



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA E PETROGÊNESE DO "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE:
IMPLICAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO TERRENO GRANITO -
"GREENSTONE" DE RIO MARIA, SE DO PARÁ.**

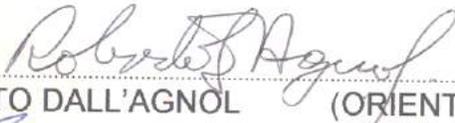
TESE APRESENTADA POR

ZORANO SÉRGIO DE SOUZA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de **GEOQUÍMICA**

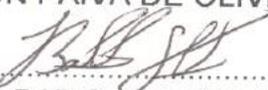
Data de Aprovação 07 / 10 / 94

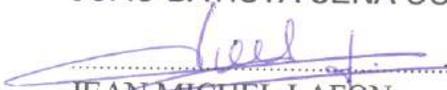
Comitê de Tese:


ROBERTO DALL'AGNOL (ORIENTADOR)


HANS DIRK EBERT


ELSON PAIVA DE OLIVEIRA


JOÃO BATISTA SENA COSTA


JEAN MICHEL LAFON

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO

**GEOLOGIA E PETROGÊNESE DO "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE:
IMPLICAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO TERRENO
GRANITO - "GREENSTONE" DE RIO MARIA, SE DO PARÁ**

VOLUME 1

- TEXTO -

**(RESUMO, ABSTRACT, INTRODUÇÃO, PARTES I, II E III,
E REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS)**

Autor : ZORANO SÉRGIO DE SOUZA

BELÉM / 1994

AGRADECIMENTOS

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a concretização deste trabalho:

@ CNPq / CAPES por concessão de bolsas de estudo e de auxílio-pesquisa (processo 400381/87 - GL / FV, CNPq);

@ FINEP / PADCT / FADESP por suporte financeiro (projeto 4/3/87/0911/00);

@ CPGG / UFPA por acolhida no Curso de Pós-Graduação e infraestrutura de apoio (laboratórios diversos, incluindo laminação petrográfica, microscópios, difração de raios X, fluorescência, absorção atômica, geologia isotópica, biblioteca setorial, computadores);

@ CVRD - DOCEGEO / Distrito Amazônia, projeto AOC-14, pelo apoio nas etapas de campo e cessão de mapas geológicos e informações inéditas, em particular aos geólogos C. A. Medeiros Filho, S. R. B. Huhn, A. A. C. Cordeiro, E. J. Ledsham, A. B. Santos e L. P. B. Martins;

@ CCE - DG / UFRN e FINEP / PADCT II / FUNPEC por apoio financeiro (material de expediente) e de laboratórios (microscopia, computação), e especialmente aos professores E. F. Jardim de Sá, Vanildo Pereira da Fonseca e J. M. Sá (DG / UFRN);

@ Colegas pós-graduandos A. N. C. Santa Rosa, A. M. Torres, H. Vital, T. C. M. Araújo, F. J. Althoff, K. D. Duarte, D. L. Castro, H. Medeiros, N. M. T. Cabral, J. C. R. Cruz, R. N. Paiva, H. F. C. Almeyda e E. D. Paolino;

@ Ao orientador professor *ROBERTO DALL'AGNOL* (CG / UFPA), pela disposição, estímulos constantes, críticas e sugestões durante todo o desenvolvimento da tese.

♥ *Dedicado à:* ♥

♥ *família (esposa, filhas, avó, pais, irmãos)* ♥

SUMÁRIO

VOLUME 1

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO	1
ABSTRACT	5
INTRODUÇÃO	9

Parte I - REVISÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS

1. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	13
1.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO	13
1.2. MODELOS EVOLUTIVOS	14
2. GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	18
2.1. BREVE HISTÓRICO	18
2.2. ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO	19
2.2.1. Introdução.....	19
2.2.2. Caracterização Litoestratigráfica.....	20
2.2.2.1. Unidades Arqueanas.....	20
a. <i>Complexo Xingu e Tonalito Arco Verde</i>	20
b. <i>"Greenstone Belts" (Supergrupo Andorinhas)</i>	22
c. <i>Metagranitóides</i>	24
d. <i>Supergrupo Itacaiúnas</i>	28
e. <i>Complexos Básico - Ultrabásicos Estratiformes</i>	32
f. <i>Complexos Granulíticos</i>	32
2.2.2.2. Unidades do Final do Arqueano ou Início do Proterozóico (Grupo Rio Fresco)	33
2.2.2.3. Unidades do Final do Paleoproterozóico (Magmatismo Anorogênico).....	34
2.2.2.4. Faixa Araguaia	36
2.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS E GEOFÍSICOS	37
2.3.1. Geologia Estrutural	37
2.3.2. Dados Geofísicos	39

