento de granada, que de fato está presente se observada em escala de amostras de mão ou de afloramento, mesmo que não tenham sido encontradas nas seções delgadas da maioria das amostras; o gabro -

norito SF-67 é uma exceção, apresentando a composição relativa mais magnésiana entre as amostras estudadas.

As relações petrográfico-mineralógicas do Bela Joana indicam a cristalização simultânea da granada almandina com o ortopiroxênio e o plagioclásio, e em alguns casos, também com o feldspato alcalino (q.v. itens IV.1a,b,c,d). Contudo, evidências texturais como as de simplectitos de quartzo-granada, como ocorrem nos granulitos de Saltora, na Índia (Manna & Sen, 1974), são aceitas como produtos de uma das reações modelo de granada :

$$(4) \quad 4 \text{ ortopiroxênio} + 2 \text{ anorita} + 2 \text{ granada } (\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})_2) + 2 \text{ quartzo.}$$

No Bela Joana, grande parte da granada provém dessa transformação, não sendo raro encontrar-se cristais de granada com inclusões pequenas de feldspatos ou de ortopiroxênio, ou então grãos simplectíticos a quartzo, porém, os cristais com formas regulares e quase isentas de inclusões ou sem intercrescimentos (p.ex. amostra SF-29) podem também ter-se originado a partir dessa reação. Essas relações texturais são sugestivas de cristalização em equilíbrio, ainda dentro do campo de estabilidade do mineral, sendo que a granada em cristais 'limpos' e sem intercrescimentos podem ser indicativos de estágios iniciais na sequência de cristalização, ao passo que os grãos intersticiais e os simplectitos de quartzo-granada podem ser evidências de estágios tardios da cristalização (somente com o decréscimo da P). A ausência de zoneamento composicional ou bordas de reação nas granadas também podem implicar na cristalização do mineral a níveis onde a granada ainda era estável.

Parte das feições acima relacionadas para o Bela Joana foram reproduzidas em laboratório e podem ser comparadas com os dados experimentais de Green & Ringwood (1968a). Os autores mostraram que as granadas naturais de riodacitos, ricas em almandina contendo subordinadamente piropo (16 a 30%), grossulária (7 a 20%) e esferossatita (0,5 a 2,5%), são a fase 'líquidus' de magmas cálcico-alcalinos envolvendo também a cristalização em equilíbrio do quartzo sob condições de 9 kb e 840°C. Se-

gundo os mesmos autores, a temperatura 'liquidus' e a natureza da 'liquidus' são governadas pela P_{H_2O} , sendo que em magmas onde $P_{H_2O} \ll P_{litostática}$ a temperatura 'liquidus' será alta, com pressão também alta para obter a granada próximo à fase 'liquidus'. Se há desequilíbrio com o magma, a mais baixas P-T, as bordas dos minerais começam então a ser reabsorvidas e a reagir para diferentes fases, quando então são encontradas bordas de cordierita-hiperstênio na granada.

A partir dos dados experimentais, pode-se correlacionar o intervalo P-T de cristalização em equilíbrio das granadas do Bela Joana como muito próximas à temperatura e à pressão do 'liquidus' estimadas por Green & Ringwood (1968a). Por outro lado, as almandinas dos maciços granitóides de Bressanone e Vedrette di Ries, na Itália (Bellieni et al., 1979) apresentam características texturais semelhantes às do Bela Joana. As condições físicas de cristalização dos maciços não são muito diferentes às determinadas para as granadas por Green & Ringwood (1968a) que, segundo Bellieni et al. (1979) indicaram condições de pressão de ≥ 10 kb e temperatura de 950°C, com uma proporção de H_2O em torno de 5%.

As evidências texturais das rochas pouco transformadas e deformadas (cf. item IV.1.d) mostram a presença de biotitas provenientes de cristalização precoce ainda preservadas, aparecendo como inclusões nos piroxênios, nos feldspatos ou mesmo nas granadas. Composicionalmente esses minerais são biotitas e flogopitas que têm como características principais o enriquecimento em Ti^{VI} , X_{Mg} e F, sendo compatíveis a um deslocamento do campo de estabilidade desses minerais para temperaturas mais elevadas (cf. item V.1.4).

Contudo, estudos experimentais têm demonstrado que a cristalização de flogopita a partir de um magma depende da atividade de H_2O , em que uma concentração significativa de K_2O e uma atividade de MgO superior a 0,2% favoreceriam a cristalização do mineral nos estágios iniciais de uma sequência. Hewitt & Wones

(1984) examinaram uma série de experimentos que demonstram a cristalização da flogopita diretamente de um líquido ou a partir da reação:

Uma queda de temperatura mantendo-se a P_{H_2O} e a P_T levaria a reação da olivina com o líquido para formar a flogopita, tendo como exemplo a reação (5). Uma queda de pressão no magma que contenha fenocristais de flogopita poderia levar à reabsorção da flogopita e/ou sua decomposição em feldspatos e piroxênio.

Entretanto, sob condições anidras ou somente quando CO_2 está presente a pressões crustais, Wendlandt (1981) assinala que em charnockitos as composições são consistentes com ortopiroxênios, feldspatos e quartzo; se qualquer quantidade de H_2O está presente na composição inicial, então a flogopita é estabilizada como uma fase 'solidus' a pressões acima de 0,5 kbar. A esse respeito Martignole (1979) também pondera que, mesmo que os charnockitos sejam gerados sob condições relativamente anidras, algumas ocorrências têm apresentado saturação em H_2O nos estágios terminais da cristalização. Portanto, considerando a afinidade levemente alcalina das rochas, a natureza dos fluidos que reequilibraram por último (flúor) na estrutura e a própria composição das micas, tais características sugerem a presença de uma quantidade de água suficiente para a formação de micas como fases discretas no Bela Joana.

VI.1.2.b - Angelim

Os principais minerais fêmicos do granitóide Angelim que são interpretados como provenientes da cristalização magmática são a granada e a hornblenda pargasítica. A biotita em grande parte pode ser derivada de transformações a partir dos minerais principais. A seguir é feita a correlação de algumas ca-

racterísticas mineralógicas do granitóide Angelim com os dados experimentais, a partir dos quais se pode traçar em linhas gerais o caminho da cristalização da unidade.

As evidências geológicas têm demonstrado que muitos magmas graníticos são subsaturados em H_2O durante grande parte do seu esfriamento. Entretanto, mesmo sob fugacidade de H_2O pouco elevadas, com o decréscimo da temperatura, aumenta a quantidade de H_2O no líquido magmático como consequência da cristalização dos minerais anidros. Nessas condições, os experimentos de Naney (1983), realizados a pressões de 2 a 8 kbar, mostraram que a estabilidade térmica da hornblenda em composições granodioríticas é função do conteúdo de CaO e de H_2O no sistema, chegando a um máximo de $980^\circ C$ quando há 4,5% de H_2O presente. Por outro lado, segundo os dados do autor, a hornblenda e o clinopiroxênio coexistem nos sistemas ricos em cálcio, sendo que a atividade de $CaAl_2Si_2O_8$ apresenta um papel controlador da estabilidade desses minerais em magmas cálcico-alcálicos. De acordo com os dados de Green & Ringwood (1968b), em magmas intermediários hidratados a granada se forma a pressões relativamente baixas, sendo que à temperatura do 'liquidus' o anfibólio, ao invés da granada, é que cristaliza; a granada se forma próximo à fase 'liquidus' dentro de um intervalo limitado de P-T, dependendo do conteúdo de H_2O .

Com relação ao que foi exposto acima, no granitóide de Angelim, a hornblenda e o clinopiroxênio da amostra SF-45, mesmo ocorrendo em quantidades traço, aparecem na rocha de composição relativamente mais cálcica (razão $CaO/K_2O = 1,7$) da unidade, e de certa forma esses minerais podem representar as fases iniciais preservadas da sequência de cristalização. Vale lembrar que a associação hornblenda-clinopiroxênio também está presente no quartzo diorito (amostra SF-75F) que é interpretado como enclave autolítico do granitóide (q.v. item IV.2.e).

Embora a hornblenda seja relativamente mais abundante do que a granada nas amostras estudadas, os dois minerais quando coexistem tendem a apresentar feições de equilíbrio textural sugerindo contemporaneidade na cristalização. A variabilidade

de ocorrência entre granada e hornblenda podem ser atribuídas também a pequenas flutuações da atividade de água, ou mesmo, a uma cristalização um pouco mais precoce da granada, sob condições de temperatura 'liquidus'; na amostra SF-75C podem ser observadas inclusões de granada no plagioclásio. McLelland & Whitney (1977) relacionam as variações da atividade de H_2O e da fugacidade de O_2 como fatores importantes na variabilidade de ocorrência da granada nas rochas de Adirondacks. Aumentando a a_{H_2O} é favorecida a formação da hornblenda e/ou biotita como fases adicionais ao invés da granada nas reações; a baixa fugacidade de oxigênio favorece a formação da granada, tal como é demonstrado nos trabalhos experimentais de Hsü (1968), onde a estabilidade da granada rica em almandina é dependente da fugacidade de O_2 .

Relacionando a presença da granada à composição das rochas, as amostras analisadas do granitóide Angelim apresentam a razão $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ variando entre 0,25 e 0,29, portanto, composicionalmente as rochas são propícias ao desenvolvimento da granada. O componente almandina como fator principal nas granadas favorece o seu desenvolvimento a pressões relativamente baixas, muito próximas às encontradas por Green & Ringwood (1968a) para almandinas naturais em riódacitos.

As biotitas do Angelim são ricas em ferro, apresentando as razões $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ em torno de 0,35 que é diretamente proporcional às razões encontradas nas rochas hospedeiras. As hornblendas dessas rochas também são ricas em ferro, sendo que o valor de X_{Mg} (0,37 na hornblenda da amostra SF-75) do mineral é levemente maior do que o encontrado para as biotitas coexistentes. O coeficiente de distribuição ou K_d .Mg-Fe para hornblendas e biotitas correspondem a valores ao redor de 1,0, semelhante aos encontrados nas hornblendas e biotitas em equilíbrio por Saxena (1968) nos charnockitos de Varberg, na Suécia. O K_d é apontado como um fator químico importante na distinção entre biotitas transformadas da hornblenda e biotitas cristalizadas a partir de líquidos magmáticos. As biotitas do granitóide estudado por Mason (1985) no batólito costeiro do Peru apresentaram valores de K_d em torno de 1,6, e os exemplos de biotita transformada da

hornblenda encontradas pelo autor indicaram valores ao redor de 1,0.

Entretanto, nem todas as biotitas do Angelim são provenientes de transformações, o mineral também mostra evidências restritas de cristalização precoce, aparecendo em algumas amostras como inclusões preservadas nos feldspatos. Segundo Naney (1983), a biotita pode ser esperada sob condições relativamente mais 'secas' em sistemas naturais do que aquelas requeridas para a estabilidade da hornblenda.

VI.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE AS TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS

As transformações metamórficas de alto grau, acompanhadas de deformações, afetaram de maneira peculiar as rochas da área de São Fidélis. Nas unidades Bela Joana e Angelim o processo metamórfico atuou de forma variável, mas não promoveu o desaparecimento completo dos minerais originais nas rochas mais afetadas, ao passo que nas unidades Catalunha e São Fidélis o processo gerou evidências de anatexia típica de gnaisses migmatíticos (conforme Mehnert, 1968).

VI.2.1 - Minerais Sálícos

A desmisturação dos feldspatos observada na maioria das amostras do Bela Joana e do Angelim e referida anteriormente no item VI.1.1, tanto pode ter-se originado por ocasião do abaixamento de temperatura magmática quanto pode ter-se formado sob condições de temperaturas metamórficas. De Waard (1967) usou a presença de mesopertitas como uma indicação da temperatura mínima do metamorfismo de facies granulito, assumindo que a mesopertita represente exsolução de um feldspato originalmente homogêneo. De qualquer forma, o aparecimento das pertitas ou antipertitas nos feldspatos do Bela Joana e do Angelim reflete migra-

ções de materiais intragranulares, condicionados pelas estruturas cristalinas dos minerais.

Entretanto, a matriz recristalizada do Bela Joana, constituída principalmente por minerais quartzo - feldspáticos e que aparece em diferentes proporções nas rochas, é que pode ser considerada a geração de cristais sálicos desenvolvidos com o metamorfismo. Parte dessa matriz, particularmente os feldspatos apresentam finas antipertitas (testemunhos da desmisturação durante o metamorfismo), e outra parte, a geração de cristais relativamente mais finos, é constituída por grãos feldspáticos límpidos ou sem desmisturação. Praticamente toda a matriz recristalizada encontrada nas rochas maciças, foliadas e gnáissicas, está condicionada a intensidade das deformações que afetaram as rochas e formou-se às expensas dos cristais quartzo-feldspáticos primários (cf. itens IV.1.a,b,c). O desenvolvimento da matriz representa o estágio mais avançado da migração de materiais para fora dos feldspatos originais, cristalizando os grãos independentes da matriz.

As análises químicas dos feldspatos de algumas amostras do Bela Joana apresentam diferenças nas composições. A maior parte do plagioclásio da matriz das amostras SF-55, SF-54, SF-29 e SF-23 (Fig. V.10a) apresentam a tendência a um leve enriquecimento no componente albita; essas amostras são dos domínios foliados ou gnáissicos onde são mais evidentes o metamorfismo e as deformações na unidade.

A matriz granoblástica das rochas do Angelim também ocorre em proporções variáveis, e grande parte dos minerais quartzo-feldspáticos desenvolveram-se com o metamorfismo. Os feldspatos granoblásticos tendem a mostrar-se sem desmisturação, e como pode ser observado na figura V.11.a, os cristais de plagioclásio, sobretudo das amostras SF-45 e SF-76, apresentam um leve enriquecimento em albita comparativamente aos cristais maiores.

VI.2.1.1 - Gnaisses migmatíticos

De modo geral, não há diferenças significativas nas composições de plagioclásio porfiroblástico (ou porfiroclástico) e a matriz das rochas analisadas do Catalunha e do São Fidélis, sugerindo uma derivação direta por recristalização dos cristais da matriz. Contudo, mudanças composicionais um pouco acentuadas entre os feldspatos porfiroblásticos e a matriz podem ser observadas nas amostras SF-18, SF-78D (Fig. V.12a) e SF-44 (Fig. V.13a), que também apresentam um conteúdo relativamente maior em feldspatos (q.v. Tabela IV.4., análises modais, cap. IV).

Os intercrescimentos pertíticos e antipertíticos dos feldspatos porfiroblásticos dos gnaisses representam pequenos domínios orientados e esparsos nos cristais que, segundo Mehnert (1968), são comuns em rochas anatécnicas de alta temperatura. O conteúdo do componente ortoclásio ($Or_{91-94}-Ab_{5-7}$) analisado nas antipertitas do gnaisse SF-08 do São Fidélis, sugere a elevada solubilidade de potássio no plagioclásio em altas temperaturas. Os intercrescimentos mais irregulares, como gotas ou manchas, nos feldspatos já sugerem processos avançados de migração ou de substituição dentro dos cristais; as manchas albíticas (com geminações polissintéticas em direção às bordas dos porfiroblastos) que ocorrem com frequência nos minerais, parecem indicar reações entre os feldspatos a temperaturas metamórficas relativamente mais baixas. De acordo com Mehnert (1968), o processo de deformação também pode promover ou ampliar a desmisturação entre os feldspatos pertíticos através da coalescência das pequenas unidades exsolvidas de albita, sendo que o tamanho e a forma das pertitas não é só função da temperatura, mas depende também da história geológica das rochas, especialmente dos efeitos das deformações (q.v. itens IV.3a e IV.4a).

VI.2.2 - Minerais Fêmicos

VI.2.2.a - Bela Joana

As principais transformações metamórficas que ocorrem entre os minerais fêmicos do Bela Joana já foram mencionadas anteriormente nos itens IV.1.a,b,c e descritas também no item IV.1.e. Aborda-se aqui alguns aspectos dessas transformações relacionando-se as principais reações entre os minerais onde há a quebra de associações anidras para hidratadas.

1. *As transformações dos piroxênios para anfibólios e biotitas* são comuns no Bela Joana, podendo-se observar em algumas amostras somente o desenvolvimento inicial de minerais hidratados nas bordas de piroxênios, e em outras amostras reações mais avançadas, restando núcleos de piroxênio em meio a produtos de transformação. Na maioria dos casos, as reações não chegaram a se completar, em parte devido ao esgotamento de algum dos reagentes (água por ex.) ou em parte devido a razões cinéticas; fatores catalíticos das reações como as deformações, são importantes considerando-se que atuaram com intensidades diferentes na unidade charnockitóide.

A passagem do *ortopiroxênio* para *hornblenda* envolve fases adicionais como fontes de Ca, Al e Na para a formação do anfibólio. A participação do plagioclásio é importante na seguinte reação simplificada proposta por Beach (1980):

Nessa reação o Ca é consumido, podendo advir do plagioclásio, tornando-o um pouco mais albitico. Entretanto, o

hiperstênio das rochas também mostra passagem para *cummingtonita* geralmente em proporções subordinadas, necessitando da participação de sílica para a reação proposta:

A *cummingtonita* geralmente aparece em rochas pouco transformadas, e segundo Kerr (1978), esse mineral apresenta a razão Fe/Mg relativamente menor do que o ortopiroxênio, levando ao desenvolvimento de opacos de ferro na associação. Com o avanço das transformações, a *cummingtonita* reage com o plagioclásio, originando-se a hornblenda que aparece a partir das bordas da *cummingtonita*.

A transformação do *ortopiroxênio* em *biotita* e *quartzo* necessita da participação do feldspato alcalino, segundo a reação simplificada:

Em rochas que não contêm feldspato alcalino, Kerr (1979) sugere o envolvimento do componente ortoclásio das antipertitas para a formação de biotitas. Algumas lamelas de biotita podem conter quartzo (geralmente venular), demonstrando a possível migração de sílica nas rochas; parte dessa sílica pode ser utilizada na reação (VI.2). As razões Fe/Mg de biotitas e ortopiroxênios não apresentam diferenças marcantes para favorecer o desenvolvimento de opacos na associação.

Por outro lado, De Waard (1965) sugeriu reações para as rochas de Adirondacks que indicavam a transição da facies almandina-anfibolito para a facies granulito durante o metamorfismo progressivo. A esse respeito, pode-se salientar que a

reação simplificada:

é considerada também como característica para o desaparecimento do ortopiroxênio, levando ao aparecimento concomitante de hornblenda e biotita. Esse tipo de reação pode ser proposta para a Bela Joana como indicação da transição de facies granulito para associação de facies anfibolito durante o retrometamorfismo.

A transformação do *clinopiroxênio* em *hornblenda*, como ocorre no enderbito SF-54 ou no gabro-norito SF-59A, apresenta como subprodutos o quartzo e a magnetita. O plagioclásio é envolvido como a fase adicional na reação, tal como ocorre com a reação (VI.1) a partir do ortopiroxênio, também proposta por Beach (1980):

Essa reação libera Ca, sendo que nenhuma fase rica em cálcio pode ser observada nas rochas, possivelmente esse cálcio tenha ido completar em parte o que é consumido na reação (VI.1) quando há a quebra combinada dos dois piroxênios. O aparecimento da magnetita em parte se deve à mais baixa razão Fe/Mg da hornblenda relativamente ao clinopiroxênio.

A passagem do *clinopiroxênio* para o *anfibólito* da

série tremolita-actinolita em proporções subordinadas no grabro-norito SF-59A, ocorre praticamente sem o envolvimento de fases adicionais, devido à semelhança química entre esses minerais. A reação simplificada proposta por Beach (1980) é:

Da mesma forma que a reação (VI.5), o quartzo e a magnetita vão aparecer associados ao anfíbólio; o excesso de ferro da reação é que origina a magnetita. O desenvolvimento da biotita a partir do clinopiroxênio deve ser semelhante à reação (VI.3), com o envolvimento de uma fonte de K^+ adicional, possivelmente o feldspato alcalino, porém, raramente foi observada alguma fase abrigando o Ca resultante dessa reação, é possível que parte do cálcio tenha permanecido no sistema para voltar a ser reagente noutras reações (p.ex. a reação VI.1).

2. A transformação de anfíbólio em biotita é uma feição comum no Bela Joana, sendo necessário para tanto uma fonte de K segundo a reação de Beach (1980):

Essa reação libera Ca^{+2} , Na^+ , $(\text{Mg,Fe})^{+2}$ e sílica, sendo que o Na pode ser incorporado no plagioclásio albítico e a sílica no quartzo que normalmente é visto como inclusões venulares na biotita; o Ca e o ferro podem ser perdidos para o sistema. Raramente são encontrados o epidoto e o esfeno associados à biotita derivada da hornblenda no Bela Joana; epidoto e esfeno podem consumir parte do Ca^{+2} e do Fe liberados, porém, a for

mação de epidoto necessita de um excesso de Al na reação (VI.7), sugerindo o envolvimento do feldspato potássico como reagente. Relacionando-se o coeficiente de distribuição a esses minerais, tem-se que as biotitas derivadas de hornblenda do enderbito SF-54 e do gabro-norito SF-67 apresentam valores de $K_d.Mg-Fe$ em torno de 1,0, semelhantes aos encontrados, nas hornblendas e biotias em equilíbrio, por Saxena (1968) nos charnockitos de Varberg, na Suécia.

3. A transformação da granada em biotita ocorre comumente nas rochas, e correlacionando-se a associação com granada de De Ward (1965) para o metamorfismo progressivo, a reação proposta para a quebra das granadas do Bela Joana torna-se:

Essa reação é coerente com o desenvolvimento do quartzo nas fraturas da granada ou associado à biotita. Em rochas onde o feldspato alcalino é praticamente ausente, parte do componente ortoclásio das antipertitas pode suprir a deficiência em potássio, como sugerido por Kerr (1979).

O surgimento das biotitas transformadas a partir de piroxênios ou mesmo de anfibólios, como visto acima, geralmente envolve feldspatos nas reações. A biotita também aparece associada à matriz recristalizada quartzo-feldspática, estando presente em pequenas proporções em amostras pouco transformadas ou mesmo em proporções relativamente maiores (até pelo menos 20% em volume; tabela IV.1, cap. IV) nas mais afetadas pela deformação e metamorfismo. Para a formação da biotita secundária é necessário o ingresso de pelo menos Fe e Mg aos minerais da matriz recristalizada, o que pode ser relacionado a uma possível redistribuição de elementos nas rochas (uma parte pode ser o a-

proveitamento dos subprodutos da reação VI.7). A entrada de fluidos ricos em potássio pode ter sido responsável por algumas reações geradoras de biotita, principalmente nos tipos litológicos deficientes em feldspato alcalino como fonte de potássio.

A composição química de biotitas apresenta um padrão de variação de Al e Ti em função do grau de metamorfismo (cf. item V.4). Contudo, Janardhan et al. (1982) consideraram a distribuição do F entre anfibólios e biotitas coexistentes como um dos critérios para estabelecer se os minerais são retrometamórficos ou primários nas rochas charnockíticas do sul da Índia. As biotitas primárias de uma determinada área apresentavam conteúdos de flúor relativamente constantes (entre 1 e 1,5%) e superiores às biotitas de origem retrometamórficas, entre essas últimas as derivadas de ortopiroxênios e anfibólios. Os autores reconheceram também as biotitas retrogressivas, associadas com biotitas aparentemente primárias, pela textura e baixos conteúdos em F e TiO_2 .

No Bela Joana, as flogopitas do charno-enderbito SF-29 apresentam feições texturais e químicas significativas que podem ser atribuídas como primárias; os conteúdos relativamente elevados em TiO_2 e F (tabela V.5) de outras biotitas (amostras SF-23 e SF-57) também pode levar à mesma conclusão. Por outro lado, biotitas e anfibólios coexistentes no enderbito SF-54 e no gabro-norito SF-67 apresentam conteúdos em flúor relativamente similares, demonstrando que os minerais reequilibraram-se quimicamente entre si, durante o metamorfismo.

VI.2.2.b - Angelim

A biotita pode ser o mineral fêmico principal em grande parte das amostras do Angelim. A composição química de três amostras do granitóide indicam que a biotita provém principalmente da transformação da hornblenda (cf. item VI.1.2.b), porém, evidências de biotita primária também foram referidas no i-

tem, IV.2.c.

- A transformação da hornblenda em biotita requer uma fonte de potássio e deve ser semelhante à reação (VI.7) descrita anteriormente, sendo facilmente encontrados nesse caso as fases que abriguem os subprodutos da reação. Entre os subprodutos ocorrem o quartzo, epidoto, esfeno, carbonato e magnetita (às vezes também a ilmenita) associados à biotita, geralmente observados entre as lamelas, podendo também encontrar-se aí restos de hornblenda. As relações químicas da biotita transformada da hornblenda já foram referidas no item VI.2.2.

- A transformação da granada em biotita envolve o feldspato alcalino como fase adicional, segundo a reação simplificada:

A reação é coerente com quartzo e muscovita observados entre as lamelas de biotita em grande parte das amostras do Angelim; a muscovita aparece preferencialmente sob a forma de intercrescimentos. O aparecimento de magnetita associada à biotita se deve à razão Fe/Mg relativamente alta da almandina (entre 0,81 e 0,87).

A biotita associada à matriz granoblástica quartzo-feldspática pode ter recebido os elementos ferromagnesianos necessários para sua formação através de uma redistribuição geral dos elementos nas rochas. As transformações dos minerais em grande parte estão condicionadas a um aporte de água ao sistema durante o metamorfismo, favorecendo em alguns casos a entrada de potássio em rochas deficientes em feldspato alcalino, e gerando a biotita que é abundante no granitóide.

VI.2.2.c - Gnaisses migmatíticos

Os gnaisses migmatíticos podem ser separados em níveis fêlsicos e fêlsico-intermediários mais ou menos ricos em biotita e granada (cf. itens IV.3.a e IV.4.a). De outra forma, os níveis leucocráticos e mesocráticos se correlacionariam respectivamente a leucossomas e mesossomas, adotando-se uma nomenclatura descritiva como apontada por Johannes & Gupta (1982) e Henkes & Johannes (1981). Segundo esses autores a principal diferença entre mesossomas e leucossomas é o conteúdo em feldspato alcalino, sendo que a quantidade de leucossoma aumentaria gradualmente com o metamorfismo; os níveis de neossoma corresponderiam aos níveis gnáissicos relativamente mais ricos em minerais fêlicos. Os leucossomas do Catalunha e do São Fidélis estariam relacionados aos níveis mais ricos em matriz granoblástica ou aos níveis e listras fêlsicas, bem como ao cordierita granito (amostra SF-78D) ou mesmo aos níveis graníticos (amostra SF-08B) intercalados aos gnaisses migmatíticos.

As texturas dos leucossomas do Catalunha e do São Fidélis, incluindo-se os níveis e listras graníticas (p. ex. amostras SF-78D, SF-03, SF-08B) e as porções de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses homogêneos (SF-06, SF-21 e SF-22), apresentam feições comuns entre si que indicam ser remanescentes dos gnaisses que lhes deram origem. Entre essas feições se destacam as inclusões nos porfiroblastos de feldspatos (algumas feições são poiquiloblásticas) e de quartzo, como as de biotita, de quartzo nos feldspatos, plagioclásio no K-feldspato, feldspatos no quartzo, K-feldspato no plagioclásio, rutilo, ilmenita, magnetita ou esfeno. Tais texturas também indicam que durante o metamorfismo essas porções de rochas foram parcialmente fundidas e cristalizadas, englobando os minerais reliquiais.

Por outro lado, os níveis gnáissicos ou mesossomas das unidades que em grande parte aparecem preservadas como bandas permitem supor também que porções de leucossomas possam ter se desenvolvido de um material fonte relativamente mais fêl-

sico do que os mesossomas encaixantes. Porém, nem todos os leucossomas pertencem à mesma geração ou foram retomados durante o metamorfismo, podendo-se citar os níveis graníticos estirados e transpostos que aparecem intercalados e paralelos a leucossomas pouco deformados. Os mesossomas e leucossomas deformados com intercalações de leucossomas ou porções de biotita gnaisses e de granada-biotita gnaisses homogêneos também sugerem variações na intensidade da deformação durante o metamorfismo, permitindo o desenvolvimento de rochas sob condições de deformação relativamente mais brandas, possivelmente no final do processo.