3. PROBLEMAS, OBJETIVOS, METODOLOGIA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	41
3.1. PRINCIPAIS PROBLEMAS E OBJETIVOS	41
3.2. METODOLOGIA	43
3.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	45
3.3.1. Situação Geográfica	45
3.3.2. Aspectos Fisiográficos	46

Parte II - O "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE

4. GEOLOGIA	48
4.1. ESTRATIGRAFIA	48
4.1.1. Arcabouço Estratigráfico Geral	48
4.1.2. Estratigrafia Interna do "Greenstone"	50
4.1.3. Relações entre o "Greenstone" e os Metagranitóides	51
4.1.4. Estratigrafia Interna dos Metagranitóides e Relações com Ortognaisses	52
4.1.5. Considerações sobre a Idade do "Greenstone"	53
4.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO	54
4.2.1. Trabalhos Prévios	54
4.2.2. Comentários sobre o Mapeamento Geológico	55
4.2.3. Ortognaisses (GN)	55
4.2.4. "Greenstone Belt" Identidade	56
4.2.4.1. Metaultramáficas e Formação Ferrífera Bandada	56
a. Metaultramáficas (UM)	56
b. Formação Ferrífera Bandada (BIF)	57
4.2.4.2. Metabasaltos	58
a. Metabasaltos Maciços (BAS)	58
b. Metabasaltos Almofadados (BASP)	59
4.2.4.3. Metadacitos (DAC)	61
4.2.4.4. Metagabros (GB)	62
4.2.5. Metagranitóides	63
4.2.5.1. Quartzo Dioritos (QzD)	63
4.2.5.2. Granodiorito Rio Maria e Enclaves Máficos	64
a. Granodiorito Rio Maria (GDr _m + GD _m)	64
b. Enclaves Máficos	65
4.2.5.3. Trondhjemitos e Tonalitos (THJ + mTHJ)	66

4.2.5.4. Leucogranitóides (GR).....	67
a. Pequenos "Stocks".....	67
b. Diques e Soleiras.....	68
4.2.6. Veios de Quartzo.....	69
4.2.7. Diques Riolíticos e Diabásicos.....	69
4.2.7.1. Diques Riolíticos.....	69
4.2.7.2. Diques Diabásicos.....	70
4.2.8. Coberturas Lateríticas e Alterações Supergênicas.....	71
4.2.8.1. Coberturas Lateríticas.....	71
4.2.8.2. Alterações Supergênicas.....	72
4.3. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	73
4.3.1. Aspectos Gerais.....	73
4.3.2. A Questão do Embasamento.....	73
4.3.3. O "Greenstone Belt" Identidade.....	74
4.3.4. Metagranitóides.....	76
5. PETROGRAFIA E TEXTURAS.....	78
5.1. INTRODUÇÃO.....	78
5.2. ORTOGNAISSES (GN).....	79
5.2.1. Descrição Petrográfica e Textural.....	79
5.2.2. Discussão.....	80
5.3. "GREENSTONE BELT".....	81
5.3.1. Metaultramáficas e Formações Ferríferas Bandadas.....	81
5.3.1.1. Descrição Petrográfica e Textural.....	81
a. Metaultramáficas (UM).....	81
b. Formação Ferrífera Bandada (BIF).....	82
5.3.1.2. Discussão.....	83
5.3.2. Metabasaltos.....	85
5.3.2.1. Descrição Petrográfica e Textural.....	85
a. Metabasaltos Maciços (BAS).....	85
b. Metabasaltos Almofadados (BASP).....	90
5.3.2.2. Discussão.....	92
5.3.3. Metadacitos (DAC).....	94
5.3.3.1. Descrição Petrográfica e Textural.....	94
a. Características Gerais.....	94
b. Metadacitos sem Anfibólio e Anfibólio Metadacitos.....	95

c. Metadacitos Máficos	96
d. Brechas Metadacíticas	97
e. Nódulos Máficos	97
f. Metadacitos Deformados	98
5.3.3.2. Discussão	99
5.3.4. Metagabros (GB)	102
5.3.4.1. Descrição Petrográfica e Textural	102
a. Tipos Finos / Médios e Grossos	102
b. Tipos deformados	104
5.3.4.2. Discussão	104
5.4. METAGRANITÓIDES	105
5.4.1. Introdução	105
5.4.2. Quartzo Dioritos (QzD)	106
5.4.3. Granodiorito Rio Maria e Enclaves Máficos	108
5.4.3.1. Granodiorito Rio Maria (GDr _m + GD _m)	108
5.4.3.2. Enclaves Máficos	110
a. Enclaves Tipo 1 (E1)	110
b. Enclaves Tipo 2 (E2)	112
5.4.4. Trondhjemitos e Tonalitos (THJ + mTHJ)	113
5.4.4.1. Trondhjemitos	113
5.4.4.2. Tonalitos	115
5.4.5. Leucogranitóides (GR)	116
5.4.5.1. Pequenos "Stocks"	116
5.4.5.2. Diques	117
5.4.5.3. Leucogranitóides Deformados	118
5.4.6. Discussão	120
5.4.6.1. Granodioritos, Trondhjemitos, Tonalitos e Quartzo Dioritos	120
5.4.6.2. Enclaves Máficos	122
5.4.6.3. Leucogranitóides	124
5.5. VEIOS DE QUARTZO	126
5.5.1. Veios Pré- a Sintectônicos a D_m	126
5.5.2. Veios Pós-Tectônicos a D_m	127
5.5.3. Discussão	127
5.6. DIQUES RIOLÍTICOS E DIABÁSICOS	128
5.6.1. Diques Riolíticos	128
5.6.1.1. Características Gerais	128

5.6.1.2.	Riolitos do Grupo DA_1	128
5.6.1.3.	Riolitos do Grupo DA_2	129
5.6.1.4.	Riolitos do Grupo DA_3	130
5.6.1.5.	Discussão.....	130
5.6.2.	Diques Diabásicos	132
5.6.2.1.	Descrição Petrográfica e Textural.....	132
5.6.2.2.	Discussão.....	133
5.7.	CONCLUSÕES.....	133
6.	ESTRUTURAL	136
6.1.	INTRODUÇÃO.....	136
6.2.	CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS.....	138
6.2.1.	Evento D_1 (D_{n-1}).....	138
6.2.2.	Evento D_2 (D_n, D_m, D_{n+1}).....	138
6.2.2.1.	Fase D_n	139
a.	<i>Aspectos Macroscópicos</i>	139
b.	<i>Microestruturas</i>	140
6.2.2.2.	Fase D_m (Deformação Milonítica).....	141
a.	<i>Sumário sobre Zonas de Cisalhamento</i>	141
b.	<i>Mesoestruturas na Área de Ocorrência do "Greenstone" Identidade</i>	144
c.	<i>Microestruturas</i>	148
6.2.2.3.	Fase D_{n+1}	150
a.	<i>Mesoestruturas</i>	150
b.	<i>Microestruturas</i>	151
6.2.2.4.	Conclusão.....	152
6.2.3.	Evento D_3 (D_{n+2}).....	152
6.2.3.1.	Evento Rúptil D_3'	152
6.2.3.2.	Evento Rúptil D_3''	153
a.	<i>Características Gerais</i>	153
b.	<i>Faturas Extensionais</i>	155
c.	<i>Análise de Falhas</i>	156
d.	<i>Análise de Juntas e Clivagens de Fratura</i>	157
6.2.3.3.	Estruturas Rúpteis pós- D_3	157
6.2.3.4.	Conclusão do Evento D_3 (D_{n+2}).....	158
6.3.	QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO D_2	158
6.3.1.	Introdução.....	158