As observações texturais dos gnaisses migmatíticos indicam claramente que a muscovita, quando presente, é retrogressiva nas rochas. Esse mineral pode aparecer intercrescido com a biotita ou em agregados irregulares substituindo o K-feldspato. Contudo, a desintegração da muscovita em presença de quartzo, de acordo com a reação experimentalmente observada:

$$\text{muscovita} + \text{quartzo} \longrightarrow \text{K-feldspato} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O} \quad (\text{VI.10})$$
 define o começo do metamorfismo de alto grau à pressões de água inferiores a 3,5 kb, enquanto que a maiores pressões, a muscovita desaparece em presença de quartzo e plagioclásio, formando uma massa fundida anatética na faixa resultante (temperatura de 660°C a 3,5 kb e 615°C a 10 kb) de condições para começo da fusão em gnaisses com muscovita, definindo o começo do metamorfismo de grau forte sempre que a pressão de água for maior do que 3,5 kb (Winkler, 1976). Portanto, a temperatura de equilíbrio para os gnaisses migmatíticos está dentro do campo de estabilidade da sillimanita e acima da temperatura de reação para a quebra de muscovita + quartzo.

As associações sillimanita-quartzo, granada-sillimanita ou sillimanita-biotita comumente encontradas nos gnaisses migmatíticos sugerem a formação da granada segundo a reação simplificada:

$$\text{biotita} + \text{sillimanita} + 2 \text{ quartzo} \longrightarrow \text{granada} + \text{ortoclásio} + \text{H}_2\text{O} \quad (\text{VI.11})$$

O plagioclásio deve exercer um papel importante para que essa reação seja possível, pois a granada pode formar ou reabsorver o componente grossulária de acordo com a reação:

As pequenas inclusões de granada encontradas no plagioclásio da amostra SF-02 parecem mostrar que esse último substituiu a granada de acordo com essa reação parcial. A ilmenita ou rutilo são fases importantes em titânio também envolvidas como produtos de reações onde a biotita é um dos reagentes. No entanto, em alguns casos, o par biotita-sillimanita não apresenta feições texturais estáveis, sugerindo uma coexistência anterior desses minerais, quebrando-se posteriormente de acordo com a reação (VI.11). Por outro lado, a biotita e a sillimanita coexistem com a granada em leucossomas e mesossomas, porém, observa-se que há uma tendência de diminuir a abundância da biotita nos leucossomas, o que também sugere uma possível reação de desidratação envolvendo a biotita, com plagioclásio e quartzo adicionais conforme se deduz da reação:

As reações (VI.11) e (VI.12) são geradoras de granada e poderiam explicar ao mesmo tempo as inclusões dos mesmos minerais tomados como reagentes na reação. O K-feldspato gerado através da biotita e de biotita-sillimanita não se concentra ao redor dos minerais que lhe deram origem mas é uma fase comum nas rochas.

A cordierita pode estar presente nos mesossomas e leucossomas do Catalunha. Nos mesossomas, a cordierita ocorre em níveis mais ricos em sillimanita ou em feldspatos, ou mesmo constituindo uma associação a cordierita-sillimanita-granada rodeada pela biotita; em alguns casos, a cordierita mostra inclusões pequenas de sillimanita e biotita. Essas feições texturais demonstram que a cordierita não está dissociada de seus reagentes, indicando que pode ser gerada a partir das duas reações simplificadas:

Essas reações foram determinadas experimentalmente. Holdaway & Lee (1977) salientaram que a relativamente baixas pressões a cordierita rica em Fe coexiste com a associação biotita-sillimanita-K-feldspato, enquanto que a pressões moderadas a cordierita rica em Mg coexiste com as associações biotita-sillimanita-K-feldspato e almandina-sillimanita-K-feldspato. Segundo os autores, as reações (VI.13) e (VI.14) ocorrem sob condições de facies anfibolito superior a granulito, podendo gerar um fundido a 715°C com $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_T$ ou então, um fundido sob $P_{\text{H}_2\text{O}}$ reduzida (com $X_{\text{H}_2\text{O}}$ entre 0,4 e 0,6) e 50°C acima da reação de quebra da muscovita (p.ex. reação VI.10). O decréscimo da $P_{\text{H}_2\text{O}}$ move as reações (VI.13) e (VI.14) para mais baixas temperaturas (cerca de 100°C); ao mesmo tempo que aumenta a temperatura requerida para fusão; $X_{\text{H}_2\text{O}}$ não pode ser muito baixa devido a associação de biotita com cordierita e almandina.

A desidratação progressiva favorece o equilíbrio K-feldspato-cordierita-almandina, porém, Winckler (1976) observa que nas 'reações deslizantes' os reagentes e produtos coexistem dentro de um intervalo de pressão e temperatura. A reação (VI.13) é diferente de outras reações sólido-sólido apresentando uma inflexão negativa, isto é, a temperatura decresce com pressão crescente, em função da razão Mg/Fe; se essa razão aumenta, o campo da granada é reduzido e o da cordierita se estende na direção de pressões mais elevadas. No cordierita granito (amostra SF-78D), a cordierita apresenta na composição conteúdos apreciáveis de Mg (cerca de 74 mole%), na fórmula $\text{Al}_3(\text{Mg}_{1,4}\text{Fe}_{0,5})\text{Al}_{0,9}\text{Si}_5\text{O}_{18}$.

A presença da granada na rocha só é notada em meio químico mais favorável, junto ao contato com gnaiss migmatítico encaixante. A presença da hornblenda e esfeno em mesossomas do São Fidélis (amostra SF-04; biotita gnaiss tonalítico) leva à formulação da reação simplificada:

que, segundo Winckler (1976), é fonte de K-feldspato se a rocha for aquecida por um apreciável intervalo de temperatura que se estenda além do começo da anatexia; uma pequena parte da biotita é consumida gerando uma também pequena quantidade de K-feldspato, em relação à de plagioclásio e quartzo, tendo-se geralmente no começo da anatexia uma massa fundida granodiorítica. A composição das biotitas do São Fidélis favorecem o aparecimento de ilmenita ou rutilo e magnetita incorporando o Ti e Fe liberados na sua transformação.

A reação (VI.15) também pode ser atribuída a ní-veis mesocráticos da unidade Santo Eduardo onde ocorre a associação biotita-hornblenda, como é o caso da amostra SF-36 (cf. item IV.5.a). As reações retrometamórficas são relativamente comuns no Santo Eduardo, encontrando-se reações de transformação da hornblenda em biotita, com epidoto, clinozoisita e opacos associados às lamelas; em anfibólios-biotita gnaisses (amostra SF-37-2) e anfibólios-hiperstênio-biotita gnaisses (amostra SF-37) são comuns as transformações de piroxênios para anfibólios (hornblenda-cumingtonita - grunerita) e biotitas.

VI.3 - GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

A partição de elementos entre as diferentes fases mineralógicas coexistentes das unidades litológicas estudadas permitiram estimar as condições de temperatura e pressão durante o metamorfismo. As temperaturas de equilíbrio das unidades foram estimadas por equilíbrio de troca de Fe-Mg entre ortopiroxênio-clinopiroxênio, biotita-granada e hornblenda-granada; a partição do Na foi considerada entre o plagioclásio e hornblenda. As presões durante o metamorfismo foram calculadas a partir das associações em equilíbrio: ortopiroxênio-granada e granada-plagioclásio- Al_2SiO_5 -quartzo.

As feições texturais e as partições de elementos indicam se as fases coexistentes estão em equilíbrio. A partição

de Ca:Mg:Fe⁺² (figura V.3, cap.V) e de Fe-Mg (figura V.4) entre ortopiroxênios-clinopiroxênios coexistentes mostram que os minerais se equilibraram sob condições metamórficas. A distribuição de Fe-Mg entre as diferentes fases minerais das unidades Bela Joana e Angelim e das unidades Catalunha e São Fidélis estão representadas respectivamente nas figuras VI.2 e VI.3. Os diagramas mostram que os equilíbrios químicos foram atingidos na maioria dos casos.

VI.3.1 - Geotermometria

VI.3.1.a - Geotermometria de ortopiroxênio e clinopiroxênio

As temperaturas de equilíbrio de pares de piroxênio enfocam cálculos empíricos que consideram a distribuição de elementos entre as fases coexistentes, fornecendo uma avaliação das condições de equilíbrio durante a cristalização ou recristalização destes minerais.

Wood & Banno (1973) desenvolveram uma aproximação empírica no sistema FeCaMgSi₂O₆-Mg₂Si₂O₆ para calcular a temperatura de equilíbrio em associações naturais a dois piroxênios. Eles consideraram que, em sistemas ricos em ferro, o ordenamento dos átomos de Fe e Mg nas duas posições catiônicas do ortopiroxênio, seguem a seguinte reação de troca:

Nesse modelo a partição de Fe⁺² entre as posições M1 e M2 do ortopiroxênio a razão Fe/(Fe+Mg) é baixa, e há desvios da condição ideal do Fe nos membros finais ferroso da solução sólida. Entretanto, Wood & Banno (1973) preferiram manter o modelo ideal nas duas posições por simplificação. Assim, os parâmetros de atividade-composição considerados são:

FIGURA VI.2 - Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} de biotitas em função de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênios, granadas e hornblendas das unidades Bela Joana e Angelim, mostrando a tendência de equilíbrio entre os minerais.

FIGURA VI.3 - Diagrama de variação X_{Mg}/X_{Fe} de biotitas em função de X_{Mg}/X_{Fe} de granadas das unidades Catalunha e São Fidélis.

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} = (x_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot x_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{cpx}} \quad \text{e} \quad a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}} = (x_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot x_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{opx}}$$

sendo que, na razão $a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}$, é assumido que os íons maiores (Ca, Na, Mn) presentes nas estruturas dos piroxênios situam-se em M2 enquanto que os menores, de coordenação octaédrica, em M1 (Al^{+3} , Cr^{+3} , Ti^{+4} , Fe^{+3}). Supondo que os locais de ocupação são subtraídos destes íons, as porções M1 e M2 permanecem preenchidas com Fe e Mg, e para obter $x_{\text{Mg}}^{\text{M1}}$ e $x_{\text{Mg}}^{\text{M2}}$ e a razão Mg/(Mg+Fe), a razão das atividades resultantes difere muito pouco daquela obtida com a distribuição aleatória de Fe e Mg. Dessa forma, $\ln (a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}})$ aumenta com $x_{\text{Fe}}^{\text{opx}}$, refletindo num acréscimo da miscibilidade do componente ortopiroxênio no clinopiroxênio em direção ao termo final ferroso. A expressão da temperatura de equilíbrio proposta para o par orto-clinopiroxênio para diferentes ambientes geológicos e para fases de composições diversas é:

$$T(\text{K}^\circ) = \frac{-10202}{\ln (a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}) - 7,65 x_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + 3,88 (x_{\text{Fe}}^{\text{opx}})^2 - 4,6}$$

$$\begin{aligned} \text{onde } x_{\text{Fe}}^{\text{opx}} &= \text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})_{\text{opx}}; \text{ e } a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Px}} = (x_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot x_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{Px}} = \\ &= (\text{Mg} / \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Na})_{\text{M2}} \cdot (\text{Mg} / \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} + \text{Al} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Mg})_{\text{M1}} \end{aligned}$$

Os autores reproduziram as temperaturas de equilíbrio observadas e calculadas por outros métodos e consideraram a exatidão a $\pm 60^\circ\text{C}$.

A tabela VI.1 apresenta estimativas de temperatura em três amostras (SF-67, SF-59A e SF-54) da unidade Bela Joana através do método Wood & Banno (1973). As estimativas de temperatura variam de 783°C a 862°C com uma média de 816°C , que com uma correção de 60°C torna-se 756°C , de acordo com a correção de crescente proposta por Wood (1975) para temperaturas obtidas por esse método.

TABELA VI.1
GEOTHERMOMETRIA OPX-CPX
BELA JOANA
(Wood & Banno, 1973; Wood, 1975)

Amostra	$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}$	$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}$	$X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}$	T°C	T°C (cor.)
SF-67	0,0446	0,6904	0,375	783*	723*
SF-59A	0,0481	0,2353	0,485	862*	802*
SF-54	0,0332	0,2270	0,529	803*	743*

TABELA VI.2
GEOTHERMOMETRIA ANFIB. - P1
(Spear, 1981)

Amostra	Na(A)	(A)	$X_{\text{Na(A)}}$	X_{Ab}	T°C
Bela Joana					
SF-67-1	0,34	0,49	0,41	0,50	665*
SF-67-2	0,31	0,53	0,37	0,49	630*
SF-54-1	0,31	0,35	0,47	0,53	710*
SF-54-2	0,35	0,31	0,53	0,52	>725*
Angelim					
SF-75-1	0,24	0,48	0,33	0,62	540*
SF-75-2	0,32	0,38	0,46	0,62	665*
SF-76-X	0,30	0,38	0,44	0,68	630*
SF-76-1	0,32	0,35	0,48	0,68	690*

TABELA VI.3
GEOTHERMOMETRIA ANFIB. - GRA
ANGELIM
(Graham & Powell, 1984)

Amostra	$(X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})_{\text{gr}}$	$(X_{\text{Fe}}/X_{\text{Mg}})_{\text{hb}}$	Kd	$X_{\text{Ca-Fe}}$	T°C
SF-75-1	6,766	1,742	3,884	0,243	699*
SF-75-2	6,569	1,819	3,611	0,240	715*
SF-76-X	7,282	2,087	3,489	0,249	733*
SF-76-1	7,356	2,124	3,463	0,250	736*

Lindsley (1983) desenvolveu um termômetro gráfico para dois piroxênios baseando-se na determinação do equilíbrio para piroxênios puros em Ca-Mg-Fe em um amplo intervalo de P-T. A construção do geotermômetro baseia-se nas relações de fase para os sistemas binários Diopsídio-Enstatita e Henderbergita-Ferrossilita, e é apresentado para condições de temperaturas de 800°C a 1200°C e pressões de 1 atm a 15 kb. Cada piroxênio fornece uma estimativa independente de temperatura, permitindo o confronto dos resultados para os pares minerais ou temperatura mínima de formação.

A figura VI.4 apresenta o diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedenbergita-Ferrossilita de Lindsley (1983) com isotermas para pressões de 5 kb. Os piroxênios mostraram temperaturas relativamente mais baixas do que as obtidas pelo método de Wood & Banno, sendo que as composições dos clinopiroxênios foram projetadas nas isotermas variando de 500°C a 550°C enquanto que os ortopiroxênios foram projetados na isoterma de 600°C. Esses valores mostram que o esquema de projeção gráfica de Lindsley é empírico e aproximado, introduzindo imprecisões com a proximidade das isotermas para os ortopiroxênios, ou mesmo indicando que a média de 550°C pode representar a temperatura mínima de fechamento da composição dos piroxênios no metamorfismo. As temperaturas foram obtidas através de análises por microsonda eletrônica, e por essa razão as baixas temperaturas podem ser atribuídas à exclusão de análises de exsoluções dos piroxênios ou podem indicar efeitos retrogressivos nos minerais; pequenas quantidades de exsoluções nos ortopiroxênios podem acusar uma diferença de até 100°C nas temperaturas.

VI.3.1.b - Geotermometria de anfibólio e plagioclásio

A relação de equilíbrio entre as composições de plagioclásio e anfibólios cálcicos coexistentes e o grau de metamorfismo é reconhecido através da reação:

FIGURA VI.4 - Diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedenbergita-Ferrossilita para orto e clinopiroxênios coexistentes da unidade Bela Joana, com as isothermas obtidas por Lindsley (1983) para pressões de 5 kb.

que controla a partição do Na entre o plagioclásio e o anfibólio com o aumento da temperatura, tornando o plagioclásio progressivamente mais cálcico e o anfibólio mais sódico e aluminoso. Spear (1981) mostrou que essa reação ocorre com transferência de massa e descreve a variação da ocupação da posição A do anfibólio com a composição do plagioclásio; a reação também ocorre para a direita com o aumento da temperatura e resulta no aumento da proporção modal do quartzo e decréscimo na de plagioclásio e uma mudança na composição do anfibólio de tremolita para edenita. Em paragéneses naturais a partição de elementos entre anfibólio e plagioclásio não apresenta comportamento ideal, mas pode ser avaliada em base empírica através da porção ideal da constante de equilíbrio:

$$K_d = X_{\text{Na}(A)} / X_{\square(A)} \cdot X_{\text{Ab}}; \text{ onde } X_{\text{Na}(A)} = \text{Na}(A) / \text{Na}(A) + \square(A) \text{ e } \square(A) = 1 - \text{Na}(A) - K(A)$$

O modelo de variação de K_d com a temperatura proposto por Spear (1981) utiliza uma projeção gráfica de isotermas que representam conexões entre composições através de intervalos de miscibilidades e conexões ao longo de linhas de K_d aproximadamente constantes representando miscibilidades completas entre as composições dos minerais. Para os parâmetros da equação $X_{\text{Na}(A)}$, o $\text{Na}(A)$ representa o sódio na posição estrutural A do anfibólio e $\square(A)$ é o vazio na posição A do anfibólio.

O diagrama da figura VI.5 mostra a variação da fração molar do Na na posição A do anfibólio ($X_{\text{Na}(A)}$) versus a variação da fração molar de albita no plagioclásio (X_{Ab}) associando à temperatura de equilíbrio dos conjuntos de amostras. As amostras do Bela Joana, com dois pares de minerais em cada amostra, caem no intervalo de temperatura entre 630° e 710°C, com média de 670°C; um par de anfibólio-plagioclásio da amostra SF- 54 situa-se um pouco acima da isoterma de 725°C. Os dois pares de

FIGURA VI.5 - Diagrama de variação do Kd com a temperatura de equilíbrio, relacionando a fração molar do Na na posição A do anfibólio ($X_{Na(A)}$) e a fração molar de albita no plagioclásio (X_{Ab}), segundo Spear (1981).

minerais em cada amostra do Angelim caem no intervalo entre 630° e 690°C, com média de 660°C; um par de anfibólio-plagioclásio da amostra SF-75 apresenta erro elevado, situando -se isoladamente dos conjuntos de amostras. Spear (1981) considera que possíveis erros no cálculo de $X_{Na}(A)$ podem apresentar erros maiores que 100°C para mais ou para menos. Somente as composições das bordas dos pares minerais foram consideradas nos cálculos. Portanto, a temperatura estimada para os dois conjuntos de amostras, Bela Joana e Angelim, através do método de Spear (1981) pode ser considerada por volta de 660°C. A tabela VI.2 apresenta os parâmetros utilizados e as temperaturas estimadas para cada amostra das unidades.

VI.3.1.c - Geotermometria de anfibólio e granada

O geotermômetro de Graham & Powell (1984) se baseia na partição de Fe-Mg e na fração molar do Ca na granada entre hornblenda e granada coexistentes em equilíbrio através da equação:

$$T(K^{\circ}) = 2880 + 3280 X_{Ca,gr} / \ln Kd + 2,426$$

$$\text{onde } Kd = (X_{Fe}/X_{Mg})_{gr} / (X_{Fe}/X_{Mg})_{hb}$$

Essa calibração apresenta certas limitações, entre as quais a sua aplicabilidade a temperaturas metamórficas inferiores a 850°C, a rochas com granadas empobrecidas em Mn e a hornblendas de composições relativamente restritas, metamorfisadas sob condições de baixa atividade de oxigênio. Apesar dessas limitações os autores demonstraram que o geotermômetro granada-hornblenda apresenta resultados satisfatórios se comparado a outros métodos geotermométricos.

As temperaturas estimadas para o granitóide Angelim através do método de Graham & Powell (1984) situam-se no intervalo entre 699° e 736°C, com média de 717°C, utilizando somen-

te as composições das bordas de dois pares minerais em cada amostra. Os parâmetros utilizados e as temperaturas estimadas para o Angelim encontram-se na tabela VI.3.

VI.3.1.d - Geotermometria de granada e biotita

Perchuck et al. (1981) consideraram o geotermômetro baseado na partição do Fe-Mg entre granadas e biotitas coexistentes em equilíbrio, utilizando expressões termométricas refinadas obtidas através da compilação de paragéneses naturais a temperaturas caracterizadas a partir de trabalhos experimentais. A equação termométrica de Perchuck et al. (1981) é:

$$\ln Kd_{bi-gr} = 3416,4 / T - 2,30128;$$

onde $Kd = (X_{Mg}/1-X_{Mg})_{bi} \cdot (1 - X_{Mg}/X_{Mg})_{gr}$ e $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$

A tabela VI.4 apresenta os parâmetros obtidos a partir das bordas dos pares de granada-biotita e as temperaturas estimadas para cada amostra das unidades Bela Joana, Angelim, Catalunha e São Fidélis. As temperaturas estimadas em duas amostras do Bela Joana (SF-29 e SF-55) variam de 671° a 737°C, com média de 704°C; as temperaturas em três amostras do Angelim (SF-45, SF-75 e SF-76) variam de 633° a 677°C, com média de 655°C; as amostras do Catalunha (SF-18, SF-19 e SF-63) resultam na temperatura da ordem de 688°C, em média, enquanto que as amostras do São Fidélis (SF-08, SF-43 e SF-44) indicam a temperatura média relativamente mais elevada a 744°C. Portanto, segundo o método de granada-biotita de Perchuck et al. (1981) o conjunto de amostras das unidades estudadas apresenta uma temperatura por volta de 700°C.

O geotermômetro de granada-biotita de Ferry & Spear (1978) também se baseia na partição de Fe-Mg dos pares minerais, foi definido sob condições experimentais em intervalos de 2 a 7 kb, para temperaturas inferiores a 800°C, consistente

TABELA VI.4
 GEOTERMOMETRIA GRA - BIO
 (Perchuck et al., 1981)

Amostra	X _{Mg-gr}	X _{Mg-bio}	Kd	ln Kd	T °C
Bela Joana					
SF-29	0,369	0,686	3,736	1,318	671°
SF-55	0,253	0,500	2,952	1,082	737°
Angelim					
SF-45	0,178	0,441	3,643	1,293	677°
SF-75	0,118	0,363	4,259	1,449	637°
SF-76	0,106	0,340	4,344	1,469	633°
Catalunha					
SF-18	0,308	0,619	3,598	1,280	681°
SF-19	0,395	0,687	3,363	1,213	699°
SF-63	0,368	0,665	3,409	1,226	695°
São Fidélis					
SF-08	0,262	0,520	3,051	1,115	727°
SF-43	0,279	0,556	3,235	1,174	710°
SF-44	0,279	0,499	2,574	0,945	779°

com a expressão:

$$\ln Kd = - 2109 / T(K^\circ) + 0,782$$

$$\text{onde } Kd = (Mg/Fe)_{gr} / (Mg / Fe)_{bi}$$

Os autores mostraram que a partição Fe-Mg entre a granada e biotita se comporta de modo ideal no intervalo composicional entre 0,8 e 1,0 da razão Fe/(Fe + Mg), sendo que o Kd é também função do conteúdo de Ca e Mn das granadas e de Ti e Al^{VI} das biotitas, o que limita a aplicabilidade do método termométrico a sistemas que não contêm quantidades significativas desses elementos. A calibração de Ferry & Spear (1978) apresenta uma exatidão de aproximadamente $\pm 50^\circ\text{C}$ para sistemas essencialmente ferríferos; no metamorfismo de facies anfibolito superior a granulito, as biotitas sofrem um acréscimo de Ti, F e Cl, o que leva a uma tendência errática do método (Bohlen & Essene, 1980).

As temperaturas estimadas para o Bela Joana variam de 787° a 869°C , com média de 828°C ; para o Angelim a temperatura média é de 738°C . A temperatura média estimada do Catalunha é de 778°C , enquanto que a do São Fidélis é de 820°C . A temperatura média do conjunto de amostras pelo método de Ferry & Spear (1978) está em torno de 787°C , apresentando uma diferença para mais de cerca de 87°C se comparada à temperatura obtida através do método visto anteriormente. A tabela VI.5 mostra os parâmetros utilizados e temperaturas estimadas para as unidades estudadas.

VI.3.2 - Geobarometria

VI.3.2.a - Geobarometria a ortopiroxênio e granada

A calibração do geobarômetro de Harley & Green (1982) para sistemas a $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ e a $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ é baseada nos trabalhos de Wood & Banno (1973) e de Wood (1974) que estudaram a influência do Ca e do Fe na reação:

TABELA VI.5
GEOTHERMOMETRIA GRA - BIO
(Ferry & Spear, 1978)

Amostra	(Mg/Fe) _{gr}	(Mg/Fe) _{bio}	Kd	T °C
Bela Joana				
SF-29	0,603	2,252	0,267	787 [±]
SF-55	0,348	1,009	0,345	869 [±]
Angelim				
SF-45	0,234	0,792	0,295	780 [±]
SF-75	0,148	0,576	0,257	712 [±]
SF-76	0,137	0,523	0,262	721 [±]
Catalunha				
SF-18	0,455	1,626	0,280	753 [±]
SF-19	0,665	2,199	0,302	793 [±]
SF-63	0,595	1,987	0,299	787 [±]
São Fidélis				
SF-08	0,365	1,085	0,336	853 [±]
SF-43	0,418	1,261	0,331	844 [±]
SF-44	0,285	0,997	0,286	764 [±]

tão representados na tabela VI.6. As pressões de equilíbrio do Be la Joana variam de 3,6 a 4,5 kb quando são utilizadas as temperaturas assumidas de 680°C a 700°C, respectivamente, sendo relativamente mais elevada a pressão encontrada para o enclave granulítico, o que em parte se deve a quase ausência de transformações retrometamórficas na rocha (cf. item IV.4.d).

Harley (1984) investigou experimentalmente a partição de Fe-Mg entre granada-ortopiroxênio nas condições P-T de 5 a 30 kb e 800° a 1200°C nos sistemas FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ e CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. Os efeitos da partição de Ca-Fe-Mg entre os minerais foram atribuídos à interação não ideal de Ca-Mg na granada. A calibração do geotermômetro e geobarômetro obtido para granada peridotitos e granulitos segue a equação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = (3740 + 1400 X_{\text{gross}}^{\text{gr}} + 22,86 P(\text{kb}) / R \ln Kd + 1,96) - 273$$

onde

$$Kd = (\text{Fe/Mg})_{\text{gr}} / (\text{Fe} / \text{Mg})_{\text{opx}}$$

$$\text{e } X_{\text{gross}}^{\text{gr}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$$

A concordância entre as temperaturas nominais e calculadas através do método são consideradas boas, apresentando uma exatidão de $\pm 40^{\circ}\text{C}$, e com variações de Kd entre 4 e 1,5 que cobrem geologicamente amplas condições de P-T. Os efeitos dos constituintes menores como Mn, Cr⁺³ e Fe⁺³ não foram considerados nesses experimentos e as temperaturas estimadas por esse método são tidas como mínimas para os pares minerais coexistentes.

As pressões de equilíbrio calculadas pelo método de Harley (1984) são mais consistentes se comparadas com as calculadas anteriormente. Como mostra a tabela VI.6 pode-se considerar como razoável uma pressão média entre 5,2 e 6,6 kb como representativa para o metamorfismo de facies granulito que afetou as rochas.

TABELA VI.6
GEOBAROMETRIA GRA - OPX
(Harley & Green, 1982)

Amostras	Granadas		Ortopiroxênios		P (kb) (680°C)	P (kb) (700°C)
	X _{Ca}	X _{Fe}	X ^{M1} _{Al=Al/2}	X _{Fe}		
SF-55	0,092	0,676	0,053	0,484	3,6	4,5
SF-08A	0,146	0,575	0,039	0,429	6,1	---

(Harley, 1984)

Amostras	X ^{gr} _{gros}	Kd	ln Kd	P (kb) (680°C)
SF-55	0,092	3,116	1,136	6,6
SF-08A	0,146	2,811	1,033	5,2

TABELA VI.7
GEOBAROMETRIA GRA-P1-SILL-QZO
(Newton & Haselton, 1981)

Amostras	Plagioclásio		Granada				P (kb) (680°C)
	X _{An}	a _{An}	X _{al}	X _{py}	X _{gros}	a _{gr}	
Catalunha							
SF-18	0,253	0,365	0,651	0,310	0,024	0,032	5,6
SF-19	0,226	0,318	0,584	0,387	0,021	0,030	4,9
SF-63	0,254	0,367	0,597	0,362	0,027	0,038	5,9
São Fidélis							
SF-08	0,372	0,557	0,690	0,251	0,042	0,053	8,2
SF-43	0,386	0,573	0,667	0,267	0,041	0,052	8,3
SF-44	0,365	0,546	0,721	0,204	0,044	0,053	8,1

VI.3.2.b - Geobarometria a granada-plagioclásio - Al_2SiO_5 - quartzo

A associação granada-plagioclásio - Al_2SiO_5 - quartzo é amplamente usada como reação barométrica em rochas de médio e alto grau metamórfico. Ghent (1976) baseou-se em diferentes modelos de soluções utilizando as atividades do componente grossulária na granada e do componente anortita no plagioclásio, para a reação:

que é potencialmente útil para estimar P-T de metamorfismo. Ghent (1976) descreveu o equilíbrio através da seguinte equação, que pode ser modificada de acordo com o polimorfo de Al_2SiO_5 utilizado, e que para o caso da sillimanita seria:

$$0 = -2551,4/(T + 7,1711 - 0,2842 (P-1)) / \log a_{\text{gross}}^{\text{gr}} - 3 \log a_{\text{An}}^{\text{pl}}$$

Newton & Haselton (1981) introduziram modificações no cálculo das atividades da granada e do plagioclásio, assumindo que:

$$a_{\text{An}}^{\text{pl}} = X_{\text{An}} (1 + X_{\text{An}})^2 / 4 \exp \{ (1 - X_{\text{An}})^2 / RT (2050 + 9392 X_{\text{An}}) \}$$

e $TR \ln \gamma_{\text{gross}}^{\text{gr}} = W_{\text{Ca-Mg}} (X_{\text{py}}^2 + X_{\text{py}} X_{\text{al}})$, onde

$$W_{\text{Ca-Mg}} = 3300 - 1,5 T(^{\circ}\text{K}) ; X_{\text{py}}^{\text{gr}} = X_{\text{Mg}} / X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}} + X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}} ;$$

$$X_{\text{al}}^{\text{gr}} = X_{\text{Fe}} / X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mg}} + X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}} \quad e$$

$$X_{\text{gross}}^{\text{gr}} = X_{\text{Ca}} / X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mn}}$$

Os autores salientaram que são necessárias algumas condições para cálculos geobarométricos consistentes, entre elas o equilíbrio textural entre as fases minerais da equação dada acima, baixo conteúdo de Mn da granada (pelo menos até 1/3 do conteúdo de Mg) e temperaturas estimadas razoáveis. Esses sistema apresenta bons resultados para conteúdos amplos dos componentes anortita e grossulária do plagioclásio e da granada, respectivamente.

A tabela VI.7 mostra os parâmetros utilizados e as pressões de equilíbrio para as unidades Catalunha e São Fidélis. A pressão média do Catalunha de 5,5 kb está dentro do intervalo de pressões indicado através do método de granada-ortopiroxênio. A pressão média do São Fidélis é relativamente alta, elevando a média de pressão do conjunto de amostras para 6,8 kb, o que em parte se deve ao uso do geobarômetro em amostras onde a sillimanita está ausente na associação gerando valores máximos de pressão.

VI.4 - CONDIÇÕES DO METAMORFISMO

A confiabilidade dos valores determinados através de vários métodos geotermométricos e geobarométricos é valorizada pela consistência do conjunto de determinações. A figura VI.6 mostra o quadro de variação do conjunto de temperatura e pressão que atuou na área de São Fidélis. Os intervalos de 655° a 778°C e 5,2 a 6,6 kb expressam as condições próximas ou no pico do metamorfismo regional, onde o granitóide Angelim e o charnockitóide Bela Joana mostram o equilíbrio das fases minerais na facies anfibolito, coerente com as condições de P-T dos gnaisses migmatíticos encaixantes.

Alguns geotermômetros, como por exemplo o de granada-biotita (Perchuck et al., 1981), forneceram temperaturas algo mais baixas para as mesmas unidades se comparadas com as de outros métodos como ortopiroxênio-clinopiroxênio (Wood & Banno, 1973; Wood, 1975) e anfibólio-granada (Graham & Powell, 1984), podendo refletir reequilíbrios de biotita-granada a temperaturas um pou-

FIGURA VI.6 - Diagrama dos limites de temperatura-pressão determinados para as unidades litológicas da área de São Fidélis.

co abaixo do pico do metamorfismo.

A figura VI.7 mostra o resumo das condições de P-T através das principais reações experimentais entre fases minerais que foram observadas nas unidades litológicas da área de São Fidélis. A curva (1) se refere à quebra da muscovita relacionada às curvas de equilíbrio dos polimorfos de Al_2SiO_5 ; a ausência da muscovita nas rochas é usada para indicar as condições mínimas de P-T que afetaram as unidades litológicas. As curvas (2) e (3) se relacionam à estabilidade da granada. A curva (4) se refere à formação da cordierita a partir de biotita e sillimanita. As curvas (5) e (6) se relacionam à fusão mínima de granito sob condições de $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ e $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7$, respectivamente.

As condições metamórficas inferidas a partir da figura VI.7 mostram que, relacionado ao campo P-T assinalado das unidades litológicas em conjunto, a muscovita primária está ausente nas rochas, a reação (4) deve ter cruzado a curva de fusão mínima do granito, foi atingido o campo de estabilidade da granada e a cordierita foi principalmente produzida e não consumida nas reações da fusão parcial, o que requer pressões superiores a 5 kb. O processo de fusão parcial pode ter sido produzido a partir de 4,5 kb e 650°C quando a reação de quebra da biotita (curva 4) cruza a curva (5) de fusão mínima do granito.

A pressão dos fluidos e a composição das fases podem modificar as condições inferidas acima. A estabilidade das fases hidratadas é função da $P_{\text{H}_2\text{O}}$, que por seu turno é afetada pela composição do fluido e sua distribuição na rocha. O principal componente que pode reduzir a atividade da água nas rochas metamórficas é a CO_2 . Há a possibilidade de que a $P_{\text{H}_2\text{O}}$ tenha sido próximo de 1,0, e essa pressão pode ter sido reduzida com relação à pressão total, em parte devido à presença de CO_2 , sendo compatível com as reações (2) e (3) de desidratação da biotita, com a formação de cordierita e com a anatexia associada. A reação (4) investigada por Holdaway & Lee (1977) apresenta um intervalo de P-T que é dependente da razão Fe/Mg e da $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Na figura VI.7, a reação (4) está representada na cordierita de composi

FIGURA VI.7 - Relações de equilíbrio das fases com o diagrama P-T das unidades litológicas da área de São Fidélis. O equilíbrio dos polimorfos de Al_2SiO_5 são de Holdaway (1971). As curvas 1, 2, 3 e 4 (a 25 mole % de Fe para cordierita) sob condições de $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,4 P_T$, foram retirados de Holdaway & Lee (1977). As curvas 5: fusão mínima do granito a $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ e 6: fusão mínima do granito a $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,7$, foram retirados de Kerrick (1972).

ção semelhante à encontrada na amostra SF-78D (25 moles % de Fe), sob condições de $P_{H_2O} = 0,4 P_T$.

Contudo, conforme observaram Holdaway & Lee (1977), a associação almandina-cordierita-K-feldspato-quartzo requer P_{H_2O} menor do que P_T para se formar, com o decréscimo da P_{H_2O} muda a reação univariante (2) para mais baixas temperaturas ao mesmo tempo que aumenta a temperatura requerida para fusão. A associação à direita da reação (2) se forma no metamorfismo regional com cordierita de composição por volta de 40 moles % de Fe requerendo $X_{H_2O} = 0,4$, enquanto que a cordierita rica em Mg com almandina requer X_{H_2O} menor do que 0,4; a água não deve ser em conteúdo menor do que o indicado devido à persistência da biotita na associação.

Cabe salientar que as temperaturas e pressões obtidas através dos vários métodos geotermométricos e geobarométricos utilizados estão em pleno acordo com as temperaturas e pressões indicadas pelas associações minerais metamórficas encontradas e pelos fenômenos anatécticos observados nas unidades. Desse modo, pode-se caracterizar o metamorfismo regional que afetou as diversas unidades da área estudada como tendo temperatura de 720°C e pressão de cerca de 6 kb.

CAPÍTULO VII

LITOGEOQUÍMICA

VII.1 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA UNIDADE BELA JOANA

Os dados de elementos maiores, menores e traços de doze análises representativas das rochas da unidade Bela Joana, escolhidas após metuculoso exame petrográfico, são mostrados na tabela VII.1. Considerando a variabilidade desses dados analíticos, pode-se agrupá-los nas faixas ácida ($\text{SiO}_2 > 70\%$), com somente uma amostra, na subácida ($65\% < \text{SiO}_2 < 70\%$) com três amostras, na intermediária ($55\% < \text{SiO}_2 < 65\%$) com cinco amostras e na básica ($\text{SiO}_2 < 55\%$), três amostras.

Em diagramas de Harker, figura VII.1, os óxidos distribuem-se regularmente caracterizando uma sequência de diferenciação magmática. As amostras de enderbitos, charno-enderbitos e de charnockito dispõem-se seguindo uma tendência onde há o decréscimo acentuado de CaO , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ e decréscimo menos pronunciado em MgO , TiO_2 e P_2O_5 com o aumento do conteúdo de SiO_2 . O MnO e Na_2O apresentam-se relativamente constantes enquanto que o K_2O aumenta com SiO_2 . Entre essas amostras, a SF-11 (66,9% de SiO_2) aparece geralmente deslocada com relação ao 'trend' geoquímico, destacando-se dos demais litotipos por apresentar maior variação de alguns elementos. As rochas gabro-noríticas emprestam um caráter curvilíneo à tendência geral das correlações de CaO , MgO , Al_2O_3 , Na_2O e P_2O_5 com SiO_2 , sugerindo um fracionamento peculiar dessas rochas relacionado principalmente a fatores mineralógicos. Entre as amostras de rochas básicas, a SF-65 (49,9% de SiO_2) também aparece deslocada com relação ao 'trend' geoquímico, com grande variação em alguns elementos. Portanto, as amostras SF-65 e SF-11 podem ser consideradas não cogenéticas com as demais da associação.

UNIDADE BELA JOANA													UNIDADE ANGELIM			
Amostras	SF-64	SF-23	SF-24	SF-16A	SF-09	SF-28	SF-55	SF-54	SF-11	SF-65	SF-59A	SF-67	SF-31	SF-40	SF-45	SF-75
SiO ₂ (%)	75,00	65,70	65,90	64,20	63,30	62,40	63,80	59,10	66,90	49,90	53,80	48,50	63,10	64,00	63,10	64,20
TiO ₂	0,38	0,71	0,71	0,74	0,91	0,96	0,68	1,28	1,04	1,79	1,92	1,43	0,96	0,95	0,99	0,90
Al ₂ O ₃	12,60	15,10	14,90	17,00	16,30	15,80	16,90	16,60	13,40	18,80	16,10	14,10	15,80	14,90	16,30	15,50
Fe ₂ O ₃	1,74	5,30	5,17	5,28	5,67	6,80	5,19	8,32	7,48	10,60	9,89	9,29	6,10	6,04	6,56	5,84
MnO	0,02	0,10	0,10	0,08	0,06	0,13	0,06	0,12	0,10	0,08	0,15	0,14	0,08	0,08	0,09	0,08
MgO	0,62	1,90	1,80	2,34	2,33	2,68	1,90	2,87	2,98	4,60	4,70	10,24	2,07	1,98	2,45	1,80
CaO	2,48	3,78	3,90	5,50	5,20	4,82	5,62	6,02	3,70	5,20	6,34	10,86	4,24	3,86	4,30	3,84
Na ₂ O	2,52	2,98	3,04	3,13	2,94	3,04	2,85	3,17	1,95	2,82	2,79	1,93	3,04	2,83	2,84	3,22
K ₂ O	3,11	2,68	2,65	1,19	1,84	2,06	1,03	1,17	1,73	3,91	1,88	1,06	2,57	2,79	2,53	2,80
P ₂ O ₅	0,04	0,20	0,18	0,19	0,17	0,32	0,27	0,32	0,06	0,41	0,61	0,25	0,26	0,23	0,24	0,26
LOI	0,68	0,90	0,52	0,57	0,87	0,56	0,63	0,30	0,66	1,21	0,63	1,74	0,88	1,33	0,67	0,82
Total	99,19	99,35	98,87	100,22	99,59	99,57	98,93	99,27	100,00	99,32	98,81	99,54	99,10	98,99	100,07	99,26
Cr (ppm)	20	22	22	30	41	36	31	31	98	41	66	298	35	21	37	17
Ni	0	3	3	1	6	12	2	0	42	27	26	122	7	7	2	3
V	40	92	99	113	118	133	106	159	145	233	230	216	117	108	118	96
Cu	8	11	14	13	16	18	21	2	24	40	30	48	15	15	2	0
Zn	17	70	67	71	61	85	55	89	87	147	99	66	78	73	78	69
Ga	12	16	15	19	19	20	19	19	16	24	19	11	19	14	14	17
Zr	209	198	202	201	194	200	279	318	247	34	245	101	217	274	292	273
Y	2	13,6	15,3	7,5	6,7	29,5	15,4	16,6	11,2	9,3	24,3	18,8	9,5	30,5	5,9	30,6
Ba	423	582	591	429	799	431	505	583	745	1264	498	336	572	789	632	446
Sr	132	206	211	259	278	250	285	324	202	266	432	462	222	216	228	184
Rb	79	81	82	22	59	53	17	21	76	181	56	40	115	112	119	125
Nb	6	15	14	11	9	23	12	13	18	27	62	13	19	19	15	17
U	4	14	6	0	0	0	5	0	0	10	10	12	3	3	15	59
Th	2	8	10	6	-	0	9	0	30	7	9	18	16	26	22	24
Pb	18	11	10	15	5	10	9	0	0	7	4	9	15	13	19	23
La	20,6	38,4	20,3	19,2	28,2	29,3	30,7	28,7	63,5	36,3	36,3	24,9	26,0	74,3	30,4	41,1
Ce	36,2	84,4	47,6	43,3	58,3	67,9	66,6	69,9	132,2	90,7	90,0	60,9	62,6	177,5	83,8	105,8
Nd	9,9	35,7	24,3	19,4	25,2	33,4	28,8	35,0	48,6	49,6	43,6	34,8	27,8	73,5	36,6	46,6
Sm	0,5	7,0	4,8	3,9	3,7	7,9	6,2	7,5	6,5	10,8	9,0	7,7	5,5	13,1	6,6	10,5
Eu	1,1	1,3	1,1	1,0	2,5	1,1	1,5	2,0	1,1	1,4	2,1	1,4	1,4	1,1	1,6	1,3
Gd	0,8	5,7	5,5	3,3	3,6	8,6	5,2	7,4	4,7	9,2	8,1	7,5	5,0	9,7	5,4	9,5
Dy	0,8	4,2	4,7	2,8	2,6	8,1	4,7	5,5	3,4	4,4	6,3	5,7	3,2	7,8	2,9	9,0
Er	0,6	1,3	1,8	0,6	1,0	3,6	1,8	1,7	1,9	0,8	3,1	2,1	1,3	3,7	0,3	4,0
Yb	0,3	1,4	1,2	0,3	0,7	2,6	1,1	0,9	0,8	0,1	2,0	1,2	0,8	2,8	0,0	1,7
FeO/MgO	2,52	2,51	2,58	2,03	2,19	2,28	2,46	2,61	2,26	2,07	1,89	0,82	2,03	2,91	2,41	2,92
Rb/Sr	0,60	0,39	0,39	0,08	0,21	0,21	0,06	0,06	0,38	0,68	0,13	0,09	0,52	0,52	0,52	0,68
Ba/Sr	3,2	2,8	2,8	1,6	2,9	1,7	1,8	1,8	3,7	4,7	1,1	0,7	2,6	3,6	2,8	2,4
K/Rb	474	275	268	449	259	323	503	462	189	179	279	220	185	207	176	186
Σ TR	70,8	179,4	111,3	102,8	125,8	162,5	146,6	158,6	262,7	203,3	200,5	146,2	133,6	363,5	167,6	229,5
Eu/Eu*	3,3	0,62	0,68	0,88	2,16	0,44	0,86	0,85	0,59	0,44	0,78	0,57	0,76	0,31	0,83	0,40
(Ce/Yb) _N	34,2	15,0	10,1	38,1	27,1	6,7	16,0	20,5	41,7	30,2	11,3	12,9	20,8	16,0	85,9	16,3
Ca/Na+K	0,44	0,67	0,68	1,27	1,09	0,94	1,45	1,39	1,00	0,77	1,36	3,63	0,75	0,69	0,80	0,64

FIGURA VII.1 - Diagramas de Harker para óxidos versus SiO_2 .

A associação de rochas também pode ser observada no diagrama ternário AFM da figura VII.2. Comparado ao 'trend' toleítico de Irvine & Baragar (1971), as rochas charnockíticas diferem desse padrão não apresentando enriquecimento significativo em ferro nos termos intermediários, sendo que nestes tipos as razões FeO/MgO mostram pequenas variações, com valores entre 2,03 e 2,61. O diagrama SiO₂ versus cálcio/álcalis da figura VII.11 também mostra a disposição das rochas no campo das suites cálcico-alcalinas.

Praticamente todas as amostras apresentam coríndon e quartzo normativos, com exceção da amostra SF-67 (48,5% de SiO₂) que contém o diopsídio ao invés do coríndon normativo. De acordo com o esquema de classificação de O'Connor (1965), os enderbitos e charno-enderbitos caem respectivamente nos campos composicionais para tonalitos e granodioritos da figura VII.3, abrangendo as análises com mais de 10% de quartzo. Há plena concordância das classificações normativa e modal (q.v. diagrama QAP, Figura III.1, capítulo III), para esses tipos litológicos, embora a amostra do charnockito SF-64 esteja representada no campo de quartzo monzonito. Porém, o plote dessas amostras no diagrama normativo Q-KF-Pl (Figura VII.4) demonstra que aparentemente o conteúdo de K₂O das mesmas está presente somente sob a forma de feldspato alcalino, deslocando dessa forma, as composições ácidas a intermediárias para o campo granodiorítico e as básicas para o campo monzodiorítico, sendo que na realidade boa parte do K₂O estaria presente em biotitas.

Em relação aos elementos traço, os elementos tais como o Cr (66-298 ppm), Ni (26-122 ppm), V (230-216 ppm) e Cu (30-48 ppm) aparecem em maiores concentrações nas rochas máficas do que nas rochas charnockitoides. Ao passo que, os elementos incompatíveis entre os quais Sr (432-462 ppm), Y (18,8-24,3 ppm) e Nb (13-62 ppm) mostram, nas rochas máficas relativamente às rochas charnockitoides, pouca variação tendendo a um leve enriquecimento de Zr (até 101 ppm) e Ba (até 336 ppm). O plote do Zn e Zr versus SiO₂ na figura VII-5 mostra 'trends' geoquímicos curvilíneos com decréscimos graduais desses elementos nas rochas charnockitoides. Nessas últimas, os termos mais diferenciados apresentam os

FIGURA VII.2 - Diagrama AFM das unidades Bela Joana e Angelim, mostrando as razões FeO/MgO das rochas.

FIGURA VII.3 - Diagrama das composições normativas Ab-An-Or das unidades Bela Joana e Angelim relacionando os campos para tonalitos (Ton), granodioritos (Gd), quartzo-monzonitos (Q-Mo), trondjemitos (Td) e granitos (Gr).

FIGURA VII.4 - Diagrama das composições normativas Q-KF-Pl das unidades Bela Joana e Angelim relacionando os campos para monzodioritos (1), quartzo-monzodioritos (2) e granodioritos (3).

teores mais elevados de Rb, em torno de 80 ppm, e maiores razões de Rb/Sr, Ba/Sr e K/Rb chegando a 0,6, 3,2 e 474, respectivamente, no charnockito SF-64; as altas razões Rb/Sr e Ba/Sr se devem principalmente a que essa rocha contém o mais baixo conteúdo de Sr, enquanto que o K e Rb têm os teores comparativamente mais elevados no charnockito do que nas demais rochas.

Observando-se atentamente o K na figura VII.1 e os elementos como o Pb, Ba e Rb na figura VII.5, sobressaem-se dois 'trends' diferentes um para as rochas gabro-noríticas e outro para as rochas charnockitóides, embora em quase todos esses casos as correlações interelementos sejam positivas. Os 'trends' do K e do Pb aparecem mais pronunciados do que os de Ba e Rb quando aumenta o conteúdo de SiO_2 nas rochas, demonstrando que o aparecimento de dois 'trends' numa associação litológica é uma característica ígnea, bem como refletindo seqüências de cristalização diferentes para cada grupo de rochas.

No diagrama de variação da figura VII.6, o plote dos valores totais dos elementos terras raras versus SiO_2 mostra pequena dispersão de alguns dados de enderbitos e charno-enderbitos, porém, no geral há o decréscimo dos conteúdos de terras raras totais quando aumentam os teores de SiO_2 . As TR totais das rochas gabro-noríticas apresentam uma tendência de correlação positiva com SiO_2 . Comportamento semelhante ao das TR também pode ser verificado nas figuras VII.1 e 5, onde outros elementos considerados imóveis tais como o Ti e o Zr; o Nb e o Y (Tabela VII.1) são correlacionados com SiO_2 .

Os elementos terras raras, geralmente ao serem comparados graficamente são normalizados por condrito e projetados em uma escala semi-logarítmica de acordo com os números atômicos ou raios iônicos no eixo horizontal, para compensar os efeitos zig-zague da regra de Oddo-Harkins. Nesse trabalho, os valores condriticos escolhidos (Tabela VII.1) são os dados de abundância do condrito de Leede (Masuda et al., 1973) divididos por 1,20 o que os tornam comparáveis aos dados médios de vários condritos (Haskin et al., 1968; Frey et al., 1968).

FIGURA VII.5 - Diagramas de variação de elementos traço versus SiO_2 .

FIGURA VII.6 - Diagrama de variação dos elementos terras raras versus SiO₂.

Os padrões de TR da associação de rochas não apresentam diferenças significativas, elas são enriquecidas em TR totais, especialmente em teores de terras raras leves (TRL), os elementos mais abundantes do grupo dos lantanídeos. A figura VII.7 mostra o padrão de TR das rochas gabro-noríticas com enriquecimento das TRL relativamente às terras raras pesadas (TRP), as suas razões Ce_N/Yb_N variam de 11,3 a 12,9 (chegando a 30,2 na amostra SF-65). Os conteúdos normalizados de Yb variam de 5,8 a 9,8 vezes o condrito enquanto que os de Ce variam de 74,9 a 110,7 vezes o condrito, sendo que os valores mais baixos correspondem à amostra SF-67 e os dados também indicam um grau de fracionamento de TR maior para a mesma. As anomalias negativas de Eu são bem definidas, embora a amplitude de Eu seja um pouco mais pronunciada na amostra SF-67 ($Eu/Eu^* = 0,78$) do que na amostra SF-59A ($Eu/Eu^* = 0,78$) (para obter a razão Eu/Eu^* o valor observado de Eu normalizado é dividido pelo valor da interpolação linear entre Sm e Gd).

Nos enderbitos, figura VII.8, os padrões de TR são comparativamente um pouco mais heterogêneos, as cinco amostras apresentam padrões semelhantes evidenciando o enriquecimento de TRL em relação às TRP, sua razão média de Ce_N/Yb_N sendo de 14,06, com uma variação de 6,7 a 27,1; os conteúdos de Yb normalizados variam de 3,3 a 12,4 vezes o condrito enquanto que os de Ce normalizados variam de 71,7 a 86 vezes o condrito. As anomalias de Eu variam de levemente negativas nas amostras SF-54 e SF-55 ($Eu/Eu^* = 0,85$) a fortemente negativa como na amostra SF-28 ($Eu/Eu^* = 0,44$). A amostra SF-09 diferencia-se das demais por apresentar anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 2,16$).

Dentre as rochas intermediárias os charno-enderbitos apresentam os mais baixos conteúdos de TRL ou TR totais. A figura VII.9 mostra o padrão de TR fracionado dessas rochas e comparativamente à maioria dos enderbitos, as amostras SF-23 e SF-24 (charno-enderbíticas) apresentam valores maiores de TRP, com exceção da amostra SF-16A que é muito empobrecida em TRP. As razões Ce_N/Yb_N variam 10,1 a 15, chegando a 38,1 na amostra SF-16A; os conteúdos de Yb normalizados variam de 6,9 a 1,4 (na amostra SF-16A) vezes o condrito e os de Ce variam de 53 a 103,8 vezes o

FIGURA VII.7 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para noritos Bela Joana.

FIGURA VII.8 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para enderbitos Bela Joana.

condrito. As amplitudes das anomalias negativas de Eu são moderadas (Eu/Eu^* média de 0,73).

A amostra de charnockito SF-64, figura VII.9, apresenta um padrão de TR fortemente fracionado, é muito enriquecida em TRL e fortemente empobrecida em TRP, sua razão Ce_N/Yb_N é de 34,2 (em torno de 8,7 vezes a do condrito). A anomalia positiva de Eu é proeminente ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 4,8$) e o conteúdo de TR totais é o mais baixo de todas as amostras.

As semelhanças geoquímicas entre os diferentes tipos de rochas, entre as quais os padrões de TR sistematicamente paralelos com pequenas variações das abundâncias dos elementos sugerem semelhanças dos processos petrogenéticos envolvidos na formação dos tipos de rochas, além do que, as tendências gerais de correlações positivas das razões Ce/Yb e negativas dos conteúdos de TR totais com o acréscimo de SiO_2 , são consistentes com uma sequência de rochas relacionadas geneticamente, embora possa também ser considerado que elas não tenham sido derivadas pela diferenciação de um só magma.

Os elementos como o Eu e Sr correlacionam-se negativamente com SiO_2 (Tabela VII.1) sendo que as amostras (SF-55, SF-54, SF-16A) mais ricas em CaO, Al_2O_3 e com maior conteúdo de plagioclásio modal que é o maior hospedeiro desses elementos, têm anomalias de Eu menos pronunciadas do que as amostras (SF-23, SF-24, SF-28) onde há uma correlação geral de baixo Eu/Eu^* com também baixos conteúdos de CaO e Sr. Os dados sugerem que para amostras de rochas com baixos valores de Eu/Eu^* , CaO e Sr há o envolvimento de fracionamento de plagioclásio no processo de formação das mesmas. Por outro lado, considerando que a granada contém alto teor de Y e grande parte dos enderbitos apresentam os maiores teores de Y, bem como as maiores proporções de granada modal, consequentemente, como pode ser observado nas figuras VII.9 e VII.10, os enderbitos e charno-enderbitos mais enriquecidos em TRP (amostras SF-23, SF-24, SF-28, SF-54 e SF-55) são os menos fracionados em TR. As mais altas razões Ce_N/Yb_N com maior empobrecimento em TRP e as anomalias positivas de Eu no enderbito SF-09 e no charno

FIGURA VII.9 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para charno-enderbitos e charnockito (SF-64) Bela Joana.

ckito SF-64 podem ser consideradas grosseiramente como uma continuidade entre esses 'trends' de TR com o aumento do conteúdo de SiO_2 (Figs. VII.8 e VII.9), sendo que, para explicar essas características, geralmente se invocam modelos petrogenéticos onde há o acúmulo de feldspatos em alguma fase do processo, bem como de cristalização fracionada associada a hornblenda ou fusão parcial de uma fonte máfica com granada e/ou hornblenda residuais.

O padrão fracionado em TR da associação charnockítica pode ser atribuído a uma característica do precursor, que não se modificou sob os efeitos de metamorfismo ou ação de fluidos ricos em CO_2 , sendo que o enriquecimento em TRL com padrões um pouco variados para os tipos litológicos pode refletir algumas diferenças de equilíbrio sólido-líquido durante a formação das rochas.

VII.2 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA UNIDADE ANGELIM

As quatro análises de elementos maiores, menores e traços das amostras representativas da unidade Angelim (Tab.VII.1) aparecem plotadas nos diagramas de Harker e demais figuras que caracterizam geoquimicamente a unidade Bela Joana. As duas unidades apresentam várias semelhanças químicas entre si. As amostras do granitóide Angelim estão agrupadas na faixa de composição intermediária. Nos diagramas de Harker, figura VII.1, essas amostras dispõem-se regularmente, acompanhando a tendência geral das amostras enderbíticas e charno-enderbíticas, com decréscimos de CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MgO , TiO_2 e P_2O_5 com o aumento do conteúdo de SiO_2 ; o Na_2O e o MnO aparecem relativamente constantes e o K_2O aumenta com SiO_2 . A afinidade cálcico-alcalina do granitóide Angelim está bem caracterizada nos diagramas de Harker e no diagrama ternário AFM da figura VII.2. O diagrama SiO_2 versus razão cálcio/álcalis (Brown, 1982) da figura VII.11 mostra também essa tendência para as rochas.

Todas as amostras da unidade Angelim apresentam

coríndon e quartzo normativos. No diagrama de classificação de O'Connor (1965), figura VII.3, as amostras caem no campo dos granodioritos, da mesma forma que no diagrama normativo Q-KF-Pl da figura VII.4.

Os elementos de transição como o Cr (média de 27 ppm), Ni (média de 5 ppm), V (média de 110 ppm) e Cu (média de 8 ppm) não apresentam variações significativas nas amostras (Tab. VII.1); o Cr e o V tendem a ocorrer em mais baixos conteúdos nas amostras relativamente mais diferenciadas (SF-40 e SF-75). Os elementos incompatíveis, tal como é esperado, também não mostram grandes variações. Nesse grupo de rochas as razões Rb/Sr (0,52 - 0,68) são relativamente altas e as de K/Rb (entre 176 e 207) podem ser consideradas baixas devido ao alto conteúdo de Rb (média de 118 ppm) nas amostras, ao passo que a razão Ba/Sr varia de 2,4 a 3,6, devendo-se essa variabilidade ao conteúdo de Ba (446-789 ppm) das mesmas.

O plote de alguns elementos incompatíveis tais como o Ba, Zn e Zr versus SiO_2 mostra a coerência das correlações desses elementos entre as duas unidades. Porém, o granitóide de Angelim individualiza-se nas correlações Rb versus SiO_2 por ser mais enriquecido em Rb, e de Pb versus SiO_2 por ser também enriquecido em Pb que se dispõe seguindo uma tendência diferente das amostras do charnockitóide, além de ter um pouco mais de K e menores valores de Ca.

Em relação aos valores totais dos elementos TR, as amostras de rochas relativamente mais diferenciadas do granitóide (SF-40 e SF-75) são mais enriquecidas em TR totais e dessa forma, se destacam das demais no diagrama de variação da figura VII.6. A tendência da unidade Angelim é de correlação positiva de TR totais com SiO_2 , uma característica distinta desse grupo de rochas. Os padrões de TR da unidade, figura VII.10, é de enriquecimento em TRL relativamente às TRP, com as razões Ce_N/Yb_N variando 16 a 85,9. Os conteúdos normalizados de Ce variam de 218,3 vezes o condrito na amostra SF-40 e de 77 a 130 vezes o condrito nas demais, sendo que os dados indicam um grau de fraci

FIGURA VII.10 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para as rochas do granitóide Angelim.

onamento de TR comparativamente maior para a amostra SF-31. As anomalias de Eu são bem definidas e fortemente negativas nas amostras mais diferenciadas (Eu/Eu* médio de 0,35) enquanto que nas outras amostras as anomalias de Eu são levemente negativas (Eu / Eu* médio de 0,79). As amostras SF-31 e SF-45 são mais enriquecidas em CaO, Al_2O_3 , Eu, Sr e possuem mais altas razões Eu/Eu* do que as amostras relativamente mais diferenciadas, sendo que estas últimas por sua vez sugerem o fracionamento de plagioclásio durante o processo de formação das rochas. Por outro lado, o empobrecimento de TRP das rochas geralmente envolve a hornblenda e /ou granada nos modelos petrogenéticos que explicam os processos de cristalização fracionada ou fusão parcial de uma fonte máfica deixando esses minerais como fases residuais.

VII.3 - COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS DIFERENTES LITOTIPOS

As composições médias dos enderbitos e charno-enderbitos Bela Joana constam na tabela VII.2, respectivamente como análises A e B, e se comparadas a rochas petrograficamente semelhantes de outras províncias mostram vários aspectos em comum. As análises 1 e 2 pertencem a associações charnockíticas cálcico alcalinas da região de Qianan, a norte da China, de idade proterozóica média, enquanto que a análise 2 se refere a média de gnaisses charnockíticos e enderbíticos do complexo Ilivertalik, geologicamente associados aos gnaisses Nûk do sudoeste da Groenlândia e de idade arqueana. Os charno-enderbitos Bela Joana relativamente aos charnockitos de Qianan se mostram empobrecidos em K, Ba, Rb, Sr e TRL, um pouco enriquecidos em alguns elementos como o Ca, Cr e Ni, ao passo que os enderbitos Bela Joana são empobrecidos em K, Ba e Zr, apresentando conteúdos mais elevados de MgO e Al_2O_3 comparativamente aos gnaisses do complexo Ilivertalik. Por outro lado, os ortognaisses charnockíticos de Madras, do sul da Índia, que correspondem à análise 3, e os gnaisses charnockíticos de Tromoy, do sul da Noruega, na análise 4, este último representando um grupo de rochas considerado de conteúdo normal em elementos litófilos, são enriquecidos em K, Ba, Rb e

25

TABELA VII.2 - BJ-A, BJ-B, BJ-C : são rochas da associação charnockítica Bela Joana (respectivamente enderbitos, charno-enderbitos e gabro-noritos); D : rochas da unidade Angelim. N° entre parênteses : n° de análises. 1= Média de charnockitos e charno-enderbitos Qianan, norte da China (Wang et al., 1985); 2= Charnockitos e enderbitos do complexo Ivteralik, SW Groenlândia (Compton, 1978); 3= Charnockitos de Madras, sul da Índia (Weaver, 1980); 4= Gnaisses charnockíticos Tromoy, sul da Noruega (Field et al., 1980); 5= Granodiorito, batólito NE do Sudão (Neary et al., 1976); 6= Granodiorito Half Dome, batólito Sierra Nevada (Frey et al., 1978 ; Bateman & Chappel, 1979); 7= granodiorito, batólito Chile Central (G30) (Lopez-Escobar et al., 1979); 8= superunidade Linga, batólito costeiro do Peru (Pitcher, 1985); 9= Granitóide da Bolívia (Pearce et al., 1984); 10= Tonalito do complexo Veddrette di Ries, Alpes (Bellieni et al., 1981); 11= Tonalito, maciço Adamello, Itália (Dupuy et al., 1982); 12= Tonalito, Lewisian da Escócia (Weaver & Tarney, 1980); 13= Gabro, maciço Adamello (Dupuy et al., 1982); 14= Andesito, San Juan Mountains, Colorado (Zielinski & Lipman, 1976).

TABELA VII.2

	COMPOSIÇÕES QUÍMICAS MÉDIAS DE DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS																	
	BJ-A (5)	BJ-B (3)	BJ-C (2)	D (4)	1 (15)	2 (4)	3 (28)	4 (40)	5 (5)	6 (1)	7 (1)	8 (6)	9	10 (5)	11 (8)	12 (3)	13 (3)	14 (3)
SiO ₂ (%)	62,15	65,27	51,15	63,60	65,58	62,56	72,60	67,48	62,51	62,78	61,35	62,54	65,63	62,60	61,55	65,39	47,28	53,80
TiO ₂	0,96	0,72	1,67	0,95	0,50	0,88	0,37	0,84	0,75	0,70	0,92	0,67	0,66	0,61	0,78	0,63	1,10	1,13
Al ₂ O ₃	16,40	15,67	15,10	15,60	15,13	15,28	13,52	13,82	16,84	15,74	16,88	16,31	14,98	17,22	17,01	15,14	16,88	16,20
Fe ₂ O ₃	6,49	5,42	9,59	6,10	5,89	7,72	3,52	5,65	6,16	5,65	5,11	5,31	4,73	5,30	6,21	5,10	9,90	8,16
MnO	0,09	0,09	0,14	0,08	0,08	0,11	0,05	0,07	0,13	0,09	0,09	0,12	0,01	0,11	0,12	0,06	0,21	0,15
MgO	2,44	2,01	7,47	2,07	2,67	1,29	1,16	1,07	1,88	2,50	2,47	3,23	2,40	2,16	2,85	2,51	9,15	4,90
CaO	5,41	4,39	8,60	4,06	3,15	4,78	1,67	2,88	4,13	4,80	4,51	5,21	1,64	5,60	6,38	5,47	11,46	7,6
Na ₂ O	3,00	3,05	2,36	2,98	3,54	3,85	2,88	3,21	4,77	3,25	5,85	2,97	3,54	2,91	2,80	3,91	2,37	3,50
K ₂ O	1,52	2,17	1,47	2,67	3,17	2,53	4,08	4,25	2,07	3,22	2,74	3,80	5,83	2,47	2,01	0,94	0,44	2,20
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,43	0,25	0,17	---	0,07	0,07	0,20	0,17	0,27	0,15	0,01	0,17	0,22	0,12	0,25	0,44
LOI	0,59	0,66	1,18	0,92	---	---	---	0,49	---	1,42	---	---	---	1,17	0,94	---	1,55	2,20
Total	99,32	99,64	99,16	99,28	99,88	99,00	100,02	99,83	99,44	100,32	100,19	100,31	99,43	100,32	100,87	99,27	100,59	100,28
Zr (ppm)	248	200	173	264	-	578	277	478	212	143	-	241	132	131	123	204	27	-
Y	17	12	21	19	-	-	23	-	26	26	-	24	24	-	20	7	16	-
Ba	579	534	417	610	869	1338	879	896	-	745	650	572	559	-	389	627	157	1053
Sr	284	225	447	212	409	287	166	163	327	478	600	484	213	279	353	412	409	880
Rb	37	62	48	118	92	49	100	139	43	134	50	190	416	96	74	5	3	46
Nb	14	13	37	17	-	-	9	-	5	8	-	-	12	-	13	6	5	-
U	1	7	11	20	-	-	-	-	0,7	8,4	4,4	7	-	-	2,8	-	1	0,92
Th	2	8	13	22	-	4	19	-	0,9	31,8	10	31	14,2	9,2	12,4	0,18	2	3,2
Pb	6	12	6	17	-	-	19	-	7	15,5	-	23	-	-	-	7	-	-
La	29,2	25,9	30,6	42,9	70,0	36,6	44,5	80,5	-	26,6	20,7	23,2	45,1	25,6	28,7	19,7	18,7	30,0
Ce	65,7	58,4	75,4	107,4	117,5	83,2	78,5	182,5	-	50,0	46,7	50,6	66,1	50,2	58,1	34,7	40,4	83,7
Nd	30,6	26,5	39,2	46,1	39,5	42,6	29,6	95,5	-	22,0	23,0	28,8	29,2	21,0	-	14,2	-	37,0
Sm	6,3	5,2	8,3	8,9	4,9	9,0	5,9	20,0	-	-	4,3	-	6,2	4,7	4,7	2,7	4,6	6,9
Eu	1,8	1,1	1,7	1,3	1,3	2,2	1,8	2,5	-	-	1,0	-	1,2	1,1	1,2	0,94	1,4	1,9
Gd	6,2	4,8	7,8	7,4	3,7	6,9	11,4	18,5	-	-	4,9	-	5,3	-	-	2,15	-	6,5
Dy	5,2	3,9	6,0	5,7	2,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,4
Er	2,0	1,2	2,6	2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,3	0,9	1,6	1,3	0,99	2,2	3,5	8,2	-	2,4	1,5	-	2,1	1,7	2,3	0,77	2,5	2,2
Cr	35	25	182	27	147	-	16	-	-	13	30	10	-	-	19	59	382	-
Ni	5	2	74	5	59	-	3	-	-	8	15	14	-	-	11	38	86	55
V	129	101	223	110	-	-	-	-	-	117	130	137	-	-	149	-	321	-
Cu	14	13	39	8	-	-	-	-	-	17	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	72	69	82	75	-	-	43	-	93	81	-	87	-	-	-	60	-	-
Ga	19	17	15	16	-	-	19	-	-	17	-	-	-	-	-	22	-	-
FeO/MgO	2,38	2,37	1,35	2,70	1,98	5,39	2,81	4,75	2,95	2,03	1,86	1,48	1,77	2,21	1,96	1,83	0,97	1,50
Rb/Sr	0,13	0,29	0,11	0,56	0,22	0,17	0,60	0,85	0,13	0,28	0,08	0,39	1,95	0,34	0,21	0,01	0,01	0,05
Ba/Sr	2,0	2,4	0,93	2,9	2,1	4,7	5,3	5,50	-	1,50	1,08	1,18	2,62	-	1,10	1,5	0,38	1,20
K/Rb	387	331	369	188	287	429	339	254	400	199	455	166	116	214	225	1561	1218	397
Σ TR	148,4	131,2	173,3	223,5	238,9	182,7	175,2	407,7	-	-	102,1	-	155,2	104,3	-	75,2	-	173,6

TR totais relativamente a associação charnockítica Bela Joana; o enriquecimento em Fe acompanhado de moderada concentração em Mg é uma característica química peculiar aos charnockitos de Madras.

As unidades Bela Joana e Angelim são, de modo geral, quimicamente semelhantes entre si, porém, o aspecto que distingue o granitóide é sua maior proporção em elementos incompatíveis. O granitóide Angelim, análise D na tabela VII.2, é levemente enriquecido em Y, Zr e Ba, levemente empobrecido em Sr, fortemente enriquecido em Rb, e em particular, um pouco enriquecido em K comparativamente aos enderbitos. Entre essas duas unidades as razões Ba/Sr são semelhantes entre si, distinguindo-se as razões mais elevadas de Rb/Sr e mais baixa de K/Rb do granitóide. Com relação aos elementos TR, a unidade Angelim é mais rica em TR totais, apresentando maior proporção de TRL comparativamente aos enderbitos, bem como maiores proporções de TRL e TRP do que os charno-enderbitos.

A disposição das rochas das unidades Angelim e Bela Joana no diagrama SiO_2 versus cálcio/álcalis (Brown, 1982) na figura VII.11, mostra que elas se situam no campo das suítes cálcico-alcalinas de Peacock (1931), tendo em parte as relações $\text{CaO} > \text{álcalis}$ e em parte $\text{CaO} < \text{álcalis}$ com índice de Peacock em torno de 61. A linha SN da figura VII.11 representa o 'trend' do batólito Sierra Nevada, considerado tipicamente cálcico-alcalino e com índice álcali-cálcio da ordem de 61, ao qual se justapõem as amostras da unidade Angelim, sendo que as amostras da associação charnockítica tendem a seguir a linha SN e algumas delas aparecem um pouco deslocadas em direção a índices mais cálcicos; os enclaves gabro-noríticos aparecem no campo das suítes alcalinas de Peacock.

Considerando os diversos ambientes tectônicos em que são encontradas as rochas de afinidade cálcico-alcalina, a tabela VII.2 apresenta os dados químicos representando as composições médias de várias associações de rochas que possam ser comparadas ao granitóide Angelim e à associação charnockítica Bela Joa

FIGURA VII.11 - Distribuição das amostras das unidades Bela Joana e Angelim em diagrama log CaO/Na₂O versus SiO₂ (Brown, 1982).

na.

A análise 5 refere-se ao biotita-hornblenda granodiorito do batólito do nordeste do Sudão, de idade eocambriana, fazendo limites com o Egito e o Mar Vermelho e representando arcos de ilhas cratonizados que foram gerados em ambiente pré-colisional. O granitóide Angelim, os enderbitos e charno - enderbitos Bela Joana são comparáveis ao granitóide do Sudão que se distingue destes por ser enriquecido em Na, Sr, Zn e por apresentar proporções menores de Rb, Nb e Pb relativamente ao Angelim.

As análises representativas de seqüências magmáticas associadas a margem continental ativa como a do granodiorito Half Dome do batólito Sierra Nevada (análise 6), a de granodioritos do batólito Chile Central (análise 7) ou da super-unidade Linga, do batólito costeiro do Peru (análise 8) mostram que essas seqüências são quimicamente comparáveis à associação charnockítica Bela Joana e ao granitóide Angelim, destacando-se destes últimos por serem um pouco enriquecidas em K, Rb e Sr, com algumas diferenças em TRL, Ba e por vezes em Na ou em Mg.

O granitóide da Bolívia (análise 9) representa um arco magmático intrudido durante a colisão entre o continente sul-Americano e a cordilheira oeste dos Andes durante o Mioceno, sendo enriquecido em K e Rb e mais pobre em Ca quando comparado com o charnockitóide Bela Joana e o granitóide Angelim, diferenciando-se deste último também pelo menor conteúdo em Ba e TRL.

As análises 10 e 11 correspondem a tonalitos do complexo Veddrette di Ries, nos Alpes, situado entre a Itália e Áustria, e do maciço Adamello, do norte da Itália, respectivamente, representando produtos de magmatismo em ambiente pós-colisional. Os enderbitos Bela Joana são quimicamente semelhantes a esses tonalitos, porém, distinguindo-se deles quanto ao conteúdo de alguns elementos incompatíveis como o K e Rb (menos elevados na Bela Joana), com algumas diferenças em Sr, TRL ou Yb. O granitóide Angelim se destaca dos tonalitos por ser um pouco enriquecido em Zr e TRL, apresentando também algumas diferenças em Al e Ca ou particularmente, em Ba e Rb com relação ao maciço Adamello.

A figura VII.12 ilustra a abundância relativa de elementos compatíveis e incompatíveis entre os diferentes tipos de rochas, tomando-se as abundâncias normalizadas pelos valores estimados do manto primordial (segundo Wood et al., 1979) e plotadas em escala semi-logarítmica de acordo com o aumento gradativo da incompatibilidade dos elementos (da direita para esquerda no gráfico). Comparativamente ao enderbito Bela Joana, o tonalito Andino é levemente enriquecido em Rb, K, Sr, TRP e empobrecido em Ba, Nb, Ti e TRL, enquanto que o granitóide Angelim mostra um relativo empobrecimento em Sr, P e Ti, com moderado enriquecimento em Rb, K e TR. Com relação aos elementos como Th e U, determinados por fluorescência de RX, podem ser considerados aproximadamente semelhantes em conteúdo ao tonalito Andino, embora na figura VII.12 haja alguma discordância, devido a que os teores determinados para esses elementos estarem próximos ao limite de detecção segundo o método utilizado para análise e portanto com baixa precisão. O enderbito Lewisian mostra muito mais baixos conteúdos de K, Rb, Th e U relativamente ao enderbito Bela Joana, e tais diferenças são atribuídas a remoção desses elementos durante o metamorfismo de facies granulito. O enderbito Lewisian também apresenta menor proporção dos demais elementos incompatíveis, entre os quais as TRL, sendo que os elementos como o Ba e o Sr não são considerados empobrecidos nesse grupamento de rochas; o empobrecimento de TRP e P é atribuído ao efeito da granada e/ou hornblenda nas regiões fontes durante a geração do tonalito (q.v. análise 12; Tab. VII.2).

Portanto, pode-se explicar parte da química da associação charnockítica, principalmente com relação a composição dos elementos incompatíveis como primária e intermediária entre associações charnockíticas cálcico-alcalinas e/ou ricas em FeO/MgO e os gnaisses granulíticos empobrecidos em alguns elementos litófilos, como exemplo clássico os granulitos Lewisian. E relativamente às associações granitóides cálcico-alcalinas, o Bela Joana apresenta também semelhanças em geoquímica mais razoáveis com o batólito do Chile Central, ao passo que o granitóide Angelim assemelha-se melhor com o batólito Sierra Nevada.

FIGURA VII.12 - Plote das abundâncias médias dos elementos incompatíveis, normalizados pelo manto primordial (Wood et al., 1979), para o enderbito Lewisian e tonalito Andino (Weaver & Tarney, 1980) comparados ao enderbito Bela Joana e ao granitóide Angelim.

Comparando-se a composição média das rochas gabro noríticas Bela Joana (análise C) com a média dos gabros associados aos tipos litológicos do maciço Adamello (análise 13; Tab. VII.2), de composição semelhante a basaltos de alto alumina, destacam-se as diferenças entre os principais elementos maiores das rochas. Contudo, ao comparar-se a análise 13 com a amostra de gabro-norito SF-67 (Tab. VII.1) salientam-se também certas diferenças, as proporções mais baixas de Al e um pouco mais elevadas de K desta última. A amostra do gabro-norito SF-59A (Tab. VII.1) é comparável a análise 14 (Tab. VII.2), que corresponde ao andesito alcalino do Colorado e distinguindo-se daquele somente pelos conteúdos mais elevados de Sr e Ba. Assim, de acordo com a química dos elementos maiores as rochas gabro-noríticas Bela Joana guardam entre si uma evidente afinidade alcalina, sugerindo que a fonte primária dessas rochas também tenha essa mesma afinidade.

O charnockito Bela Joana, amostra SF-64 (Tab. VII.1), é quimicamente comparável aos charnockitos de Madras (análise 3; Tab. VII.2), ou a granitos de semelhantes conteúdos em SiO_2 e K_2O como p.ex., os granitos associados ao complexo Veddré de di Ries, unidades graníticas do batólito costeiro do Peru ou granitos do batólito do Sudão, porém, o charnockito Bela Joana distingue-se dessas seqüências graníticas por apresentar níveis mais baixos nos principais elementos incompatíveis tais como o Ba, Rb, Sr e TR. O padrão de TR fortemente fracionado do charnockito, com anomalia positiva de Eu, é comparável aos padrões de TR de gnaisses de composição trondjemítica ou microclínio gnaisses do Lewisian da Escócia (Weaver & Tarney, 1980) ou mesmo, aos padrões de TR de alguns charnockitos de Madras (Weaver, 1980), que em geral têm composições adamelíticas. Entretanto, o charnockito Bela Joana pode representar a segregação de um líquido residual, proveniente de um precursor de composição básica ou tonalítica, visto que o mesmo apresenta o maior conteúdo de K (e + Rb) e menor de TR totais, Y, Sr e Ba relativamente aos enderbitos e charno-enderbitos. A anomalia positiva de Eu do charnockito pode ser o resultado da acumulação de feldspatos, principalmente de K-feldspato (q.v. Tab. IV.1, de análises modais; cap. IV).

VII.4 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DAS UNIDADES MIGMATÍTICAS

Os dados de elementos maiores, menores e traços de oito amostras representativas das unidades migmatíticas, escolhidas após exame petrográfico, sendo quatro amostras da unidade Catalunha e quatro amostras da unidade São Fidélis, estão representados na tabela VII.3. Os dados de elementos maiores e alguns traços de três amostras da unidade São Fidélis, além de mais três amostras da unidade Catalunha, que complementam a tabela VII.3, foram retirados da literatura geológica sobre a região. A tabela VII.4 contém os dados de elementos maiores da unidade Santo Eduardo integralmente retirados da bibliografia da área. O critério adotado para a seleção dos dados analíticos adicionais para as unidades em questão, foi o aproveitamento dos dados químicos existentes das unidades dentro da área de estudo, e a partir daí, para as mesmas unidades focalizadas em continuidade lateral para as áreas vizinhas.

A maioria dos dados para as correlações interelementos das unidades migmatíticas, em diagramas de Harker e outros diagramas de variação, aparecem em conjunto sem prejuízo da visualização dos caracteres geoquímicos individuais das unidades, salientando-se que as diferenças em geoquímicas entre elas são melhor ilustradas dessa forma.

VII.4.1 - Unidade Catalunha

A maioria dos dados analíticos das amostras dos gnaisses migmatíticos Catalunha têm composição na faixa ácida ($\text{SiO}_2 > 70\%$) e correspondem petrograficamente a biotita-granada gnaisses ricos em quartzo, com sillimanita acessória em alguns casos (amostras SF, tabela VII.3; q.v. a Tab. IV.3 de análises modais, cap. IV). Em diagramas de Harker, figura VII.13, os óxidos dispõem-se com uma tendência de correlações geralmente pouco acentuadas, sendo positivas as de MgO e CaO e negativas as de

TABELA VII.3A
COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DE ROCHAS

UNIDADE CATALUNHA							
Amostras	SF-18	SF-19	SF-17	SF-63	J-7A**	J-7C**	J-15B**
SiO ₂ (%)	69,70	74,30	75,70	77,80	68,50	72,35	74,75
TiO ₂	0,74	0,42	0,44	0,50	0,39	0,86	0,91
Al ₂ O ₃ ^t	12,30	11,20	11,20	9,40	11,00	9,65	8,67
Fe ₂ O ₃	6,22	5,43	4,48	4,88	5,74	7,99	7,27
MnO	0,09	0,09	0,07	0,08	0,05	0,08	0,06
MgO	2,96	2,39	2,00	2,06	1,00	1,97	1,60
CaO	0,90	1,52	1,72	1,18	3,00	1,32	2,25
Na ₂ O	1,67	2,23	1,87	1,71	3,98	2,69	2,96
K ₂ O	3,42	1,33	2,00	1,34	5,18	2,76	1,20
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,05	0,07	0,15	0,07	0,14
LOI	0,40	0,01	0,11	0,01	0,79	0,24	0,29
Total	98,46	98,98	99,64	99,11	99,78	99,98	100,10
Zr (ppm)	193	255	196	456			
Y	19,3	27,4	15,8	32,6			
Ba	644	299	440	341			
Sr	143	146	150	119			
Rb	130	28	55	49			
Nb	10	12	11	17			
U	3	0	0	6			
Th	20	18	0	35			
Pb	18	13	4	12			
La	14,0	44,6	15,9	58,5			
Ce	34,1	104,3	38,0	137,3			
Nd	14,5	44,9	15,0	56,4			
Sm	2,9	7,6	2,2	10,4			
Eu	0,9	1,4	1,2	1,1			
Gd	3,4	6,8	3,5	7,8			
Dy	4,8	6,3	4,1	7,1			
Er	2,7	3,6	1,8	4,3			
Yb	2,5	2,9	1,1	2,8			
Cr	80	75	63	70			
Ni	24	7	17	21			
V	130	118	105	101			
Cu	0	9	2	9			
Zn	86	58	51	56			
Ga	14	10	11	7			
Σ TR	79,8	222,4	82,8	285,7			
Rb/Sr	0,91	0,19	0,37	0,41			
K/Rb	218	394	302	227			
K/Ba	44	37	38	33			
Eu/Eu*	0,88	0,59	1,19	0,40			
(Ce/Yb) _N	3,5	9,2	9,0	12,4			
(Gd/Yb) _N	1,2	1,4	2,6	1,6			

Obs.:

** Batista & Oliveira (1987)

FIGURA VII.13 - Diagramas de Harker para óxidos versus SiO₂. (Catalunha: Batista & Oliveira (1987); São Fidélis: Grossi Sad et al. (1980a), Batista & Oliveira (1987), Grossi Sad et al. (1980b); Santo Eduardo: Grossi Sad et al. (1980a,c)).

FeO_T , Al_2O_3 e K_2O com o acréscimo de SiO_2 ; o P_2O_5 , MnO e TiO_2 apresentam-se relativamente constantes com o aumento de SiO_2 .

Os elementos traço, ilustrados no diagrama da figura VII.14, apresentam variações pouco significativas relativamente ao conteúdo de SiO_2 , com exceção do Zr que mostra uma correlação fortemente positiva com o acréscimo de SiO_2 . Os elementos incompatíveis como o Ba, Pb e Rb, bem como o somatório dos principais elementos de transição, Cr + Ni + V, tornam-se relativamente empobrecidos com o acréscimo de SiO_2 . Examinando-se a tabela VII.3, nota-se que as variações de Sr se mantêm relativamente estáveis enquanto que as de Zn diminuem em conteúdo com o acréscimo de SiO_2 nas rochas. Os valores totais dos elementos terras raras mostram uma tendência de acréscimo com SiO_2 . Na amostra SF-18, a de mais baixo conteúdo em SiO_2 , tem-se a maior razão Rb/Sr (0,91) e a menor em K/Rb (218) devido ao maior conteúdo de Rb dessa rocha; a razão K/Ba (44) da mesma amostra é também alta e se deve a que essa rocha é relativamente alta em conteúdos de Ba e K.

Os padrões de TR dos gnaisses Catalunha, representados na figura VII.15, são fracionados e paralelos entre si, enriquecidos em TRL relativamente às TRP, com razões Ce_N/Yb_N variando de 3,5 a 10,4. As amostras mais enriquecidas em TR totais, SF-19 e SF-63, têm os conteúdos normalizados de Yb em torno de 14 vezes o condrito enquanto que os de Ce variam de 168,9 a 128,3 vezes o condrito. As amostras SF-17 e SF-18 são comparativamente mais fracionadas em TR, tendo a razão média de Ce_N/Yb_N de 6,2, com o conteúdo normalizado de Ce variando de 44,4 vezes o condrito e o Yb de 8,5 vezes o condrito, em valores médios. As anomalias de Eu são bem definidas nas rochas, com amplitude negativa mais pronunciada na amostra SF-63 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,40$), sendo que na amostra SF-17 o padrão de Eu é levemente positivo ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,19$), o que pode ser atribuído a um acúmulo de feldspato durante a sua petrogênese.

FIGURA VII.14 - Diagramas de variação de elementos traço versus SiO_2 .

FIGURA VII.15 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para os gnaisses migmatíticos Catalunha.

VII.4.2 - Unidade São Fidélis

Grande parte dos dados analíticos das amostras dos gnaisses migmatíticos São Fidélis têm composição subácida ($65\% < \text{SiO}_2 < 70\%$) e correspondem, em termos petrográficos, a granada-biotita gnaisses ricos em plagioclásio (amostras SF, tabela VII.3; q.v. Tab. IV.3, análises modais, cap. IV). Algumas amostras retiradas da literatura geológica da área são de microclínio gnaisses e outras são de biotita-granada gnaisses. Nos diagramas de Harker da figura VII.13, os óxidos dispõem-se com certa regularidade, seguindo uma tendência onde há o decréscimo de CaO , MgO , FeO_T e decréscimo menos acentuado de P_2O_5 , MnO e TiO_2 com o aumento do conteúdo de SiO_2 . O Al_2O_3 mostra-se relativamente constante, ao passo que o Na_2O aumenta com SiO_2 ; alguns dados de K_2O apresentam alguma dispersão, mas há uma tendência geral de aumentar o conteúdo de K_2O com o acréscimo de SiO_2 .

Os elementos traço, conforme aparecem representados no diagrama de variação da figura VII.14, mostram as correlações levemente marcadas. Os elementos incompatíveis como o Ba e o Pb apresentam correlação positiva com SiO_2 , enquanto que o somatório dos elementos de transição, $\text{Cr} + \text{Ni} + \text{V}$, diminuem em conteúdo com o acréscimo de SiO_2 ; o Rb varia pouco e Zr diminui levemente com a SiO_2 . Os valores de Sr e Zn na tabela VII.3, mostram alguma dispersão nas rochas, podendo-se distinguir as tendências de correlações positivas de Sr e negativa de Zn com o acréscimo de SiO_2 . Nas rochas com os maiores teores em SiO_2 , SF-01 e SF-73, são encontradas as mais altas razões de K/Rb (290 - 317) e as mais baixas de Rb/Sr (0,37-0,51) devido ao mais baixo conteúdo de Rb (média de 99 ppm) nessas amostras, enquanto que a razão K/Ba, variando de 29 a 37, também é baixa, sendo atribuída ao conteúdo maior de Ba (média de 912 ppm) das rochas.

Os padrões de TR dos gnaisses São Fidélis são fracionados e conforme aparecem na figura VII.16, há o enriquecimento de TRL relativamente às TRP. As razões Ce_N/Yb_N variam de 2,5 a 15,3, chegando a 24,1 na amostra SF-73. Os conteúdos de Yb

TABELA VII.3B
COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DE ROCHAS

UNIDADE SÃO FIDÉLIS

Amostras	SF-04	SF-44	SF-01	SF-73	TRD/9120	TRH/2539	TRA/131	J-28A	M/8-442	J/12-421	G/15-228	K/13-429
					*	*	*	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)
SiO ₂ (%)	63,30	65,70	67,60	67,70	73,20	66,20	68,60	63,92	65,50	65,80	66,00	72,50
TiO ₂	1,38	0,87	0,34	0,28	0,27	0,66	0,80	0,82	0,52	0,77	0,85	0,35
Al ₂ O _{3t}	14,90	15,80	15,60	16,80	15,10	16,70	14,00	13,54	16,60	16,60	15,20	14,40
Fe ₂ O _{3t}	6,68	5,94	3,63	1,86	1,70	5,50	5,88	9,81	3,40	5,30	5,70	2,30
MnO	0,07	0,10	0,07	0,04	0,02	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	0,06	0,02
MgO	2,50	2,28	1,08	0,71	0,60	1,30	1,70	3,97	1,50	1,60	2,30	0,96
CaO	4,10	2,80	3,20	2,98	2,70	3,40	3,20	3,54	3,70	3,90	3,40	2,10
Na ₂ O	2,63	2,86	2,96	3,52	2,76	2,26	2,05	2,23	2,68	2,47	2,75	2,80
K ₂ O	2,56	2,89	4,13	3,15	3,07	4,15	3,19	2,35	4,81	2,62	3,11	4,55
P ₂ O ₅	0,34	0,06	0,54	0,04	0,10	0,24	0,24	0,25	0,46	0,31	0,25	0,11
LOI	0,92	0,70	0,86	1,17	0,65	0,27	0,52	0,02	0,50	0,80	1,36	0,29
Total	99,38	100,00	100,01	98,25	100,17	100,54	100,24	99,53	99,72	100,22	100,49	100,38

Obs.:

(1) Grossi Sad et al.. 1980a

(2) Batista & Oliveira (1987)

* Grossi Sad et al.. 1980b

Zr (ppm)	225	214	113	58	136	200	490					
Y	8,3	22,9	25,7	7,8	-	-	-					
Ba	494	573	914	580	580	1080	920					
Sr	201	188	211	244	190	270	270					
Rb	123	146	108	90	132	192	101					
Nb	23	23	12	6	-	-	-					
U	-	36	3	6	-	-	-					
Th	1	50	12	35	-	-	-					
Pb	6	25	25	31	20	10	-					
La	17,8	60,5	16,0	26,4	-	-	-					
Ce	46,0	145,9	43,8	64,9	-	-	-					
Nd	25,0	58,6	24,8	30,9	-	-	-					
Sm	5,4	10,4	5,2	4,5	-	-	-					
Eu	1,0	0,6	1,1	1,1	-	-	-					
Gd	4,8	7,1	5,4	3,4	-	-	-					
Dy	3,2	5,5	5,2	1,8	-	-	-					
Er	0,9	3,2	4,5	0,8	-	-	-					
Yb	0,0	2,4	4,5	0,7	-	-	-					
Cr	40	40	12	7	5	15	26					
Ni	11	15	3	0	5	8	12					
V	144	104	45	25	30	62	70					
Cu	14	4	11	8	5	12	20					
Zn	78	77	42	19	60	80	80					
Ga	13	17	16	17	10	13	11					
ΣTR	104,1	294,2	111,5	134,5	-	-	-					
Rb/Sr	0,61	0,78	0,51	0,37	0,69	0,71	0,37					
K/Rb	173	164	317	290	193	179	262					
K/Ba	43	42	37	29	44	32	29					
Eu/Eu*	0,61	0,23	0,65	0,88	-	-	-					
(Ce/Yb) _N	12,6	15,3	2,5	24,1	-	-	-					
(Gd/Yb) _N	4,1	2,3	0,97	3,9	-	-	-

FIGURA VII.16 - Padrões de TR, normalizados por condrito, para gnaisses migmatíticos São Fidélis.

normalizados variam de 11,7 a 21,6 vezes o condrito e os de Ce variam de 50,8 a 83,7 vezes o condrito, atingindo 179,4 vezes o condrito na amostra SF-44 que tem o padrão de maior enriquecimento relativo em TR totais. As rochas com menores conteúdos de TRL apresentam os padrões mais fracionados de TR totais, sendo que dentre essas a SF-01 mostra também que é relativamente mais enriquecida em TRP; as amostras SF-01 e SF-44 mostram padrões sub-horizontais em TRP enquanto que as amostras SF-04 e SF-73 têm em pobrecimento em TRP. As anomalias negativas de Eu são bem pronunciadas nas rochas, sendo que o padrão de Eu é fortemente negativo na amostra SF-44 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,23$).

VII.4.3 - Unidade Santo Eduardo

As rochas da unidade Santo Eduardo que foram selecionadas para estudo geoquímico (tabela VII.4) são de composição em parte subácida ($65\% < \text{SiO}_2 < 70\%$) e em parte intermediária ($55\% < \text{SiO}_2 < 65\%$), abrangendo tipos petrográficos a biotita-granada gnaisses, anfibólio gnaisses e granulitos (piroxênio granulitos e anfibólio granulitos ricos em plagioclásio). Nos diagramas de Harker, figura VII.13, os óxidos mostram alguma dispersão, mas apresentam uma tendência de correlação negativa do CaO , MgO , FeO_T e correlação levemente negativa do P_2O_5 , MnO e TiO_2 com a SiO_2 . A correlação é positiva de Na_2O e K_2O com SiO_2 , sendo que o Al_2O_3 tende a manter-se relativamente constante nas rochas.

VII.5 - COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS DIFERENTES LITOTIPOS

As composições médias das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo estão representadas na tabela VII.5, dadas pelas análises A, B e C, respectivamente. As composições químicas médias de rochas, principalmente supracrustais, de diferentes ocorrências estão também reproduzidas na tabela VII.5, como

TABELA VII.4
COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DE ROCHAS

UNIDADE SANTO EDUARDO

Gnaisses

Amostras	PDL/14303	PDG/19549	PDK/10363	PDJ/6585	F/11148	J/4747	G/13179	K/5105
					*	*	*	*
SiO ₂ (%)	63,50	67,00	67,70	68,50	65,50	69,90	59,90	64,50
TiO ₂	1,30	0,65	0,69	0,40	0,81	0,83	1,20	0,83
Al ₂ O ₃	16,60	16,10	15,70	16,90	15,40	13,60	15,50	16,00
Fe ₂ O ₃	3,50	0,95	1,00	0,82	1,10	1,64	2,42	1,46
FeO	2,35	2,56	2,85	1,42	4,85	3,56	5,56	4,71
MnO	0,05	0,07	0,06	0,04	0,15	0,10	0,12	0,08
MgO	3,50	1,90	2,00	0,70	3,20	1,90	3,60	2,40
CaO	1,70	2,70	3,20	3,70	3,70	1,50	5,80	4,30
Na ₂ O	1,96	2,91	2,13	3,56	2,68	2,10	2,59	2,18
K ₂ O	3,48	4,91	4,33	4,05	2,49	3,25	1,95	2,54
P ₂ O ₅	0,08	0,32	0,18	0,22	0,03	0,11	0,27	0,20
H ₂ O ⁺	1,45	0,35	0,61	0,26	0,09	0,71	0,24	0,45
Total	99,51	100,47	100,50	100,60	100,03	99,23	99,18	99,69

Granulitos

Amostras	PDD/965	PDB/2219	PDB/1214	PDD/13507	PDE/6274	PDC/3246	PDD/8265	PAA/11290	PDF/6279
SiO ₂ (%)	62,60	63,90	64,00	64,90	65,60	66,70	67,50	67,90	71,00
TiO ₂	0,97	1,10	0,55	0,88	0,81	0,31	0,46	0,50	0,30
Al ₂ O ₃	16,30	14,00	15,30	14,90	16,50	17,50	16,60	15,50	16,20
Fe ₂ O ₃	2,10	2,20	1,80	1,20	0,97	2,30	1,20	1,60	1,20
FeO	4,71	3,56	3,56	4,45	3,71	0,99	1,92	2,07	0,28
MnO	0,09	0,09	0,10	0,06	0,06	0,03	0,03	0,05	0,04
MgO	2,70	2,60	4,20	3,60	2,60	2,00	1,90	2,30	1,60
CaO	5,40	2,40	3,80	2,50	4,80	3,80	4,20	3,90	1,50
Na ₂ O	3,23	2,80	2,62	2,31	3,61	3,96	3,82	4,14	4,46
K ₂ O	1,04	6,22	3,76	3,97	1,46	1,68	1,68	1,52	3,24
P ₂ O ₅	0,23	0,28	0,20	0,07	0,34	0,08	0,14	0,12	0,03
H ₂ O ⁺	0,30	0,91	0,24	0,60	0,04	0,96	0,63	0,34	0,86
Total	99,71	100,17	100,19	99,50	100,54	100,33	100,10	99,98	100,72

Obs.:

* Grossi Sad et al., 1980a

PD Grossi Sad et al., 1980c

275

TABELA VII.5 - A= unidade Catalunha; B= unidade São Fidélis; C1= gnaisses Santo Eduardo; C2= granulitos Santo Eduardo; 1= arcósios da Califórnia, 2= pelitos da Califórnia, 3= compostos de 50% arcósio + 50% pelito da Califórnia (Van de Kamp et al.,1976); 4= rochas pelíticas de geossinclíneos, 5= média de grauvas, 6= grauvas paleozóicas da Nova Zelândia (Barbey et al.,1982; Barbey & Cuney,1982); 7= granitos, 8= granodioritos (Van de Kamp et al.,1976).

TABELA VII.5
COMPOSIÇÕES QUÍMICAS MÉDIAS DE DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS

	A	B	C1	C2	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ (%)	74,40	66,07	65,81	66,01	69,61	58,81	64,20	63,07	69,56	75,10	66,70	66,90
TiO ₂	0,52	0,72	0,84	0,65	0,44	0,86	0,70	0,83	0,51	0,67	0,59	0,57
Al ₂ O ₃	11,04	15,77	15,72	15,87	12,83	17,94	15,40	17,88	14,08	11,68	15,00	15,70
Fe ₂ O ₃	5,24	4,53	5,48	4,73	3,64	7,89	5,75	7,40	5,72	4,79	3,63	3,78
MnO	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,07	0,09	0,10	0,11	0,08	----
MgO	2,35	1,64	2,40	2,61	1,73	2,79	2,30	2,78	2,19	2,02	1,50	1,57
CaO	1,33	3,27	3,32	3,59	2,67	1,97	2,30	2,36	2,61	1,28	3,70	3,56
Na ₂ O	1,87	2,99	2,51	3,44	3,07	1,60	2,30	1,71	3,02	2,23	3,80	3,84
K ₂ O	2,02	3,18	3,37	2,73	2,75	3,58	3,20	3,86	2,09	2,37	2,90	3,07
P ₂ O ₅	0,06	0,24	0,18	0,16	0,14	0,13	0,10	----	----	----	----	----
LOI	0,13	0,91	0,52	0,54	2,91	5,49	4,10	----	----	----	0,87	----
Total	99,04	99,39	100,23	100,39	99,85	100,14	98,12	99,98	99,88	100,25	98,97	98,99
Zr (ppm)	275	152			191	173	182	-	-	-	172	140
Y	23,8	16,2			30	43	36	-	-	-	22	30
Ba	431	723			753	632	692	492	-	653	850	500
Sr	139	211			177	272	275	69	120	183	750	440
Rb	65	117			108	251	180	174	51	79	-	120
Nb	12	16			10	12	11	-	-	-	17	-
U	2	11			-	-	-	3,7	-	-	-	-
Th	18	24			-	-	-	12	-	13	-	-
Pb	12	22			-	-	-	-	-	-	-	-
La	33,2	30,2			26	30	26	-	-	-	42	-
Ce	78,4	75,1			48	66	57	-	-	-	52	-
Nd	32,7	34,8			-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	5,8	6,4			-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1,1	0,95			-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	5,4	5,2			-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	5,6	3,9			-	-	-	-	-	-	-	-
Er	3,1	2,3			-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,3	2,5			-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	72	25			112	135	124	112	-	-	7	30
Ni	17	7			35	92	64	64	-	-	4	15
V	113	79			-	-	-	119	-	-	-	-
Cu	5	9			12	48	30	-	-	-	18	25
Zn	63	54			49	144	96	-	-	-	-	60
Ga	10	16			16	24	20	-	-	-	21	18
K/Rb	258	226			-	-	-	230	285	244	-	-
Rb/Sr	0,47	0,55			-	-	-	2,5	0,43	0,43	-	-
K/Ba	39	36			-	-	-	82	-	30	-	-
Σ TR	167,6	161,3			-	-	-	-	-	-	-	-

padrões comparativos de abundâncias dos elementos de possíveis materiais parentais, que caracterizem a proveniência original dos tipos litológicos das unidades em estudo.

As unidades Catalunha e São Fidélis, análise A e B da tabela VII.5, apresentam diferenças químicas marcantes tanto nos conteúdos de elementos maiores quanto nos de elementos traço. As diferenças mais evidentes estão no relativo enriquecimento em SiO_2 , MgO , FeO_T , Cr, V, Zr e TR totais, particularmente nas TRL, e no relativo empobrecimento em Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , além de Ba, Sr e Rb dos gnaisses Catalunha comparativamente aos gnaisses São Fidélis. Entre as duas unidades há uma certa proximidade nos valores das razões K/Ba das rochas, porém, elas diferenciam-se pelas razões Rb/Sr mais elevada e de K/Rb mais baixa dos gnaisses São Fidélis. Por outro lado, os gnaisses São Fidélis são quimicamente comparáveis aos gnaisses e granulitos Santo Eduardo, análises C_1 e C_2 da tabela VII.5, diferenciando-se entre si no conteúdo relativo levemente mais baixo em MgO dos gnaisses São Fidélis.

O diagrama ternário AFM da figura VII.17 mostra a afinidade cálcico-alcálica do conjunto de rochas das unidades em estudo que, comparadas ao 'trend' toleítico de Irvine & Baragar (1971) apresentam um enriquecimento moderado em ferro nos termos ácidos e intermediários. De certa forma, o gráfico também evidencia que as rochas fonte das unidades são por sua vez de ascendência cálcico-alcálica. Essa mesma tendência geoquímica pode ser observada nos diagramas de Harker, figura VII.13, sobretudo na disposição das amostras das unidades São Fidélis e Santo Eduardo.

Entre os dados mesonormativos dos gnaisses Catalunha se destacam minerais típicos de metapelitos como feldspatos, biotita, muscovita, sillimanita, sendo que o quartzo normativo ocorre em conteúdos superiores a 40%. Na mesonorma dos gnaisses São Fidélis aparecem principalmente feldspatos, biotita, muscovita e quartzo em torno de 30%, que são minerais mais característicos em rochas metamórficas derivadas de grauvas, ocorrendo

FIGURA VII.17 - Diagrama AFM das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo.

FIGURA VII.18 - Diagrama de variação A/ CNK versus SiO₂ mostrando o caráter peraluminoso da maior parte das amostras das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo.

também em poucos casos associações de minerais com sillimanita e/ou cordierita. Os principais minerais mesonormativos encontrados nos gnaisses e granulitos Santo Eduardo são feldspatos, biotita, muscovita, em algumas amostras esses minerais associam-se também com sillimanita e/ou cordierita, e contendo o quartzo entre 20 e 30%; aparentemente nessa unidade aparecem amostras com caráter metassedimentar.

O caráter peraluminoso da grande maioria das rochas das unidades relaciona-se bem com os aspectos mineralógicos e normativos vistos acima, e pode ser observado também através do plote da razão A/CNK ou seja $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 na figura VII.18. As amostras onde $A/CNK > 1$ são ditas peraluminosas e caem acima da linha horizontal para tais composições de rochas; as rochas que caem abaixo dessa linha apresentam maior proporção de Na ou de albita normativa.

Os diagramas mesonormativos QFM, representados nas figuras VII.19 e VII.20, ilustram campos de composições (segundo Van de Kamp & Beakhouse, 1979) e 'trends' de variação de acordo com as abundâncias dos minerais mesonormativos (Q=quartzo F= feldspatos, M= minerais fêmicos) para possíveis tipos de rochas antecessoras. Na figura VII.19, os gnaisses Catalunha têm relativamente maior abundância de quartzo e quase toda a unidade ocorre no campo composicional das grauvacas, sendo que uma amostra (SF-18) aparece no campo dos pelitos e outra no campo de rochas ígneas ácidas (J-7A). Os gnaisses São Fidélis têm relativamente maior conteúdo de feldspatos, ocorrendo entre os campos de grauvacas e de rochas ígneas ácidas e intermediárias (nesse último campo aparecem as amostras SF-01, SF-03, M/8-442 e K/13-429). Na figura VII.20, as amostras da unidade Santo Eduardo são ricas em feldspatos, ocorrendo principalmente entre os campos das rochas ígneas ácidas e intermediárias, com algumas amostras entre os de grauvacas e pelitos.

Fazendo-se uma análise paralela entre os dados químicos das unidades gnáissicas e dados que estão apresentados na tabela VII.5, tem-se que, em primeiro lugar, os gnaisses Cata

FIGURA VII.19 - Diagrama mesonormativo QFM para as unidades Catalunha e São Fidélis relacionando os campos de possíveis tipos de rochas antecessoras, sedimentares e ígneas.

FIGURA VII.20 - Diagrama mesonormativo QFM para a unidade Santo Eduardo.

lunha (análise A) são quimicamente comparáveis à composição média de arcósios (análise 1), diferenciando-se destes pelo maior conteúdo relativo de MgO , Fe_2O_{3T} e Zr , e pelo menor conteúdo em álcalis e elementos traço. Relativamente a pelitos (análise 2), os gnaisses Catalunha são enriquecidos em SiO_2 , Zr e tem mais baixos conteúdos em Al_2O_3 , K_2O e elementos traço. A análise 3 compreende um composto médio das análises 1 e 2, com 50% de arcósio e 50% de pelito, que se comparado aos gnaisses Catalunha se repetem as diferenças em geoquímica relativas aos pelitos dados acima (análise 2). Ao passo que, tomando-se a composição média de rochas pelíticas de geossinclíneos, representada pela análise 4, os gnaisses Catalunha diferenciam-se de maneira semelhante às análises 2 e 3 acima referidas, bem como nos mais baixos conteúdos relativos de Fe_2O_{3T} , CaO , Rb , Ni e Cr . De outra forma, a comparação dos gnaisses com a composição média de grauvas (análise 5) também mostra as diferenças em geoquímica como o empobrecimento relativo em Al_2O_3 , CaO e Na_2O dos primeiros, enquanto que há uma correlação bem melhor dos gnaisses com as grauvas paleozóicas de Nova Zelândia (análise 6), onde há diferenças apenas nos conteúdos de CaO e Ba . Tendo em vista a afinidade química com as composições ácidas, os gnaisses Catalunha se relaciona dos a granitos (análise 7) ou a granodioritos (análise 8) apresentam proporções equivalentes em Mg e Ni , destacando-se entre eles o enriquecimento relativo em SiO_2 , Fe_2O_{3T} e Zr dos gnaisses.

Os gnaisses de São Fidélis (análise B) mostram equivalências químicas com arcósios (análise 1) somente nos conteúdos de MgO , Na_2O , Rb , Zn , Ga e Cu . Com relação a pelitos (análises 2 e 4) e ao composto médio de arcósios + pelitos (análise 3), os gnaisses mostram semelhanças somente nas proporções relativas de K_2O , TiO_2 e MnO . A composição intermediária dos gnaisses São Fidélis também é comparável a média de grauvas (análise 5), distinguindo-se delas por apresentar conteúdos mais elevados em Rb e Sr , enquanto que a semelhança com as grauvas paleozóicas da Nova Zelândia (análise 6) se restringe às proporções de Fe_2O_{3T} e MnO . As análises representativas de granitos e granodioritos (análises 7 e 8, respectivamente) também se mostram cor

relacionáveis relativamente aos gnaisses São Fidélis, salientando-se algumas diferenças nos teores de Fe_2O_{3T} (mais elevados nos gnaisses), Na_2O , Ba e Sr (menos elevados nos gnaisses).

Os gnaisses e granulitos Santo Eduardo (análises C_1 e C_2) mostram-se análogos quimicamente a arcósios (análise 1) somente nos conteúdos de álcalis, e a pelitos (análises 2 e 4) apenas nas proporções de MgO e K_2O , sendo que o composto de arcósios + pelitos (análise 3) apresenta melhor comparação, diferindo apenas no conteúdo mais elevado em CaO dos gnaisses. Dentre as análises representativas de grauvacas, a análise 5 é comparável às composições das rochas Santo Eduardo, apresentando teores relativamente menores em CaO e álcalis. As abundâncias mais baixas em Fe_2O_{3T} e MgO são as principais diferenças dos granitos (análise 7) e granodiorito (análise 8) relativamente às rochas Santo Eduardo.

A avaliação dos parâmetros químicos baseados nas funções discriminantes de Moine & La Roche (1968), como $((\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}/3) - \text{K}) / ((\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}/3) - \text{Na})$, que estão representadas na figura VII.21 e as de $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}) / (\text{Ca} + \text{Mg})$ representadas na figura VII.22, indicam que o conjunto de rochas das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo são de derivação metassedimentar, separando-se bem dos domínios de rochas vulcânicas básicas. Predominam entre as rochas a proveniência de grauvacas como mostra a figura VII.22, enquanto que na figura VII.21 aparecem também termos intermediários entre grauvacas e pelitos. No entanto, ao se reportar a definição básica de grauvacas segundo Pettijohn (1963), onde "as grauvacas comuns contêm fragmentos litícos ou feldspáticos imersos em matriz composta quimicamente e mineralogicamente por pelitos", em alguns casos, como observados na figura VII.20, é possível que se sobressaia também o termo pelítico presente entre as rochas.

Os padrões médios de elementos TR dos gnaisses Catalunha e São Fidélis assemelham-se aos padrões médios de TR de rochas sedimentares finas de idades pós-arqueanas e paleozóicas. As figuras VII.23a e VII.23b, apresentam os padrões de TR dos

FIGURA VII.21 - Diagrama discriminante $(Al+Fe+Ti)/3-K$ em função de $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ para as unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo.

FIGURA VII.22 - Diagrama dicriminante (Al+Fe+Ti) em função de (Ca+Mg) para as unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo.

gnaisses relativamente ao ES (composto de pelitos paleozóicos da Europa), ao PAAS (média de pelitos pós-arqueanos da Austrália), e ao NASC (composto de pelitos norte-americanos pós-arqueanos). Os padrões médios das rochas sedimentares finas ES, NASC e PAAS (segundo os dados de McLennan et al., 1980) são considerados também padrões consistentes e paralelos com a distribuição de TR na crosta continental e de certa forma são comparáveis com os dados das unidades em estudo. O padrão de TR dos gnaisses Catalunha e São Fidélis, figuras VII.23a e b respectivamente, são correlacionáveis ao padrão do NASC, sendo ligeiramente mais pobres em TRP; assim como, diferem um pouco em TRP ao PAAS; comparativamente ao ES, os gnaisses apresentam os padrões paralelos e empobrecidos em TR totais. A distribuição das TR de pelitos de diferentes localidades e idades se comparadas às unidades em estudo certamente se correlacionariam positivamente, tal como está demonstrado para os padrões médios internacionais de rochas sedimentares finas.

Os padrões médios de distribuição de TR em grauvas de idades e localizações diferentes (análises 1, 2 e 3 na Tab. VII.6) se comparados com os gnaisses Catalunha e São Fidélis, conforme aparecem nas figuras VII.24a e VII.24b, mostram por sua vez, que são bastante semelhantes, sendo que a grauva do Wyoming (análise 1; Tab. VII.6) é ligeiramente mais pobre em TRP do que os gnaisses. De certa forma, os gnaisses Catalunha e São Fidélis podem ser explicados através da química dos elementos TR como produtos metamórficos também de grauvas, com uma área fonte relativamente ainda mais rica em TRP do que as grauvas do Wyoming.

Os gnaisses Catalunha e São Fidélis também são comparáveis quimicamente com rochas vulcânicas félsico-intermediárias modernas (análises 4, 5 e 6; Tab. VII.6), apesar de apresentarem algumas diferenças em conteúdos de elementos maiores. Os padrões de TR representados nas figuras VII.25a e VII.25b mostram que os gnaisses são coerentes em TRL com as rochas vulcânicas, sendo que as TRP dos gnaisses Catalunha são particularmente mais próximas em conteúdo às rochas riolíticas (análise 5) do que

FIGURA VII.23 - A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de rochas sedimentares pós-arqueanas e paleozóicas ES, PAAS e NASC (McLennan et al., 1980).

FIGURA VII.23 - B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de rochas sedimentares pós-arqueanas e paleozóicas ES, PAAS e NASC (McLennan et al., 1980).

FIGURA VII.24 - A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de grauvacas (Wyoming: Condie (1967) e Wildeman & Condie (1973); Austrália: Nance & Taylor (1976)).

FIGURA VII.24 - B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de grauvacas (Wyoming: Condie (1967) e Wildeman & Condie (1973); Austrália: Nance & Taylor (1976)).

relativamente às TR das rochas de composições intermediárias, en quanto que os gnaisses São Fidélis assemelham-se mais às rochas riódacítico-andesíticas (análises 4 e 6).

Os gnaisses migmatíticos Catalunha, em média (Tab. VII.5), são quimicamente correlacionáveis a sillimanita granulitos (análise 7; Tab. VII.6), a facies pelítica da Musgrave Range da Austrália (Gray, 1977), sobretudo nos elementos como K, Rb, Sr, P, Mn e em alguns aspectos geoquímicos como $MgO > CaO$ ou $K_2O > Na_2O$ que ocorrem em algumas amostras do Catalunha que são indicativas da afinidade pelítica nas rochas. Os granulitos da Musgrave Range são considerados normais, não empobrecidos nos principais elementos incompatíveis como o K, Rb e Sr durante o metamorfismo, permanecendo consistentes a composições médias de rochas supracrustais ou rochas de baixo grau metamórfico.

As unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo têm vários aspectos geoquímicos em comum com os granada gnaisses da associação kondalítica de Lapland, na Finlândia (Barbey & Cuney, 1982; Barbey et al., 1982), que mostram 'trends' químicos compatíveis com rochas supracrustais, onde a abundância dos elementos não sofreram modificações relacionadas ao alto grau de metamorfismo. Os granada gnaisses ricos em K-feldspato (análise 8; Tab. VII.6) são equivalentes a metagrauvas e podem ser comparáveis aos gnaisses Catalunha (Tab. VII.5), apresentando apenas pequenas diferenças em MgO e Sr. Os granada gnaisses ricos em plagioclásio (análise 9; Tab. VII.6) são equivalentes a grauvas vulcanoclásticas que se assemelham à média composicional dos gnaisses São Fidélis e à das rochas da unidade Santo Eduardo, diferindo um pouco nos conteúdos de CaO dessas unidades e nos elementos como Rb, Sr, Ba, Ni e Cr dos gnaisses São Fidélis.

Em suma, considerando-se os dados petrográficos e geoquímicos as rochas gnáissico-migmatíticas devem representar uma sequência de supracrustais metamorfisadas em alto grau, subme tidas a anatexia, onde grauvas e pelitos podem ter sido os materiais originais predominantes com alguma participação de rochas vulcanoclásticas félsicas e intermediárias, representando

TABELA VII.6 - 1= grauvaca do Wyoming (Condie, 1967; Wildeman & Condie, 1973); 2= grauvacas proterozóicas da Austrália, 3= grauvacas paleozóicas da Austrália (Nance & Taylor, 1976); 4= andesitos modernos alto-K, 5= riolitos modernos (Condie, 1981); 6= riodacitos do Colorado (Zielinski & Lipman, 1976); 7= sillimanita granulitos (Gray, 1977); 8= granada gnaisses ricos em K-feldspato, 9= granada gnaisses ricos em plagioclásio, Lapland (Barbey et al., 1982; Barbey & Cuney, 1982).

TABELA VII.6
COMPOSIÇÕES QUÍMICAS MÉDIAS DE DIFERENTES TIPOS LITOLÓGICOS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ (%)	64,43	77,92	72,00	60,20	74,00	61,10	68,20	76,06	68,58
TiO ₂	0,62	0,57	0,45	0,95	0,25	0,88	1,00	0,53	0,58
Al ₂ O ₃ _t	15,48	7,93	9,85	16,90	13,30	15,40	17,10	11,72	15,75
Fe ₂ O ₃	6,54	1,81	4,76	5,71	1,85	5,50	9,11	4,68	4,84
MnO	0,53	0,03	0,07	----	0,03	0,11	0,10	0,06	0,08
MgO	3,12	2,45	2,13	2,20	0,30	3,40	1,60	1,57	1,82
CaO	2,22	2,04	2,80	5,50	1,50	5,00	0,30	1,00	2,47
Na ₂ O	2,44	0,64	0,85	3,70	4,00	4,00	0,40	1,69	2,83
K ₂ O	3,74	3,48	1,61	2,80	3,50	3,00	1,90	2,71	3,02
P ₂ O ₅	----	0,12	0,07	----	0,04	0,28	----	----	----
LOI	----	4,15	5,55	1,00	0,50	0,69	0,40	----	----
Total	99,12	100,14	100,14	98,96	99,27	99,36	100,11	99,99	99,97
Zr (ppm)	196	-	-	200	160	-	-	-	-
Y	-	24	28	10	-	-	-	-	-
Ba	-	300	450	700	900	1200	-	877	896
Sr	424	-	-	700	150	810	120	206	352
Rb	88	-	-	80	-	55	73	69	84
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	9,4	2,3	-	-	1,3	1,4	0,6	0,6
Th	-	1,5	1,4	-	-	4,5	17,7	9,6	11,1
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	28,7	29	35	43	30	30	-	-	-
Ce	56	64	79	84	70	70	-	-	-
Nd	31,7	21	24	37	33	32	-	-	-
Sm	4,8	3,1	4,8	5,1	5,5	5,2	-	-	-
Eu	1,3	0,61	0,92	1,4	1,5	1,5	-	-	-
Gd	4,1	3,2	4,2	4,0	5,7	5,2	-	-	-
Dy	-	3,2	4,0	3,5	6,7	3,7	-	-	-
Er	1,7	2,3	2,3	1,8	3,8	-	-	-	-
Yb	1,5	2,3	2,1	1,6	3,5	1,3	-	-	-
Cr	-	-	-	90	2	-	-	82	53
Ni	91	-	-	40	1	42	-	25	37
V	-	-	-	-	20	-	-	75	72
Cu	-	-	-	40	5	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	50	-	-	-	-
Σ TR	155,7	128,71	156,32	181,4	159,7	148,9	-	-	-

FIGURA VII.25 - A - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade Catalunha comparada aos padrões médios de TR de vulcânicas félsico-intermediárias (andesitos e ríolitos: Condie (1981); riodacitos: Zielinski & Lipman (1976)).

FIGURA VII.25 - B - Padrão médio de TR, normalizado por condrito, para a unidade São Fidélis comparada aos padrões médios de TR de vulcânicas félsico-intermediárias (andesitos e riolitos: Condie (1981); riodacitos: Zielinski & Lipman (1976)).

misturas ou derivação dos sedimentos a partir das vulcânicas-vulcanoclásticas. Assim, a unidade Catalunha pode corresponder composicionalmente a metagrauvacas ricas em quartzo, possivelmente, devido a misturas com arenitos ou arcósios ou derivação de vulcânicas ácidas ricas em quartzo, enquanto que os gnaisses das unidades São Fidélis e grande parte das rochas da unidade Santo Eduardo podem representar compostos derivados de metagrauvacas vulcanoclásticas de composições ácidas a intermediárias.

Batista (1984) e Batista & Oliveira (1987) mostram a tendência metassedimentar das rochas kinzigíticas do Complexo Paraíba sugerindo grauvacas-pelitos como material original, com alguma contribuição vulcânica (q.v. item II.2.4; Cap. II).

Grossi Sad & Dutra (1988) interpretaram geoquimicamente as rochas do Grupo Paraíba do Sul (denominando as unidades em formações Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidelândia) localizadas em áreas vizinhas à região de São Fidélis como sendo parte de um depósito em bacia sedimentar, composto de uma sequência de sedimentos marinhos imaturos de origem terrígena. A porção superior do Grupo teria em parte derivação vulcânica (Formação Euclidelândia) enquanto que o restante da sequência gnáissica corresponderia a grauvacas; os mármore e rochas cálcio-silicatadas, presentes na porção inferior do Grupo, estariam intercalados com as grauvacas, e os mármore e quartzitos da porção superior do Grupo corresponderiam a sedimentação química carbonático-chertica. As rochas das formações Trajano de Moraes e Crubixais, em contato com o Grupo Paraíba do Sul, corresponderiam quimicamente a basaltos e andesitos cálcico-alcálicos de arcos de ilhas.

Grossi Sad & Dutra (op.cit.) sugerem que o Grupo Paraíba do Sul teria se formado em resposta à colisão entre um arco de ilhas (representado pelas rochas das formações Trajano de Moraes e Crubixais) e uma margem continental do tipo Atlântico. A depressão gerada pela subducção da crosta oceânica teria sido entulhada por grauvacas, derivadas da erosão de rochas continentais e que mantiveram as características químicas das rochas precursoras, provavelmente granodioríticas ou graníticas.

CAPÍTULO VIII

PETROGÊNESE DO BELA JOANA

As modelagens geoquímicas que são apresentadas a seguir incluem em seu escopo dados petrográficos, mineralógicos, e químicos, permitindo a elaboração sintética de um ensaio da evolução petrológica da associação de rochas que compreende a unidade Bela Joana.

Alguns fatores limitam a utilização da modelagem geoquímica, entre os quais assinala-se que as composições das rochas podem não estar diretamente relacionadas entre si obtendo -se somente resultados aproximados. Os dados composicionais das rochas relacionadas podem ser considerados como cumulos ou como líquidos residuais e provavelmente nenhuma das composições iniciais escolhidas são as verdadeiras. A precisão matemática empregada na modelagem geoquímica contrasta com as composições de rochas e minerais assumidos como representativas de cumulos e líquidos residuais. Por outro lado, composições dos minerais do Bela Joana já não representam as originalmente formadas por processos magmáticos, tal como se considera na modelagem, sendo minerais recristalizados e reequilibrados quimicamente sob condições de metamorfismo de alto grau. Além do que, são considerados na modelagem somente os minerais identificados nas amostras analisadas, que por sua vez também são em número reduzido.

VIII.1 - MODELAGEM GEOQUÍMICA ATRAVÉS DA VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS MAIORES

Os 'trends' químicos gerais do Bela Joana mostram que os tipos litológicos analisados são cogenéticos entre si, não apresentando mudanças abruptas nos diagramas de Harker (q.v.Cap.

VII; Fig. VII.1). Embora seja reduzido o número de análises de rochas, as variações químicas são representativas da associação e podem ser relacionadas a grosso modo com o conteúdo modal, havendo uma tendência do empobrecimento de Fe, Mg e Ti que são cor relacionados com a menor proporção de minerais fêmicos modais, co mo o hiperstênio, granada e/ou biotita; o decréscimo de Ca se re laciona com o de plagioclásio e o de P com o de apatita; o amen to de K e Si reflete o conteúdo relativamente maior de feldspa- to alcalino e quartzo nas rochas mais diferenciadas.

As composições químicas de piroxênios e biotitas apresentam uma variação sistemática (q.v. Cap. V; Tab. V.1 e V.5) com as razões Mg/Mg+Fe das rochas hospedeiras (cf. Cap.VII; Tab. VII.1). As composições dos plagioclásios entre os tipos intermediários de rochas (enderbitos e charno-enderbitos) não apre sentam diferenças contrastantes ficando a variação dentro do cam po da andesina. Portanto, as variações químicas entre as rochas e minerais são compatíveis com o processo de cristalização fracio- nada, embora esse mecanismo não seja diagnosticado nas rochas.

As rochas de composição básica ou gabro- noríti- cas são relativamente restritas, aparecendo por vezes sob forma de enclaves e estando geoquimicamente relacionadas com os demais tipos litológicos da unidade. Texturalmente, o plagioclásio ocor re como o mineral mais desenvolvido (amostras SF-67 e SF-59A) nes sas rochas, podendo significar um dos componentes cumuláticos. No modelamento por cristalização fracionada, o gabro-norito de com posição relativamente mais básica encontrada pode representar a composição do magma inicial mais provável da associação, mesmo que não se tenha evidências texturais claras de fases cumuláti cas nessas rochas. A partir daí, levanta-se a hipótese de forma- ção de cumulos que possam ter sido derivados quando da extra ção de líquidos diferenciados. Como ocorrem na maioria das ro chas, as fases minerais de cristalização precoce como o hiperstê- nio e o plagioclásio podem ser as fases mais importantes no fra cionamento, aparecendo também nos tipos mais diferenciados.

O modelamento geoquímico de fracionamento a partir das abundâncias dos elementos maiores utilizando o método dos mínimos quadrados determina quantitativamente as proporções de minerais que cristalizaram e que foram requeridas para gerar líquidos residuais. O programa de computação XLFRAC (de Stormer & Nicholls, 1978; adaptado e gentilmente cedido pela Profa. Dra. Marta S.M. Mantovani - IAG-USP) ajuda a avaliar a diferenciação de uma associação de rochas através do balanço de massa por equações lineares dos mínimos quadrados. Os cálculos são feitos através dos dados de análises químicas de rochas, assumindo-se a representação da composição do magma inicial associado à composições químicas de minerais e de outras rochas da associação, que também são assumidas como fases adicionadas ou subtraídas do magma inicial para derivar um segundo magma ou líquido residual. O programa também calcula a soma dos quadrados dos resíduos (R^2) indicando a dispersão dos valores no ajustamento dos mínimos quadrados onde os mais baixos valores mostram os melhores resultados.

O resumo dos cálculos da cristalização fracionada a partir de 4 magmas iniciais estão representados na tabela VIII.1. O modelo do *magma inicial 1*, representado pela amostra SF-67 que é em composição a relativamente mais básica na associação, pode produzir por subtração de cristais ('crystal settling') os líquidos remanescentes com as composições do gabro-norito SF-59A, do enderbite SF-54 ou da média dos enderbits. As proporções dos minerais cumuláticos recalculados a 100%, nas três possibilidades de fracionamento encontradas, não são muito diferentes entre si, e nem tampouco apresentam grandes diferenças nas proporções relativas do seus respectivos líquidos residuais, que teoricamente não permitiriam derivar todos os demais tipos litológicos da associação. O modelo do magma 1 representa a cristalização fracionada em que os cristais subtraídos produziram grandes quantidades de rochas básicas.

O modelo do *magma inicial 2*, a partir do gabro-norito SF-59A, dá continuidade ao processo de fracionamento 'in situ' na associação, derivando a composição média dos enderbits como líquido residual. O plagioclásio e o ortopiroxênio são as

TABELA VIII.1
MODELAMENTO GEOQUÍMICO ATRAVÉS DOS MÍNIMOS QUADRADOS

	Rocha inicial	% Minerais		cumuláticos		Gra	Bio	Hb	Il	Mt	Apa	%Líquido Residual	Líquido Residual	R ²
		Pl	Opx	Cpx										
MAGMA 1	Gabro-norito SF-67 (1)	30,01	8,66	11,64	----		3,96	45,55	----	----	0,18	3,97	Gabro-norito SF-59A	0,248
	Gabro-norito SF-67 (2)	27,91	6,69	10,49	----		4,08	50,84	----	----		4,92	Enderbitito SF-54	0,240
	Gabro-norito SF-67 (3)	25,96	5,61	8,17	----		3,40	56,62	----	----	0,24	6,58	Média Enderbititos	0,189
MAGMA 2	Gabro-norito SF-59A	52,58	20,96	5,22	----		16,19	----	3,22	----	1,83	41,93	Média Enderbititos	0,067
MAGMA 3	Média Enderbititos (1)	61,77	15,10	----		15,81	----	----	2,66	----	4,66	81,37	Média Charno-Enderbititos	0,546
	Média Enderbititos (2)	57,96	10,55	3,91	----		----	24,96	2,34	----	0,29	78,65	Média Charno-Enderbititos	0,477
MAGMA 4	Média Charno-Enderbititos (1)	66,84	17,19	----		11,54	1,52	----	----	0,71	----	58,93	SF-64 Charnock.	0,369
	Média Charno-Enderbititos (2)	66,71	14,69	----		----	1,58	15,01	----	1,85	0,16	57,53	SF-64 Charnock.	0,322

principais fases minerais no processo de diferenciação, que também requer, através desse método, uma fração significativa de biotita para promover a mudança da composição relativa entre os líquidos iniciais e residuais.

O modelo do *magma inicial 3*, que deriva a composição dos charno-enderbitos a partir da média dos enderbitos, apresenta duas possibilidades. No primeiro caso (tabela VIII.1), a granada é um dos minerais 'liquidus' importantes, enquanto que no segundo caso o clinopiroxênio e a hornblenda é que são subtraídos ao invés da granada, dando margem às possibilidades de fracionamento do magma 4.

O modelo do *magma inicial 4* retoma a média dos charno-enderbitos para derivar o tipo litológico mais diferenciado encontrado na associação de rochas do Bela Joana. O charnockito SF-64, como líquido residual, pode ser derivado através de subtrações que envolvem a granada ou a hornblenda, além de conter plagioclásio, ortopiroxênio e biotita como fases principais.

Os modelos de magmas iniciais 3 e 4 contrariam em parte uma das características consideradas através do estudo dos elementos TR no capítulo VII (item VII.1).

O precursor do Bela Joana, de composição básica, ou tonalítica, já apresentaria empobrecimento de TRP que é atribuído ao efeito da granada e/ou hornblenda residuais. Portanto, esses minerais, teoricamente, não deveriam aparecer no fracionamento, pois já teriam sido subtraídos do sistema na fase inicial da geração do charnockitóide.

A associação olivina + ortopiroxênio não foi observada em qualquer associação mineralógica do Bela Joana, possivelmente a olivina tenha feito parte da diferenciação de composições básicas geradas anteriormente às intermediárias, porém, não há testemunhos de sua presença nas rochas estudadas, em parte devido à escassez de rochas básicas em toda a unidade. Contudo, os fatores que controlam a coexistência de ortopiroxênio e olivina

são a razão Fe/Mg, temperatura, pressão e atividade de sílica do magma. Como exemplo, pode-se citar o maciço mangerítico-charnockítico de Hopen e o mangerito de Raftsund, do norte da Noruega (Ormaasen, 1977), que apresentam as razões $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ das rochas variando entre 0,80, e 0,96, o que propicia o aparecimento da associação ortopiroxênio + olivina como fases estáveis. Porém, o maciço de Hopen não contém a olivina na sua associação de minerais e o quartzo é abundante em suas rochas charnockíticas ao passo que, no mangerito Raftsund, a olivina é abundante e há pouco quartzo devido à mais baixa atividade da sílica relativamente ao valor crítico para a cristalização do quartzo durante a formação das fases cumuláticas; a presença de olivina e ortopiroxênio no maciço de Hopen é condicionada a uma única razão Fe/Mg e T-P definidas nas rochas mangeríticas. Comparando-se o Bela Joana às rochas mangeríticas, observa-se que a variação da razão $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO}$ das rochas do Bela Joana situa-se entre 0,69 e 0,72, chegando a 0,45 nas composições mais básicas, portanto, as rochas charnockitoides não são quimicamente favoráveis à coexistência de olivina + ortopiroxênio em sua paragênese mineral, justificando-se em não considerar-se essa associação nos estudos petrogenéticos.

VIII.2 - MODELAGEM GEOQUÍMICA ATRAVÉS DA VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇO

A modelagem geoquímica através dos elementos traço baseia-se no conceito de equilíbrio dos coeficientes de partição entre minerais e magmas, considerando que muitos desses Kd permanecem constantes durante uma parte ou todo o processo de cristalização. Contudo, os Kd são dependentes de vários parâmetros físicos como a pressão, temperatura e composição do magma e dos minerais, sendo que estudos experimentais existentes em sistemas magmáticos ainda são insuficientes para quantificar os efeitos desses fatores físicos ou mesmo, abranger os coeficientes de distribuição entre cristais e líquidos de diversos sistemas naturais.

Os coeficientes de partição entre mineral e lí-

quido utilizados foram retirados da literatura, sendo escolhidos dados de Hanson (1978) e Arth (1976) para composições intermediárias para os seguintes minerais:

	Opx	Cpx	Plag	K-Fs
Ba	0,008	0,079	0,36	6,12
Rb	0,012	0,032	0,048	0,34
Sr	0,013	0,318	2,84	3,87
Ce	0,087	0,33	0,24	0,044
Yb	0,60	1,10	0,077	0,012

VIII.2.1 - Cristalização Fracionada

Durante a evolução de um líquido derivado por cristalização fracionada, utilizando a lei de fracionamento de Rayleigh, a concentração de um elemento traço (C_L) num líquido diferenciado, relativamente à concentração do magma parental (C_0) é dada por:

$$C_L/C_0 = F^{(D - 1)}$$

onde F é a fração global de magma mantida no sistema e D é o coeficiente de distribuição global do elemento considerado nos cristais que são fracionados ($D = \sum X_i Kd_i$; Kd_i é o coeficiente do mineral, i e X_i é a proporção em peso do mineral i na fase fracionada) (Hanson, 1978).

Nos diagramas Sr-Rb, figura VIII.1.a,b, e Ba-Sr, figura VIII.2.a,b, a sequência de rochas ácidas, charno-enderbitos e charnockito, apresenta abundâncias maiores em Rb enquanto que a sequência de rochas básico-intermediárias apresenta maior abundância em Sr. No diagrama Ba-Sr o K-feldspato leva ao decréscimo de Ba nas rochas ao entrar como fase cristalizante, tornando-se importante nos termos ácidos. No diagrama Sr-Rb o plagioclásio leva ao decréscimo de Sr durante o processo de cristalização.

FIGURA VIII.1 - A - Tendência de variação em diagrama Sr-Rb para as rochas da unidade Bela Joana. - B - Modelo de diferenciação por cristalização fracionada em diagrama Sr-Rb. Os segmentos indicam o efeito do fracionamento de algumas fases minerais no comportamento dos elementos traço (Cpx: clinopiroxênio; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio; K-Fd: K-feldspato). Os números nos segmentos indicam a percentagem de minerais que deve ser extraída para se chegar a líquidos residuais.

FIGURA VIII.2 - A - Tendência de variação em diagrama Ba-Sr para as rochas da unidade Bela Joana. - B - Modelo de diferenciação fracionada em diagrama Ba-Sr. Mesmas observações da figura VIII.1.

Nos dois diagramas de fracionamento ortopiroxênio + clinopiroxênio são também importantes fases a cristalizar.

O diagrama Ce-Yb, figura VIII.3.a,b, mostra o plote de todas as amostras representando a variação dos elementos TR durante o fracionamento. Há um decréscimo das TR desde as composições básicas às ácidas, passando pelas intermediárias, com decréscimo final no fracionamento do charnockito SF-64. O Ce diminui com a diferenciação enquanto que o Yb aumenta. O conjunto de vetores de fracionamento (Figura VIII.3.b) indica que em grande parte o plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio são as principais fases a precipitar; o K-feldspato aparece como contribuição maior nas composições ácidas.

Os coeficientes de distribuição global (D) das associações minerais apresentam algumas peculiaridades, aumentando o D_{Ba} e D_{Sr} dos minerais nas composições básica a intermediária e diminuindo gradativamente o D_{Yb} dos minerais nas composições básica para ácida, passando pela intermediária. O D_{Rb} e D_{Ce} permanecem constantes para toda a associação, embora tenha-se usado nesse estudo os mesmos valores de Kd. O aumento de $D_{pl/liq}^{Sr}$ com o conteúdo de Na no plagioclásio e com o acréscimo da acidez no líquido têm sido observados por vários autores, sendo que tais efeitos são atribuídos às variações químicas que ocorrem com as mudanças das temperaturas de cristalização ou com a variação dos Kd dos elementos.

Para derivar o modelo de cristalização fracionada através da variação dos elementos traço foram tomados como conteúdos iniciais as composições médias de Ba, Rb, Sr, Ce e Yb das rochas gabro-noríticas e enderbíticas (Tabela VII.1; Capítulo VII), assumindo-se as quantidades relativas dos minerais primários a cristalizar como plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio nas proporções iniciais de 66:26:8, que foram deduzidas a partir das quantidades relativas dos principais minerais fracionados através do método dos mínimos quadrados para os elementos maiores. A cristalização de um magma inicial de composição semelhante à amostra SF-59A requer cerca de 50-70% de líquido fracionado para gerar u-

FIGURA VIII.3 - A - Tendência de variação em diagrama Ce-Yb para as rochas da unidade Bela Joana. - B - Modelo de diferenciação por cristalização fracionada em diagrama Ce-Yb. Mesmas observações da figura VIII.1.

ma composição relativamente mais diferenciada, como a dos enderbitos. A partir desse mesmo tipo de cálculo aproximado, a proporção de cristalização da composição média de enderbitos necessária para gerar um líquido com teores médios de Ba, Rb, Sr, Ce e Yb próximos à composição dos charno-enderbitos é de cerca de 65-85%. As proporções de cristalização da média de enderbitos para gerar um líquido residual de composição semelhante ao charnockito SF-64 é de cerca de 40%.

VIII.2.2 - Fusão Parcial

A equação geral para o fracionamento de elementos traço durante a fusão parcial seletiva ou não modal, desenvolvida por Shaw (1970), considera que a concentração de um determinado elemento traço no fundido é C_L , e que a concentração do elemento traço no protolito que está sendo submetido à anatexia é C_0 , dada por:

$$C_L/C_0 = 1/(D_0 + F(1 - P))$$

onde, D_0 é o coeficiente de distribuição global do elemento traço no parental no início da fusão; P é o coeficiente de distribuição global do elemento traço no conjunto de minerais que está se fundindo ($P = \sum Y_i Kd_i$; Y_i é a proporção em peso do mineral i na massa fundida); F é a fração em peso do fundido em relação ao protolito inicial.

Os parentais utilizados na modelagem são as composições químicas e modais dos gabro-noritos SF-67 e SF-59A. O gabro-norito SF-59A tem 60% de plagioclásio, 14% de quartzo, 0,5% de K-feldspato, 13% de ortopiroxênio e 12,5% de clinopiroxênio, com teores de elementos traço: 500 ppm de Ba, 430 ppm de Sr, 50 ppm de Rb, 90 ppm de Ce e 2 ppm de Yb; o gabro-norito SF-67 apresenta 54% de plagioclásio, 5% de quartzo, 21% de ortopiroxênio e 20% de clinopiroxênio, com 330 ppm de Ba, 460 ppm de Sr, 40 ppm

de Rb, 61 ppm de Ce e 1,2 ppm de Yb. Os valores de Kd utilizados são os mesmos do item anterior, tendo-se para coeficientes de distribuição global dos elementos traço nos protolitos os seguintes valores:

	$D_0(\text{Ba})$	$D_0(\text{Sr})$	$D_0(\text{Rb})$	$D_0(\text{Ce})$	$D_0(\text{Yb})$
SF-59A	0,59	1,94	0,05	0,20	0,10
SF-67	0,21	1,60	0,03	0,21	0,39

A composição média dos enderbitos (X-TON) é tomada como o líquido derivado dos gabro-noritos, a diferentes frações de fusão, apresentando como proporções de minerais 65% de plagioclásio, 23% de quartzo, 5% de ortopiroxênio, 5% de K-feldspato e 2% de clinopiroxênio, e como concentrações médias 725 ppm de Ba, 284 ppm de Sr, 37 ppm de Rb, 65,7 ppm de Ce e 1,3 ppm de Yb. Os valores de P, ou coeficientes de distribuição global dos elementos traço, são:

	P(Ba)	P(Sr)	P(Rb)	P(Ce)	P(Yb)
X-TON	0,54	1,90	0,05	0,17	0,10

Observando-se os dados calculados acima, tem-se que D_0 e P são maiores que 1 somente para o Sr; o fator $(D_0 - 1)/(P - 1)$, da equação geral da fusão parcial, situa-se entre 0,67 na amostra SF-67 e 1,04 na amostra SF-59A, indicando que nas frações de fusão baixas a intermediárias o Sr tende a ocorrer em baixas concentrações.

As figuras VIII.4.a e b apresentam sob forma de diagramas o plote das concentrações (em ppm) de Ba, Sr, Rb, Ce e Yb dos líquidos versus as frações de fusão parcial F, usando os coeficientes de distribuição. Os dois diagramas comparam os elementos traço em líquidos derivados a partir de composições parentais quimicamente diferentes, ou seja, a partir das amostras SF-59A e SF-67. As figuras VIII.4.a e b mostram que há semelhanças

FIGURA VIII.4 - A - Plote das concentrações de Ba, Sr, Ce e Yb versus as frações de fusão parcial F usando os K_d dos líquidos derivados a partir da composição parental SF-59A. - B - O mesmo tipo de diagrama usando a composição parental SF-67.

químicas entre os elementos traço, decrescendo continuamente em proporções até as mais altas frações de fusão, com exceção do Sr que apresenta acréscimos gradativos nos líquidos. O Ba (1416 ppm) e o Sr (296 ppm) aparecem em concentrações relativamente mais elevadas nas mais baixas frações de fusão da amostra SF-67, enquanto que o Ce (470 ppm) e Yb (14 ppm) ocorrem em concentrações mais elevadas nas mais baixas frações de fusão da amostra SF-59A.

Considerando qualitativamente esses dados, e de acordo com as tendências gerais e composições de Ba e Sr, pode-se derivar a composição média dos enderbitos a partir de frações de 20% de fusão parcial de uma composição semelhantes à SF-59A que é mais coerente se comparada à frações de fusão superiores a 50% de SF-67 para se derivar a média de enderbitos.

Os padrões de TR para frações de 20% ($F = 0,20$) e 40% ($F = 0,40$) de fusão parcial a partir de SF-59A aparecem representados na figura VIII.5; os coeficientes de distribuição para as TR foram retirados de Arth (1976), conforme os seguintes valores para os minerais:

	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb
Plag	0,24	0,13	2,11	0,090	0,077
K-Fsd.	0,044	0,18	1,13	0,011	0,012
Opx	0,082	0,16	0,093	0,23	0,73
Cpx	0,36	1,52	1,11	1,50	1,14

Os líquidos derivados de SF-59A são enriquecidos em TR totais mas são comparáveis com os padrões de TR das rochas enderbíticas e charno-enderbíticas (q.v. Figs. VII.8 e VII.9; Cap. VII), apresentando também razões Ce_N/Yb_N relativamente mais baixas do que na rocha parental assumida.

A distribuição das TR, figura VIII.6, para diversas frações de fusão parcial de SF-67 mostra que para baixos valores de fusão ou valores inferiores a 0,20 (ou 20% de fusão) as

FIGURA VIII.5 - Padrões de TR para frações de 20% e 40% de fusão parcial F a partir de SF-59A, relacionando o padrão médio de TR de enderbitos.

FIGURA VIII.6 - Padrões de TR para frações de 5%, 20% e 40% de fusão parcial F a partir de SF-67.

abundâncias das TR são comparáveis com os líquidos derivados a partir de SF-59A (Fig. VIII.5), com $F = 0,20$ ou $F = 0,40$, diferenciando em detalhe somente nas abundâncias das TRP, que é coerente com o padrão empobrecido de SF-67. Portanto, composições enderbíticas ou charno-enderbíticas podem ser derivadas através de pequenas frações de fusão de SF-67. Contudo, as frações de fusão de SF-67, a partir de $F = 0,20$, podem gerar líquidos com razões Eu/Eu^* superiores a 1, tais como os padrões encontrados para o enderbito SF-09 (Fig. VII.8; Cap. VII) ou o charnockito SF-64 (Fig. VII.9), controlado pelo fracionamento de feldspatos nesse processo.

VIII.3 - CONSIDERAÇÕES SOBRE A MODELAGEM GEOQUÍMICA

O modelamento geoquímico para levar às hipóteses petrogenéticas para o Bela Joana precisa considerar que:

- (a) a continuidade da composição química entre os diferentes tipos litológicos indica a origem cogenética da associação;
- (b) a predominância das rochas de composição tonalítico-granodiorítico, relativamente às básicas ou graníticas na associação, pode indicar que o magma parental seja preferencialmente de composição básica;
- (c) o padrão de distribuição das TR não foi afetado por evento metamórfico posterior, e dessa forma representa em parte o precursor ígneo fracionado.

Assim, as hipóteses petrogenéticas sugeridas através do modelamento são:

1. Diferentes graus de fusão parcial de composições básicas parentais;
2. Fusão parcial de uma fonte básica a altas profundidades ou pressões seguido de fracionamento mineral/líquido a pressões intermediárias.

O modelo de cristalização fracionada através de elementos maiores é capaz de explicar o fracionamento em alta P-T do piroxênio e plagioclásio como minerais principais, passando à separação gradativamente crescente do plagioclásio em estágios de P-T intermediária, e produzindo um líquido residual silícico. Relativamente aos elementos traço, são explicadas as correlações de Sr e TR com o acréscimo de SiO_2 , passando por líquidos de baixas razões Ce/Yb e altos conteúdos de Sr chegando a um líquido residual comparativamente empobrecido em TR totais e com alta razão Ce/Yb. As anomalias negativas de Eu de grande parte dos líquidos produzidos devem-se à extração de grandes quantidades de associações ricas em plagioclásio, que sob condições de baixa fugacidade de oxigênio favorecem a entrada de Eu^{+2} no feldspato.

A distinção entre modelos de fusão parcial e cristalização fracionada é difícil. A presença dos gabro-noritos na associação como prováveis rochas cumuláticas sugere a origem por derivação de composições tonalíticas por fusão parcial a partir de composições gábricas seguido de cristalização fracionada na câmara magmática. Dessa forma, tomou-se como composições cumuláticas parentais os gabro-noritos SF-59A e SF-67 por apresentarem os mais altos conteúdos de MgO (4,7 e 10,24%) e as mais baixas razões FeO/MgO (0,82 e 1,89) da associação. A afinidade alcalina ou o relativamente alto conteúdo de elementos incompatíveis dessas rochas, particularmente K, Rb, Sr, sugerem que o magma gábrico foi derivado de um peridotito (ol-opx-cpx) do manto contendo altas concentrações de elementos incompatíveis e uma certa quantidade de granada para reter TRP e produzir o padrão fracionado de TR do magma gábrico. Segundo Green & Ringwood (1968a), o enriquecimento de Fe relativamente ao Mg com o acréscimo da acidez, que ocorre na associação Bela Joana, se deve a presença de fases fêmicas ricas em Fe, como a granada, que foram deixadas no resíduo deixado após a fusão ou cristalização fracionada.

Um precursor peridotítico com granada pode explicar fracionamento entre as TRL e as TRP da associação Bela Joana. A granada é a única fase do manto que preferencialmente retém TRP em equilíbrio com líquidos silicáticos ($K_d > 1$). Como re

sultado, o líquido equilibrado com um resíduo granatífero enriqueceria em TRL e empobreceria em TRP relativamente à fonte. A fração de fusão deve ter sido baixa, pois se a percentagem de fusão aumenta na fonte, as TRL diminuem no líquido coexistente e a TRP aumentam, aproximando-se as abundâncias de TR da fonte. A hornblenda não poderia induzir significativo empobrecimento em TRP sem impor também um empobrecimento em TR médias, e tal padrão não ocorre na Bela Joana, dessa forma somente materiais fonte com grana podem ser considerados nesse ensaio petrogenético.

Para a modelagem das TR através da fusão parcial, as amostras SF-59A e SF-67 podem representar composições parentais capazes de derivar a diferentes frações de fusão composições comparáveis às enderbíticas ou charno-enderbíticas, e somente frações superiores a 20% de fusão de SF-67 podem derivar rochas enriquecidas em Eu.

Por outro lado, considerando como hipótese petrogenética o modelo de fusão parcial, pode-se salientar que a unidade Bela Joana corresponde a uma sequência charnockitóide apresentando um 'trend' de diferenciação magmática com afinidade cálcico-alcalina, portanto, não corresponderia à composição de um restito, como é sugerido no modelo de Leonardos & Fyfe (1974). Além do que, a presença de um charnockito s.s. (amostra SF-64) na sequência de rochas pode representar a segregação de um líquido residual (q.v. item VII.3; Cap. VII).

Considerando também que, os elementos traço são apropriados para detectar a mudança do caráter químico de um magma, Cox et al., (1979) sugeriram utilizar-se o plote bidimensional de concentrações interelementos, para testar a compatibilidade de um modelo de mistura de magmas numa associação de rochas. O plote linear entre pares de elementos traço permite testar a hipótese de mistura de magmas como também inferir a composição dos membros finais.

Os diagramas de variação Sr-Rb (Fig. VIII.1), Ba-Sr (Fig. VIII.2) e Ce-Yb (Fig. VIII.3), para as rochas da unidade

de Bela Joana, não apresentam plote linear entre os pares de elementos traço, não caracterizando, portanto, a compatibilidade com a hipótese de mistura de magmas para essa unidade.

Contudo, um modelo petrogenético não deve depender somente da interpretação geoquímica. Eichelberger (1978) aponta evidências petrológicas que indicam que, para uma associação de rochas plutônicas ou vulcânicas onde domina os termos de composição intermediária, a mistura de líquidos, favorecida em zonas de subducção, é proveniente de processos de fusão parcial de material crustal e de material ultramáfico do manto.

Correlacionando-se esse modelo com o charnockitói de Bela Joana, nota-se que algumas características são pouco evidentes. Os enclaves e as rochas hospedeiras da unidade não são distintos em mineralogia e química, assim como não se salienta o desequilíbrio mineralógico-textural nas rochas. Portanto, não se configura a presença de cristais reliquiais ou variações composicionais entre dois membros comagmáticos finais, que caracterizem a mistura de composições básicas ou ácidas na unidade.

VIII.4 - A CORRELAÇÃO ENTRE QUIMISMO E AMBIENTE GEOTECTÔNICO

Batchelor & Bowden (1985) propõem o esquema multicatiônico R_1 - R_2 de De La Roche representando importantes ambientes tectônicos como foram definidos por Pitcher (1979, 1982, 1987) para rochas granitoides (Fig. VIII.7). A principal característica desse diagrama é a representação da variação espacial das composições de rochas através de um ciclo orogênico.

As composições químicas das rochas do Bela Joana situam-se no campo 2 dos granitoides pré-colisionais, relacionados ao magmatismo associado com a subducção de crosta oceânica, onde são gerados sequências magmáticas plutônicas de arcos vulcânicos, apresentando enriquecimento seletivo de elementos incompatíveis típico de magmas derivados do manto e modificados pelo

FIGURA VIII.7 - Distribuição das amostras das unidades Bela Joana e Angelim nos domínios correspondentes a diferentes ambientes geotectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), no diagrama R_1 - R_2 de De La Roche.

componente subducção.

O diagrama de discriminação através dos elementos traço Rb versus Nb + Y de Pearce et al. (1984), figura VIII.8, também mostra de maneira análoga a vista acima, a correlação entre granitóides e os ambientes tectônicos em que eles se geram. O plote das composições do Bela Joana no diagrama discriminatório situa-se no campo VAG, correspondendo a granitóides de arco vulcânico, que entre as principais características apresenta as similaridades geoquímicas nas abundâncias de alguns elementos incompatíveis, tais como o enriquecimento do K, Rb, TRL.

As intrusões pré-colisionais são tipicamente cálcico-alcalinas, apresentando também algumas similaridades nas relações de campo, mineralogia ou geoquímica a intrusões de margens continentais ativas que também são assumidas como originárias de ambientes de arco vulcânico, gerados pela fusão parcial de crosta oceânica subductada.

A alta abundância em Sr e TRL das rochas básicas do Bela Joana, representando composições parentais, mostra que o precursor dessas rochas já era relativamente enriquecido nesses elementos, o que é uma feição comum a províncias cálcico-alcalinas, comparando-se a seqüências magmáticas de Sierra Nevada, batólitos Chile Central ou do Peru, associados a ambientes de margem continental ativa onde houve alguma forma de subducção.

As análises químicas do granitóide Angelim representadas nos diagramas das figuras VIII.7 e VIII.8 se situam no campo pré-colisional de Batchelor & Bowden (1985) ou no campo de granitos de arco vulcânico de Pearce et al. (1984). Por outro lado, as semelhanças geoquímicas entre o Bela Joana e o Angelim são coerentes como associações cálcico-alcalinas geradas em ambientes geotectônicos também semelhantes. Os aspectos que se distinguem no Angelim são a relativamente maior proporção em elementos incompatíveis e TR e a associação granada-hornblenda-biotita-plagioclásio-quartzo que é típica de condições P-T primárias intermediárias, se comparadas com as condições P-T que foram suficien

FIGURA VIII.8 - Diagrama discriminante Nb+Y em função de Rb correlacionando ambientes geotectônicos diversos, segundo Pearce et al. (1984). (SYN-COLG= granitos sin-colisão; VAG= granitos de arco vulcânico; WPG= granitos intra-placa; ORG= granitos de cadeias oceânicas);

tes para gerar a associação mineralógica de altas razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ do Bela Joana. Portanto, o Angelim representaria uma sequência magmática intrusiva gerada a profundidades relativamente mais rasas ou sob condições P-T inferiores às que foram necessárias para a formação do Bela Joana, em precursores com mais baixas razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$.

No diagrama da figura VIII.9 estão representadas as análises químicas das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo, que se situam no campo dos granitóides pré-colisionais com algumas amostras deslocadas para o campo dos granitos sin-colisionais ou 'tipo S' de Chappell & White (1974). Esse deslocamento pode estar refletindo a ascendência supracrustal dos tipos litológicos. Contudo, a equivalência geoquímica de elementos maiores e traços dessas rochas com supracrustais ou mais especificamente, com grauvacas e pelitos, ou materiais originais que têm alguma participação de rochas vulcanoclásticas félsicas e intermediárias, complementa-se com o ambiente de arco vulcânico ou de margem continental sugerido através do plote das amostras no diagrama da figura VIII.9.

A associação de quartzitos, mármore (presentes na unidade Santo Eduardo) e rochas cálcio-silicatadas (presentes nas três unidades gnáissico-migmatíticas) com grauvacas e pelitos representando os materiais predominantes de derivação vulcanoclástica, levam a considerar a equivalência com um ambiente de deposição de eugeossinclinal. As grauvacas geralmente são atribuídas a depósitos de correntes de turbiditos, que de acordo com os tipos de depósitos intercalados, apresenta deposições de mármore em períodos de relativa estabilidade ou deposições de quartzitos, representando areias transportadas durante períodos instáveis. As intercalações mais discretas de rochas cálcio-silicatadas representam calcários impuros associados com as grauvacas.

A associação de sedimentos clásticos e químicos da bacia sedimentar, com contribuições vulcânicas, configura um ambiente vulcanossedimentar, possivelmente de caráter geossincli

FIGURA VIII.9 - Distribuição das amostras das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo nos domínios correspondentes a diferentes ambientes geotectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), no diagrama R₁-R₂ de De La Roche.

nal. Uma parte dessa sequência, onde a sedimentação química predomina, daria origem ao Domínio Paraíba do Sul (q.v. Cap.II) e a outra parte, mista e com predomínio dos sedimentos clásticos, daria origem ao Domínio Costeiro.

A formação da bacia sedimentar deve ter ocorrido no Pré-Brasiliano, tendo sido os sedimentos retrabalhados pela orogênese que promoveu o metamorfismo com o desenvolvimento de uma foliação (S_n) que se encontra preservada nas rochas gnáissico-migmatíticas, sob forma transposta. O metamorfismo pré-brasiliano nessas rochas deve ter sido de igual magnitude ao do brasiliano, supondo-se também que a facies granulito pode ter sido alcançada, explicando então a presença de bandas granulíticas e/ou charnockíticas intercaladas nas rochas da unidade Santo Eduardo e São Fidélis. Uma melhor caracterização desse metamorfismo é de difícil identificação, através dos métodos petrográfico-mineralógicos, quase sempre devido a superimposição dos eventos brasilianos.

A colocação magmática da unidade Bela Joana pelo menos é anterior à migmatização regional do Ciclo Brasileiro, apresentando invasões tardias de granitos, pegmatitos, aplitos e principalmente, de intrusões de mobilizados nebulíticos do Catalunha junto aos contatos com essa unidade. O granitóide Angelim é claramente intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas São Fidélis.

Assim, para relacionar essa sequência de eventos e manter a coerência de correlações químicas e geotectônicas observadas entre as unidades estudadas, é sugerido que desde a época da consolidação da bacia vulcanossedimentar, passando por um ciclo Pré-Brasiliano e depois pelo Brasileiro, manteve-se ou repetiu-se o ambiente geotectônico de margem continental ativa ou de arco vulcânico nessa região.

CAPÍTULO IX

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

UNIDADE BELA JOANA

A associação charnockítica Bela Joana apresenta características plutônicas e está estruturada segundo um padrão de foliação de atitudes SW-NE, segundo a qual se estabelece sob a forma de um maciço lenticular ou de uma faixa estreita, refletindo o condicionamento de colocação magmática dos mesmos. Remanescentes de rochas encaixantes ou restos de teto, representados pelos xenólitos de metamorfitos, são elementos estruturais relacionados à movimentação plutônica. Da mesma forma que a presença dos enclaves básicos e microgranulares, organizados segundo a foliação principal, estariam também relacionados a fenômenos de deslocamento de massas de rochas; as segregações fêmicas são remanescentes básicos parcialmente assimilados pelas rochas. As estruturas de fluxo magmático, marcadas por megacristais de feldspatos, apresentando orientação divergente da foliação dominante, podem representar os elementos estruturais primários.

Eventos de deformação e metamorfismo que atuaram posteriormente à formação das rochas da unidade Bela Joana se evidenciam sob forma de variações petrográficas, mineralógicas e estruturais. Os domínios deformacionais, representados pelos domínios de rochas maciças, foliadas e gnáissicas, têm as feições texturais e mineralógicas relacionadas a transformações metamórficas associadas a processos de cisalhamento dúctil distribuído em faixas (S_c) foliadas e gnáissicas. No domínio de rochas maciças, nas porções centrais do maciço, a foliação (S_c) é incipiente, e daí essa foliação vai acentuando-se gradativamente em direção às áreas de borda, no domínio de rochas foliadas, até alcançar a borda setentrional do maciço e a faixa estreita a NW e aparentemente isolada, no domínio de rochas gnáissicas.

A foliação (S_c) presente no Bela Joana é atribuída à fase de deformação S_{n+1} dos tipos litológicos gnáissico-migmatíticos encaixantes. Essa mesma foliação (S_c) pode ser observada também nos xenólitos de metamorfitos e nos enclaves básicos e microgranulares do Bela Joana. Uma outra foliação, incipientemente desenvolvida e superimposta à principal, é dada pela xistosidade da biotita associada a crenulações (possível deformação S_{n+2}).

Os contatos intrusivos entre Bela Joana e os migmatitos nebulíticos Catalunha, que contém xenólitos de rochas charnockíticas, demonstra que a fase de colocação da unidade Bela Joana é anterior à intensa migmatização regional. Junto aos contatos da unidade Bela Joana com as rochas gnáissico-migmatíticas aparecem invasões de granada granitos que lateralmente se intercalam com mobilizados nebulíticos; injeções aplíticas e pegmatíticas tardias que cortam ou são paralelos à foliação de ambas as unidades de rochas; e manifestações graníticas de certo porte como as da pedreira Itererê no maciço charnockítico. As relações de contato das unidades Bela Joana e São Fidélis são geralmente marcadas pela presença de pegmatitos ou intercalações de leptinitos (DRM, 1978).

A associação charnockítica abrange charnockitos, charno-enderbitos, enderbitos e gabro-noritos, com ampla predominância dos termos intermediários. Os gabro-noritos podem ser encontrados sob forma de enclaves básicos, e os leuco-noritos como enclaves microgranulares. Os xenólitos de metamorfitos são encontrados preferencialmente em áreas de borda da associação charnockítica e constituem-se de gnáisses, gnaisses migmatíticos e rochas cálcio-silicatadas.

Os minerais primários, como o plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, quartzo e K-feldspato caracterizam a unidade Bela Joana e podem ser considerados de origem magmática. Contudo, a presença do hiperstênio formando a associação clássica ortopiroxênio + plagioclásio, classificada como de média pressão por Green & Ringwood (1967), é diagnóstica para caracterizar o charnockitóide Bela Joana como cristalizado diretamente na

facies granulito, refletindo as condições de formação sob condições de altas razões de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$.

Há uma tendência de variação sistemática das razões $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$ dos piroxênios com as mesmas razões das rochas hospedeiras, devendo-se salientar também que os piroxênios se equilibraram quimicamente sob condições de temperaturas metamórficas de alto grau, assemelhando-se a padrões composicionais encontrados nos piroxênios de outros terrenos metamórficos. As granadas analisadas do charnockitóides Bela Joana são ricas no componente almandina. De acordo com a relação $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ das rochas (entre 28 e 34), com exceção dos gabro-noritos, todas as rochas da unidade charnockítica apresentam composições favoráveis ao desenvolvimento da granada, além de que o conteúdo de Fe como maior componente nas granadas possibilita o aparecimento desse mineral a pressões relativamente mais baixas. A composição do plagioclásio de grande parte das rochas varia dentro do campo da andesina (An_{34-52}), enquanto que nos gabro-noritos o plagioclásio se situa entre andesina cálcica e labradorita (An_{44-52}), e nos leuconoritos (enclaves) a composição pode chegar a termos relativamente mais cálcicos. O K-feldspato apresenta o componente ortoclásio na faixa de Or_{84-92} .

A unidade Bela Joana apresenta características geoquímicas de uma sequência de diferenciação magmática, com afinidade cálcico-alcálica. Os termos mais diferenciados apresentam teores relativamente mais elevados em K, Rb e maiores razões Rb/Sr, Ba/Sr e K/Rb, enquanto que tendem a decrescer em Sr e TR totais com acréscimos de SiO_2 . A associação charnockítica é enriquecida em TR, sobretudo em TRL relativamente às TRP, apresentando anomalias negativas de Eu bem definidas na maior parte das amostras. Anomalias positivas de Eu num enderbito (SF-09) e no charnockito (SF-64), este último fortemente fracionado em TR totais, podem ser explicadas pelo acúmulo de feldspatos em alguma fase do processo de diferenciação. As semelhanças entre as rochas gabro-noríticas, charno-enderbíticas, enderbíticas e charnockito analisados, se expressam geoquimicamente nas pequenas variações dos padrões de TR, tendências gerais de correlações positivas nas razões Ce/Yb e ne-

gativas dos conteúdos de TR totais com acréscimos de SiO_2 , sendo consistentes com uma sequência de rochas relacionadas geneticamente.

As transformações e recrystalizações metamórficas de alto grau, relacionadas com as deformações, atuaram de forma variável nas rochas, e devem ter sido acompanhadas de um aporte externo de água para o sistema, sobretudo ao longo das faixas foliadas e gnáissicas da associação charnockítica. As porções centrais do maciço, menos afetadas pelo metamorfismo, conservam a mineralogia e textura originais, ao passo que as faixas mais deformadas apresentam as paragêneses primárias em parte instabilizadas, com a transformação dos piroxênios em anfibólios e biotitas e as granadas, também em biotitas; a matriz félsica recrystalizada torna-se importante nessas rochas.

A pargasita ferrosa num enderbite (SF-54) e magnésio hornblenda num gabro-norito (SF-67), são alguns dos produtos de transformação comuns nos piroxênios. As biotitas analisadas nas várias amostras apresentam valores muito baixos ou nulos em Al^{VI} , e teores elevados de Ti^{VI} , sendo consistentes com a química desses minerais no alto grau de metamorfismo. O conteúdo de flúor das biotitas, relacionado à natureza dos fluidos metamórficos e ao conteúdo original nas rochas do charnockitóide Bela Joana, pode deslocar os limites do campo de estabilidade desses minerais para mais altas temperaturas. O conteúdo de flúor em biotitas e anfibólios do Bela Joana são comparáveis aos encontrados em charnockitos da Índia (Blattner, 1980).

A distinção entre modelos de fusão parcial ou cristalização fracionada para a formação do Bela Joana é de difícil comprovação. A cristalização fracionada explica o comportamento geoquímico dos elementos maiores e traço. Contudo, a afinidade alcalina e o conteúdo relativamente alto em elementos incompatíveis da associação charnockítica, em especial nas rochas básicas, sugerem que o magma gábrico foi derivado de um peridotito do manto, contendo altas concentrações em elementos incompatíveis, com certa quantidade de granada para reter TRP, e produzir o padrão fra-

cionado de TR desse magma. Por outro lado, as rochas básicas podem representar composições parentais capazes de derivar, a diferentes frações de fusão, composições comparáveis às enderbíticas ou charno-enderbíticas.

UNIDADE ANGELIM

A unidade consiste num ortognaisse distribuído paralelamente à foliação regional, com direção SW-NE, encaixado entre as unidades Santo Eduardo e São Fidélis. Os contatos entre o granitóide e os migmatitos são bruscos, podendo encontrar-se zonas cataclásticas cortando o granitóide ou mesmo, estruturas protomiloníticas indicando uma movimentação tectônica nas áreas de contato entre as unidades. Essas evidências mostram a atuação das faixas de cisalhamento, sendo que uma dessas faixas, ligada a movimentos transcorrentes, está situada junto ao limite do Angelim com o Domínio Paraíba do Sul. Na proximidade dos contatos com o São Fidélis são comuns intrusões graníticas e pegmatíticas tardias cortando a foliação das rochas; alguns diques são portadores de pequenos xenólitos do granitóide. Ocorrências intrusivas do granitóide no São Fidélis aparecem comumente e têm dimensões variáveis.

O Angelim é composto por um conjunto litológico metamorfizado, com feições gnáissicas homogêneas. As rochas têm composições tonalíticas e granodioríticas que transicionam entre si, sendo as graníticas mais restritas e ocorrendo sob forma de bolsões ou camadas irregulares. Os tipos litológicos intermediários se caracterizam pela associação a granada-hornblenda-biotita-plagioclásio-quartzo com megacristais de andesina; as variedades granodioríticas, portadoras de megacristais de K-feldspato podem apresentar enclaves dioríticos lentiformes, aparecendo como ocorrências de menor expressão.

Os domínios deformacionais do granitóide são subdivididos em domínios de rochas homogêneas, onde os efeitos do meta

morfismo e das deformações são menos acentuados, e domínios gnáissificados e protomiloníticos, com minerais opticamente semelhantes aos das rochas homogêneas, porém, comparativamente mais deformados, além de apresentar maior proporção de matriz granoblástica.

Os principais minerais fêmicos que são interpretados como magmáticos são a granada almandina e a hornblenda pargasítica. A biotita em grande parte é derivada das transformações desses minerais, embora possam haver evidências químicas de biotita primária. As relações de equilíbrio químico entre os pares minerais coexistentes, como plagioclásio-hornblenda, granada-hornblenda e granada-biotita, indicam calibrações geotermométricas de facies anfibolito alto consistentes com as demais unidades da região.

Geoquimicamente, o Angelim apresenta afinidade cálcico-alcalina e enriquecimento em elementos incompatíveis, principalmente Rb e TR totais. As razões Rb/Sr podem ser consideradas altas e as de K/Rb são baixas devido ao alto conteúdo de Rb. A unidade se distingue pela tendência de correlação positiva de TR totais com o acréscimo de SiO_2 , e pelo enriquecimento em TRL relativamente às TRP. As anomalias de Eu são bem definidas e fortemente negativas nas rochas mais diferenciadas. O empobrecimento de TRP das rochas envolve a hornblenda e/ou granada como fases residuais durante os processos de diferenciação da unidade Angelim.

UNIDADES GNÁISSICO-MIGMATÍTICAS

As unidades gnáissico-migmatíticas estão dispostas em faixas contínuas orientadas entre N35°E e N45°E. A Catalunha encontra-se integralmente intercalada na unidade Bela Joana; a São Fidélis está encaixada a SE com Bela Joana e a NW com a Angelim, apresentando domínios intrusivos e irregulares do granitóide; e a Santo Eduardo ocorre no limite norte da área de estudo, encaixada a SE com a unidade Angelim.

A foliação principal (S_{n+1}) dos migmatitos, variando entre N30°E e N75°E com mergulhos variáveis de 40°-65°NW a sub verticais, em alguns casos com caimento para SE, está relacionada às faixas de cisalhamento dúctil desenvolvidas na região. Essa foliação é definida nas rochas pelo estiramento e orientação plano-linear dos minerais, xistosidade das biotitas, além de ser plano axial de dobras isoladas de transposição e de isoclinais fechadas, evidenciando uma foliação anterior (S_n) transposta. As lineações de intersecção de biotitas, relativas à foliação principal, estão associadas a crenulações (S_{n+2}) e apresentam caimentos variando de horizontalizados a aproximadamente 45°.

Petrograficamente, os níveis kinzigíticos dos migmatitos bandados *Catalunha* alternam-se com bandas paralelas de leucossomas quartzo-feldspáticos, granitos a cordierita e sillimanita e gnaisses graníticos a granada. Subordinadamente veios graníticos cortam as rochas. Os migmatitos nebulíticos, mais evoluídos, podem aparecer intercalados aos bandados formando contatos difusos e transicionais, com variações modais em granada, biotita e minerais félsicos (estruturas 'schlieren'), chegando a apresentar um aspecto granitóide, homogeneamente foliado. Somente a foliação principal (S_{n+1}) é encontrada nos nebulitos. Os gnaisses kinzigíticos têm composições graníticas e granodioríticas e mais raramente tonalíticas numa associação de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses com sillimanita, a cordierita e rutilo acessórios, e geralmente porfiroblásticos (ou porfiroclásticos). Os mobilizados nebulíticos em geral têm aspecto homogêneo, pegmatóide ou granitóide, com megacristais de granada e de feldspatos, apresentando conteúdo modal semelhante aos gnaisses kinzigíticos. As rochas cálcio-silicatadas, intercaladas nos migmatitos bandados e nebulíticos comumente ocorrem sob forma de lentes ou 'boudins' contornados pela foliação; a composição mineralógica é a base de plagioclásio (labradorita), quartzo, diopsídio e granada.

Os migmatitos heterogêneos da unidade *São Fidélis* apresentam estruturas bandadas, estromáticas, 'schlieren' e mais raramente nebulíticas, aparecendo intercalações paralelas à foliação de rochas cálcio-silicatadas, leucossomas graníticos, pegma-

tóides e feldspáticos, além de rochas granulíticas básicas. A foliação de transposição pode estar presente em alguns leucossomas. Diques graníticos, aplíticos e veios pegmatóides geralmente cortam a foliação principal, em alguns casos afetando a foliação da encaixante por cisalhamento discreto. Vários diques aparecem nas áreas de contato do São Fidélis com a unidade Angelim, e muitos dos quais são também tardi-cinemáticos com relação à S_{n+1} .

Os gnaisses migmatíticos São Fidélis são compostos de granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses com granada e sillimanita acessórias, sendo geralmente porfiroblásticos (ou porfiroclásticos), de composições variando de granodioríticas a tonalíticas. Os termos graníticos aparecem em níveis e bandas alternadas aos gnaisses. Os migmatitos nebulíticos em geral são granada-biotita gnaisses com sillimanita, apresentando composições granodioríticas a tonalíticas, podendo mostrar também variações modais e de granulação, além de porfiroblastos de feldspatos e granadas. As rochas cálcio-silicatadas são granoblásticas finas a plagioclásio (labradorita), quartzo, granada, diopsídio, anfibólios e por vezes escapolita e esfeno. As rochas granulíticas correspondem a biotita-hornblenda-hiperstênio granulitos, hiperstênio granulitos e hiperstênio granulitos com granada.

Os migmatitos *Santo Eduardo* são compostos principalmente de biotita-plagioclásio gnaisses, biotita gnaisses com granada e anfibólio-biotita gnaisses, geralmente porfiroblásticos (ou porfiroclásticos), de composições granodioríticas e tonalíticas. As rochas granulíticas, constituídas de anfibólio-biotita gnaisses e anfibólio-hiperstênio-biotita gnaisses são também porfiroclásticas e retrometamorfisadas. As rochas anfibolíticas contêm somente hornblenda, plagioclásio e quartzo, enquanto que as cálcio-silicatadas são granoblásticas finas, apresentando conteúdos variáveis em anfibólios, diopsídio, granada, plagioclásio quartzo e escapolita. Os mármore brancos, em geral calcíticos, têm acessórios a tremolita, talco, flogopita e diopsídio.

A granada almandina dos gnaisses migmatíticos apresenta conteúdos variáveis em Fe^{+2} e Mg, sendo que a granada do Ca

talunha é mais rica em Mg relativamente a do São Fidélis. As biotitas do Catalunha são enriquecida em Ti^{VI} e Mg, correlacionando-se significativamente com o flúor presente no mineral, comparadas com as biotitas do São Fidélis. O plagioclásio do Catalunha tem composição oligoclásio cálcico (entre An_{21} e An_{27}), enquanto que o do São Fidélis apresenta composição da andesina sódica situada entre An_{37} e An_{40} ; o feldspato alcalino dos gnaisses migmatíticos têm composição em torno de Or_{80} e Or_{90} .

Geoquimicamente, as unidades Catalunha e São Fidélis apresentam diferenças marcantes tanto nos conteúdos dos elementos maiores quanto nos de elementos traço, sendo que as diferenças mais evidentes estão no relativo enriquecimento em SiO_2 , MgO , FeO_t e nos elementos traço como Cr, V, Zr e TR totais, particularmente nas TRL, e no relativo empobrecimento em Al_2O_3 , CaO , K_2O , além de Ba, Sr e Rb dos gnaisses migmatíticos Catalunha comparativamente aos do São Fidélis. Por outro lado, o São Fidélis é quimicamente comparável aos gnaisses migmatíticos e granulitos Santo Eduardo, havendo um conteúdo relativo levemente mais baixo em MgO no São Fidélis.

As rochas gnáissico-migmatíticas mostram equivalências geoquímicas com rochas supracrustais, sobretudo grauvascas e pelitos como materiais predominantes com participação de vulcanoclásticas félsicas e intermediárias, representando misturas ou de rivação dos sedimentos a partir de vulcânicas-vulcanoclásticas.

METAMORFISMO

O metamorfismo regional ocorreu uniformemente na área de São Fidélis. As determinações geotermométricas e geobarométricas mostram que as fases minerais da associação charnockítica, consideradas nos cálculos, equilibraram-se quimicamente sob condições de P-T coerentes com as determinadas para o granitóide Angelim e os gnaisses migmatíticos encaixantes.

As condições do metamorfismo que atuou na área, determinadas a partir de diferentes métodos geotermométricos (ortopiroxênio-clinopiroxênio, anfibólio-plagioclásio, anfibólio-granada e granada-biotita) e geobarométricos (ortopiroxênio-granada e granada-plagioclásio-sillimanita-quartzo) aplicados às fases minerais das unidades litológicas que compõem essa região, apresentam temperatura da ordem de 720°C e pressão de 6 kb, que expressam o pico do metamorfismo regional, consistente com as facies anfibolito alto ou granulito, dependendo da abundância e composição das fases fluidas nas unidades.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A região de São Fidélis apresenta um caráter geológico policíclico, submetido a processos de formação e regeneração nos Ciclos Transamazônico e Brasileiro, e possivelmente também durante o Proterozóico Médio.

No Pré-Brasiliano, houve a formação de uma bacia vulcanossedimentar, característica de um ambiente de deposição de eugeossinclinal. Essa bacia foi retrabalhada pela orogênese que promoveu metamorfismo de alto grau e anatexia, com o desenvolvimento de uma foliação S_n que se encontra preservada localmente, nas porções mesossomáticas e gnáissicas, nas rochas gnáissico-migmatíticas.

No Brasileiro, os materiais pré-existentes teriam sido submetidos novamente a processos metamórficos e anatécticos, associados a uma foliação S_{n+1} que corresponde à fase de deformação regional. Essa deformação levou à transposição da fase S_n mais antiga.

Os dados geocronológicos existentes para as diversas unidades mostram a efetiva atuação do Ciclo Brasileiro nas rochas da região. Embora a unidade Bela Joana pareça ser mais antiga do que é indicado pelos dados geocronológicos, os contatos intrusi-

vos entre Bela Joana e os migmatitos nebulíticos Catalunha mostram que a fase de colocação do charnockitóide é anterior à migmatização regional. O granitóide Angelim apresenta-se intrusivo na unidade São Fidélis. O Angelim representa uma sequência magmática intrusiva, gerada a profundidades relativamente mais rasas, sob condições P-T inferiores e mais baixas razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ do que às que foram necessárias para a formação do Bela Joana.

As unidades Angelim e Bela Joana correspondem a sequências magmáticas plutônicas cálcico-alcalinas, características de ambiente compressional relacionado a subducção de crosta oceânica. As unidades gnáissico-migmatíticas correspondem a supracrustais que complementam o ambiente de arco vulcânico ou de margem continental ativa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1973
The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon river. In: The oceanic basins and margins, A.L.M. Nairn, F.G. Stehli (Eds.), Plenum Publ. Co., N.York, 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. - 1975 - Lineamento de Além-Paraíba. An.Acad.Bras.Ciênc., 47(3/4):575. Rio de Janeiro.
- ARTH, J.G. - 1976 - Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. Jour.Research U.S.Geol.Survey 4(1):41-47.
- BARBEY, P.; CAPDEVILA, R.; HAMEURT, J. - 1982 - Major and transition trace element abundances in the khondalite suite of the granulite belt of Lapland (Fennoscandia): Evidence for an early Proterozoic Flysch Belt. Precambrian Research, 16: 273-290.
- BARBEY, P. & CUNEY, M. - 1982 - K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE fractionation controlling factors. Contrib.Mineral.Petrol. 81: 304-316.
- BARTHOLOMÉ, P. - 1961 - Coexisting pyroxenes in igneous and metamorphic rocks. Geol.Mag., 98:346-348.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48:43-55.
- BATEMAN, P.C. & CHAPPELL, B.W. - 1979 - Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series. Yosemite National Park, California. Geol.Soc.America Bull. Part. I, 90:465-482.

- BATISTA, J.J. - 1984 - Caracterização dos processos geológico- e evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 123p.
- BATISTA, J.J. & KAWASHITA, K. - 1985 - Contribuição ao acervo geocronológico da porção setentrional do Cinturão Ribeira. Atas do 5º Simp.Reg.Geol., SBG/SP, São Paulo, 1:187-200.
- BATISTA, J.J. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1987 - Contribuição dos dados geoquímicos ao estudo da evolução da porção norte do Cinturão Ribeira. 1º Congr.Bras.Geoq., Porto Alegre,RS, 1: 233 - 251.
- BEACH, A. - 1980 - Petrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. Journ. of Struct.Geol., 2(1/2):257-263.
- BELLIENI, G.; MOLIN, G.M.; VISONA, D. - 1979 - The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bresanone and Vedrette Di Ries. N.Jb.Mineral.Abh. 136(3):238-253.
- BELLIENI, G.; PECCERILLO, A.; POLI, G. - 1981 - The Vedrette Di Ries (Rieserferner) plutonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis. Contr.Mineral.Petrol., 78: 145-156.
- BHATTACHARYYA, C. - 1971 - An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. Am. Mineral. 56:499-506.
- BLATTNER, P. - 1980 - Chlorine and fluorine in apatite, biotite and hornblende of basic charnockites from Kondapalli, India. N.JB. Mineral. M.H., 6:283-288.
- BOHLEN, S.R. & ESSENE, E.J. - 1980 - Evaluation of coexisting garnet-biotite, garnet-clinopyroxene, and other Mg-Fe exchange thermometers in Adirondack granulites: Summary. Geol.

Soc. of Am. Bull., 91:107-109.

BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H.; FERRARI, P.C. - 1976 - Projeto Vale do Paraíba do Sul. Rel. Final, Conv. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, 411p.

BRENNER, T.L.; FERRARI, A.L.; PENHA, H.M. - 1980 - Lineamentos Estruturais do Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Balneário de Camboriú, SC, 5: 2551 - 2564.

BROWN, G.C. - 1982 - Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: R.S.Thorpe (Ed.), Andesites, John Wiley & Sons, p. 437-461.

CAMPANHA, G.A.C. - 1981 - O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios (RJ). Rev.Bras.Geoc., 11(3):159-171.

CHAYES, F. - 1949 - A simple point counter for thin-section analysis. Amer.Miner., 34:1-11.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geology (Japan), 8: 173-174.

COMPTON, P. - 1978 - Rare earth evidence for the origin of the Nûk gneisses Buksefjorden region Southern West Greenland. Contr.Mineral.Petrol., 66, 283-293.

CONDIE, K.C. - 1967 - Geochemistry of early precambrian gray wackes from Wyoming. Geoch. et Cosmoch. acta, 31: 2135-2149.

CORDANI, U.G. - 1971 - Síntese da geocronologia precambriana da região costeira Atlântica Meridional da América do Sul. An. XXV Congr.Bras.Geol., Resumos e Comunicações, São Paulo, p. 179.

CORDANI, U.G. - 1973 - Evolução geológica precambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Tese Livre Do-

cência, IG-USP, São Paulo.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. - 1979 - The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450p.

DAVIDSON, L.R. - 1968 - Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. Contr.Mineral. and Petrol. 19, 239-259.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1978 - An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London, 528p.

DYMEK, R.F. - Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland Am. Mineral., 68:880-899.

DNPM-DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas do Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Texto explicativo, Brasília, 240p.

DNPM-DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1984 - Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. Texto explicativo, Brasília, 501p.

DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1977 - Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Conv. DRM/INPE. Texto explicativo, Niterói, RJ, 41p.

DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1978a - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica Cambuci. Texto explicativo e mapa, Niterói, RJ.

DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1978b - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica Itaipava. Texto explicativo e mapa, Niterói, RJ.

DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1978c - Projeto Carta

- Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica São Fidélis. Texto explicativo e mapa, Niterói, RJ.
- DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1982a - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica Dores de Macabu. Texto explicativo e mapa, Niterói, RJ.
- DRM-DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1982b - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica Renascença. Texto explicativo e mapa, Niterói, RJ.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J.; FRATTA, M. - 1982 - Geochemistry of the Adamello massif (Northern Italy). Contr.Mineral.Petrol. 80: 41-48.
- EBERT, H. - 1956 - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Div.Geol.Min. Relatório Anual do Diretor, 1957, Rio de Janeiro, p. 97-107.
- EBERT, H. - 1967 - A estrutura precambriana do sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Bol. Paran. Geoc., 26:42-45.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da facies granulítica no sul do Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An. Acad. Bras. Cienc., 40 (suplemento): 215-229.
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais, Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol.Esp. XXV Congr.Bras.Geol., 1:177-178, São Paulo.
- EICHELBERGER, J.C. - 1978 - Andesitic volcanism and crustal evolution. Nature, 275: 21-27.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. - 1978 - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and Garnet. Contr.Mineral.Petrol. 66: 113-117.

- FIELD, D.S.; DRURY, S.A.; COOPER, D.C. - 1980 - Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, south Norway. *Lithos* 13, 281-289.
- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1981 - Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia - Brasil. In: H.A.V. Inda et al. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos*, vol. 4, Secr. Minas Energ. - Coord. Prod. Min., 1-71.
- FREY, F.; CHAPPELL, B.W., ROY, S.D. - 1978 - Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne intrusive series, Sierra Nevada, Batholith, California. *Geology* 6: 239-242.
- FRIEND, C.R.L. - 1981 - Charnockite and granite formation and in flux of CO₂ at Kabbaldurga. *Nature*, 294(10):550-552.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. - 1979 - Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 42: 311-320.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.G.J. - 1980 - Origin and evolution of the Piên Mafic-Ultramafic complex, Southern Brazil. *Journ. of Geology*, 88(3): 251-269.
- GHENT, E.D. - 1976 - Plagioclase-Garnet Al₂SiO₅ - quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineralog.*, 61: 710-714.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. - 1984 - A garnet-hornblende geothermometer calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Metamorphic. Geol.* 2:13-31.
- GRAY, C.M. - 1977 - The geochemistry of central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism. *Contr. Miner. Petrol.* 65:79-89.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. - 1967 - An experimental investiga-

- tion of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 31:767-833.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, B.E. - 1968a - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Miner. Petrol.*, 18: 105-161.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. - 1968b - Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 18: 163-174.
- GROSSI SAD, J.H. et. al. - 1980a - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro - Folha Santo Antonio de Pádua. Mapa geológico e texto explicativo., convênio DRM/GEOSOL, Niterói-RJ.
- GROSSI, SAD, J.H. et al. - 1980b - Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Santa Maria Madalena. Mapa geológico e texto explicativo, convênio DRM/GEOSOL, Niterói, RJ.
- GROSSI, SAD, J.H. & DUTRA, C.V. - 1988 - Chemical composition of supra crustal rocks from Paraíba do Sul group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochim. Brasiliensis*, 2(2):143-165.
- GUIDOTTI, C.V. - 1984 - Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S. W. (Ed.), *Micas. Mineral. Soc. Amer. Washington, Reviews in Mineralogy*, 13: 357-467.
- HEWITT, D.A. & WONES, D.R. - 1984 - Experimental phase relations of the micas. In: Bailey S.W. (Ed.), *Micas. Mineral. Soc. Amer., Washington, Reviews in Mineralogy*, 13: 201-297.
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 38:26-43.
- HARLEY, S.L. & GREEN, D.H. - 1982 - Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature* 300:697-701.

- HARLEY, S.L. - 1984 - An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contr. Mineral. Petrol.* 86: 359-373.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A.; WILDEMAN, T.R. - 1968 - Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: L.H.Ahrens (Ed.), origin and distribution of the elements. Pergamon Press, London, 899-912.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. - 1984 - A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. DNPM-Brasília, p. 307-328.
- HENKES, L. & JOHANNES, W. - 1981 - The petrology of a migmatite (Arvika, Varmland, Western Sweden). *N.Jb.Mineral.Abh.* 141(2): 113-133.
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks. Prof.Paper, USGS,687, 97p., Washington, 97p.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. - 1977 - Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 63: 175-198.
- HOLDAWAY, M.J. - 1971 - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. Jour. Sci.*, 271:97-131.
- HOLLAND, T.H. - 1900 - The charnockite series, agnous of archaean hypersthenic rocks in Peninsular India. *Geol. Surv.Ind. Mem.* 28:119-249.
- HSU, L.C. - 1968 - Selected phase relations in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H; a model for garnet equilibria. *J.Petrology*, 9: 40-83.

- IRVINE, I.N. & BARAGAR, R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journ. of Earth Sciences, 8:523-548.
- JANARDHAN, A.S.; NEWTON, R.C.; HANSEN, E.C. - 1982 - The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. Contr.Mineral. Petrol., 79, 130-149.
- JOHANNES, W. & GUPTA, L.N. - 1982 - Origin and evolution of a migmatite. Contrib.Mineral.Petrol. 79: 114-123.
- KERR, A.R. - 1979 - The retrogressive breakdown of orthopyroxene in granulite-facies rocks, Sutherland. Mineral.Magazine, 43:443-445.
- KERRICK, D.M. - 1972 - Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. Amer.Journal.of Sci., 272: 946-958.
- KRETZ, R. - 1961 - Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. The Journal. of Geol., 69, 361-387.
- KRETZ, R. - 1963 - Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. J.Geol. 71: 773-785.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal.of Volcan. and Geothermal Research, 14:169-186.
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. Can. Mineral. 16: 501-520.
- LEONARDOS JR, O.H. & FYFE, W.S. - 1974 - Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region,

- Brazil. Contrib.Mineral.Petrol., 46:201-214.
- LINDSLEY, D.H. - 1983 - Pyroxene thermometry. Am.Mineral. 68:477 - 493.
- LOPEZ-ESCOBAR, L.; FREY, F.A.; OYARZUN, J. - 1979 - Geochemical characteristics of Central Chile (33° - 34° S) granitoids. Contr.Mineral.Petrol. 70: 439-450.
- MANNA, S.S. & SEN, S.K. - 1974 - Origin of garnet in the basic granulites around Saltora, W. Bengal, India. Contr. Mineral. Petrol., 44:195-218.
- MARTIGNOLE, J. & SCHRIJVER, K. - 1973 - Effect of rock composition on appearance of garnet in anorthosite-charnockite suites. Canadian Journ.Earth Sci., 10:1132-1139.
- MARTIGNOLE, J. - 1979 - Charnockite genesis and the proterozoic crust. Precamb.Research, 9: 303-310.
- MASON, G.H. - 1985 - The mineralogy and textures of the coastal batholith, Peru. The Peruvian Andes. John Wiley & Sons, N. York, 328p.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. - 1973 - Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites.Geoch. Cosmoch. Acta, 37: 239-248.
- MCLELLAND, S.M. & WHITNEY, P.R. - 1977 - The origin of garnet in the anorthosite-charnockite suite of the Adirondacks.Contr. Miner.Petrol., 60: 161-181.
- MCLENNAN, S.M.;NANCE, W.B.; TAYLOR, S.R. - 1980 - Rare earth element -thorium correlation in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. Geoch. Cosmoch. Acta, 44:1833-1839.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks.

Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 393p.

MOINE, B. & LA ROCHE, H. - 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.Acad.Sc.Paris, 267, série D, 2084-2087.

MOORE, A.C. - 1970 - Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. Lithos, 3:123-127.

MOUTINHO DA COSTA, L.A.M. & MARCHETTO, C.M.L. - 1978 - Evolução textural dos granulitos de São Fidélis, RJ. An. XXX Congr. Bras.Geol., Recife, 3:1250-1264.

NANCE, W.B. & TAYLOR, S.R. - 1976 - Rare earth element patterns and crustal evolution. I. Australian post-Archean sedimentary rocks. Geoch. Cosmoch. Acta, 40, 1539-1551.

NANEY, M.T. - 1983 - Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. Amer.Journ. of Sci. 283:993-1033.

NEARY, C.R.; GASS, I.G.; CAVANAGHI, B.J. - 1976 - Granitic association of northeastern Sudan. Geol.Soc. of Amer. Bull.87: 1501-1512.

O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S.Geol. Survey Prof. Paper 525-B., p. 79-84.

OLIVEIRA, M.A.F.de - 1981 - Granulitos da faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. Rev.Bras.Geoc., 11, 222-226.

ORMAASEN, D.E. - 1977 - Petrology of the Hopen mangerite-charnockite intrusion, Lofoten, north Norway. Lithos, 4, 291 - 310.

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.Amer.Abst. with Programs, 6: 1053.
- PEACOCK, M.A. - 1931 - Classification of igneous rock series. J. Geol., 39:54-67.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journ.Petrol., 24(4):956-983.
- PERCHUCK, L.L.; PODLESSKII, K.K.; ARANOVICH, L.Ya. - 1981 - Calculation of thermodynamic properties of end-member minerals from natural parageneses. In: Thermodynamics of Mineral and Melts. R.C. Newton, A., Navrotsky, B, J. Wood. (Eds.), p. 111-129.
- PETTIJOHN, F.J. - 1963 - Chemical composition of sandstones- excluding carbonate and volcanic sands. Geol.Survey Prof. Paper, 440 S, 21p.
- PICHAMUTU, C.S. - 1969 - Nomenclature of charnockites. Indian Mineral. 10:23-35.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J.Geol.Soc.London, 136:627-662.
- PITCHER, W.S. - 1982 - Granite type and tectonic environment. In K.J. Hsu (Ed.)- Mountain Building Processes. Academic Press Inc. (London) Ltd., p. 19-40, (263p.)
- PITCHER, W.S. - 1985 - Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. John Wiley & Sons. N.York, 328p.
- PITCHER, W.S. - 1987 - Granites and yet more granites forty years on. Geolog.Rundschau 76(1):51-79.
- RAY, S. & SEN, S.K. - 1970 - Partitioning of major exchangeable

- cations among orthopyroxene, calcic pyroxene and hornblende in basic granulites from Madras. Neues Jahrb. Miner. Abh., 114: 61-88.
- RIETMEIJER, F.J.M. - 1983 - Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation. Miner. Magazine, 47: 143-151.
- ROSIER, G.F. - 1954 - Estudos das rochas cristalinas da baixada fluminense, Serra do Mar e Vale do Paraíba, nos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Div. Geol. Min. Relatório Anual do Diretor, Rio de Janeiro, 1955, p. 60-65.
- ROSIER, G.F. - 1957 - A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e Desengano (Estado do Rio de Janeiro). Bol. DGM-DNPM, Rio de Janeiro, 166:1-58.
- ROSIER, G.F. - 1959 - Levantamento do Estado do Rio de Janeiro e da parte limítrofe do Estado de Minas Gerais. In: Divisão de Geologia e Mineralogia. Relatório Anual do Diretor, RJ, IBGE, 1960, p.182-189.
- ROSIER, G.F. - 1965 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Bol. DGM-DNPM, Rio de Janeiro, 222:1-41.
- RUBERTI, E. - 1985 - Petrologia do maciço alcalino do Banhadão, PR. Tese de Doutorado, IGUSP, 248p.
- SAXENA, S.K. - 1968 - Chemical study of phase equilibria in charnockites, Varberg, Sweden. The Amer. Mineral., 53, 1674-1695.
- SEN, S.K. & RAY, S. - Kharagpur, India - 1971a - Breakdown reactions for natural hornblendes in granulite facies. N. Jb. Miner. Abh. (114): 301-319.

- SEN, S.K. & RAY, S. - 1971 - Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: a study from the type charnockite area. N.Jb.Mineral.Abh. 115, 291-314.
- SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1982 - Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. Actas, 5º Congr.Latinoam. Geol., Buenos Aires, 1:349-370.
- SILVA, J.N.R. & FERRARI, P.G. - 1976 - Projeto Espírito Santo. Relatório Final, convênio DNPM/CPRM, Belo Horizonte, 408p.
- SPEAR, F.S. - 1981 - Amphibole-plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. Contr. Mineral. Petrol. 77:355-364.
- STEPHENSON, N.C.N. - 1984 - Two-pyroxene thermometry of precambrian granulites from Cape Riche, Albany-Fraser Province, Western Australia. J. Metamorphic Geol. 2, 297-314.
- STORMER, J.C. & NICHOLLS, J. - 1978 - XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. Computer and Geosciences, 4:143-159.
- STRECKEISEN, A. - 1974 - How should charnockitic rocks be named? Centenaire de la Société Géologique de Belgique - Géologie des domaines cristallins, Liège, p. 349-360.
- TOURET, J. - 1971 - Le facies granulite en Norvege Meridionale. Lithos, 4, 239-249.
- TOURET, J. - 1974 - Facies granulite et fluides carboniques. Centenaire de la Société Géologique de Belgique - Géologie des domaines cristallines, Liège, p. 267-287.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in light of experimental studies. Geol.Soc.Amer.Mem., 74:153p.

- VALLEY, J.W.; PETERSEN, E.U.; ESSENE, E.J.; BOWMAN, J.R. - 1982 - Fluorophlogopite and fluor-tremolite in Adirondack marbles and calculate C-O-H-F-fluid compositions. Amer. Mineral., 67: 545-557.
- VAN DE KAMP, P.C.; LEAKE, B.E.; SENIOR, A. - 1976 - The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with applications to identifying gneisses of metasedimentary origin. Journ.of Geol., 1976, 84, 195-212.
- VAN DE KAMP, P.C. & BEAKHOUSE, G.P. - 1979 - Paragneisses in the Pakwash Lake area, English River gneiss belt, Northwest Ontario. Can. J.Earth Sci. 16: 1753-1763.
- WANG, K.; YUE HUA, Y.; RUIYING, Y.; YIFEI, C. - 1985 - REE geochemistry of early precambrian charnockites and tonalitic-granodioritic gneisses of the Qianan region. Eastern Hebei, North China. Precambrian Research, 27: 63-84.
- WAARD, D. de - 1965 - The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack Highlands. Journ.of Petrol. 6: 165-191.
- WAARD, D. de - 1967 - Absolute P-T conditions of granulite-facies metamorphism in the Adirondacks. K.Ned. Akad. Wet., Proc. Ser. B, 70:400-410.
- WEAVER, B.L.; TARNEY, J.; WINDLEY, B.F.; SUGAVANAM, E.B.; RAO, V. V. - 1978 - Madras granulites: geochemistry and P-T conditions of crystallisation. In: Archaean Geochemistry B. F. Windley S.M. Naqvi (Eds.). Developments in Precambrian Geology Elsevier, p. 177-204.
- WEAVER, B.L. - 1980 - Rare-earth element geochemistry of Madras granulites. Contr.Mineral.Petrol. 71, 271-279.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. - 1980 - Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the archaean lower continent

tal crust. Earth Planet. Science Letters, 51:279-296.

WENDLANDT, R.F. - 1981 - Influence of CO₂ on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. Amer.Mineral., 66, 1164-1174.

WILDEMAN, T.R. & CONDIE, K.C. - 1973 - Rare earth in archean gray wackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. Geoch. Cosmoch. Acta, 37, 439-453.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th Ed., Springer Verlag Inc., New York, 334p.

WOOD, B.J. & BANNO, S. - 1973 - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contr.Mineral.Petrol. 42: 109-124.

WOOD, B.J. - 1974 - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contrib. Mineral.Petrol. 46:1-15.

WOOD, D.A.; JORON, J.L.; TREVIL, M.; NORRY, M.; TARNEY, J.-1979 - Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contr.Mineral.Petrol., 70: 319-339.

ZIELINSKI, R.A. & LIPMAN, P.W. - 1976 - Trace-element variation at Summer Coon volcano, San Juan mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite. Geol.Soc. Amer. Bull. B7: 1477-1485.