6.3.2. Métodos de Quantificação da Deformação Finita	161
6.3.3. Deformação Longitudinal.....	162
6.3.3.1. Metodologia	162
6.3.3.2. Resultados Obtidos	164
6.3.4. Quantificação pelo Método R_f/ϕ	165
6.3.4.1. Considerações sobre a Metodologia	165
a. Histórico.....	165
b. Parâmetros Envolvidos	166
c. Metodologia.....	167
d. Tratamento dos Dados R_f	167
e. Tratamento Gráfico dos Pares de Dados (R_f, ϕ).....	168
6.3.4.2. Tratamento Computacional dos Dados (R_f, ϕ).....	170
a. Programa THETA1	170
b. Quantificação da Deformação Bidimensional em Metabasaltos.....	172
c. Quantificação da Deformação Bidimensional em Metadacitos.....	175
d. Quantificação da Deformação Bidimensional em Metagranitóides	179
6.3.4.3. Ilustração Gráfica da Deformação Bidimensional Geral.....	186
6.3.4.4. Deformação Tridimensional D_2	186
a. Metodologia.....	186
b. Resultados Obtidos	188
c. Implicações Estruturais.....	190
6.4. FATORES E MECANISMOS DA DEFORMAÇÃO D_2	192
6.4.1. Introdução.....	192
6.4.2. Medidas de densidades (ρ) - Implicações na Deformação	194
6.4.2.1. Metodologia	194
6.4.2.2. Discussão dos Resultados.....	195
6.4.3. Petrofábrica do Quartzo	197
6.4.3.1. Introdução	197
6.4.3.2. Metodologia e Resultados Obtidos	200
a. Metadacitos (DAC).....	200
b. Granodioritos (GDrm), Enclaves Máficos e Quartzo Dioritos (QzD).....	201
c. Trondhjemitos (THJ).....	202
d. Leucogranitos (GR).....	203
e. Veios de Quartzo.....	204
6.4.3.3. Discussão.....	204
6.4.4. Conclusões.....	205

6.5. MODELO GEOMÉTRICO - ESTRUTURAL.....	206
6.5.1. Perfil Gravimétrico Rio Maria - Xinguara.....	206
6.5.1.1. Introdução.....	206
6.5.1.2. Perfil Rio Maria - Xinguara.....	207
6.5.2. Aplicação ao "Greenstone Belt" Identidade.....	209
6.5.2.1. Mecanismo de Colocação de Metagranitóides.....	209
6.5.2.2. Geometria do "Greenstone" Identidade.....	211
6.5.2.3. Implicações da Transpressão.....	213
6.5.3. Interpretação Geral.....	214
7. METAMORFISMO.....	216
7.1. INTRODUÇÃO.....	216
7.2. EVENTO M_1 (M_{n-1}).....	217
7.3. EVENTO M_2 (M_n, M_m, M_{n+1}).....	217
7.3.1. Fase M_n	217
7.3.1.1. Ortognaisses.....	217
7.3.1.2. "Greenstone Belt".....	218
a. <i>Introdução</i>	218
b. <i>Metaultramáficas e Formações Ferríferas</i>	219
c. <i>Metabasaltos e Metagabros</i>	220
d. <i>Metadacitos</i>	224
7.3.1.3. Metagranitóides.....	225
7.3.2. Fase M_m	226
7.3.2.1. Introdução.....	226
7.3.2.2. Metaultramáficas.....	227
7.3.2.3. Metabasaltos e Metagabros.....	228
7.3.2.4. Metadacitos e Metagranitóides.....	229
a. <i>Dados Petrográficos</i>	229
b. <i>Dados Químicos de Metadacitos</i>	231
7.3.3. Fase M_{n+1}	232
7.4. EVENTO HIDROTERMAL.....	232
7.5. EVOLUÇÃO METAMÓRFICA / DEFORMACIONAL E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.....	234
7.5.1. Evolução Metamórfica / Deformacional.....	234
7.5.2. Implicações Tectônicas.....	237
7.6. CONCLUSÕES.....	238

8. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGENÉTICA	240
8.1. INTRODUÇÃO	240
8.1.1. Metodologia	240
8.1.2. Mobilização de Elementos Químicos.....	241
8.2. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	243
8.2.1. Definição das Séries Magmáticas.....	243
8.2.1.1. Elementos Maiores.....	243
8.2.1.2. Elementos em Traços	245
8.2.1.3. Elementos Terras Raras (TR)	245
8.2.2. Caracterização das Séries Magmáticas	246
8.2.2.1. Série Komatiítica (Metaultramáficas)	246
a. Elementos Maiores e em Traços.....	246
b. Elementos Terras Raras (TR).....	248
8.2.2.2. Série Toleítica (Metabasaltos e Metagabros)	249
8.2.2.3. Série Cálcio-Alcalina (Metadacitos)	250
a. Elementos Maiores e em Traços.....	250
b. Elementos Terras Raras (TR).....	252
8.3. MECANISMO PETROGENÉTICO	252
8.3.1. Determinação do Mecanismo Petrogenético	252
8.3.1.1. Introdução	252
8.3.1.2. Aplicação às Metavulcânicas em Estudo.....	255
8.3.2. Caracterização Qualitativa do Fracionamento Magmático	256
8.3.2.1. Metaultramáficas.....	256
8.3.2.2. Metabasaltos e Metagabros.....	258
8.3.2.3. Metadacitos.....	259
8.3.3. Quantificação do Fracionamento Magmático.....	261
8.3.3.1. Introdução.....	261
8.3.3.2. Aplicação a Metaultramáficas.....	263
8.3.3.3. Aplicação a Metabasaltos e Metagabros.....	264
a. Metabasaltos.....	264
b. Metagabros.....	265
8.3.3.4. Aplicação a Metadacitos.....	266
a. Elementos Maiores.....	266
b. Elementos Terras Raras e Outros em Traços.....	267

8.4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	268
8.4.1. Discussão	268
8.4.2. Conclusão	270
9. GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA	271
9.1. INTRODUÇÃO E METODOLOGIA	271
9.2. RESULTADOS PELO MÉTODO Rb/Sr	272
9.2.1. Metadacitos do "Greenstone" Identidade	272
9.2.2. Leucogranitos em Zonas de Cisalhamento	273
9.2.3. Diques Riolíticos	274
9.3. RESULTADOS PELO MÉTODO Pb/Pb	274
9.3.1. Metabasaltos	274
9.3.2. Metadacitos	275
9.4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	276
9.4.1. Dados Rb/Sr	276
9.4.1.1. Metadacitos	276
9.4.1.2. Leucogranitos Miloníticos	277
9.4.1.3. Diques Riolíticos	278
9.4.2. Dados Pb/Pb	279
9.4.2.1. Metabasaltos	279
9.4.2.2. Metadacitos	281
9.5. CONCLUSÕES	282
10. AMBIENTE TECTÔNICO E GÊNESE DE MAGMAS	283
10.1. INTRODUÇÃO	283
10.2. AMBIENTE TECTÔNICO	284
10.2.1. Metabasaltos e Metagabros	284
10.2.1.1. Elementos Maiores e em Traços	284
10.2.1.2. Diagramas Multielementares ("Spidergrams")	286
10.2.1.3. Integração de Dados	287
10.2.2. Metadacitos	288
10.2.3. Conclusão	290
10.3. GÊNESE DE MAGMAS	291
10.3.1. Magmas "Basálticos" (Komatiitos e Toleítos)	291
10.3.1.1. Estado de Conhecimento Atual	291
10.3.1.2. Geração de Metaultramáficas	293

a. <i>Introdução</i>	293
b. <i>Resultados do Modelamento</i>	294
c. <i>Implicações dos Resultados</i>	295
10.3.1.3. Geração de Metabasaltos	296
a. <i>Fonte: Manto não Modificado por Fusões Prévias</i>	296
b. <i>Fonte: Manto Modificado por Fusões Prévias</i>	298
10.3.2. Magmas Cálcio-Alcalinos	299
10.3.2.1. Síntese do Conhecimento	299
10.3.2.2. Geração de Metadacitos	302
a. <i>Introdução</i>	302
b. <i>Fusão de Crosta Oceânica</i>	303
c. <i>Cristalização Fracionada</i>	305
10.3.3. Discussão e Conclusão	306
10.4. CONCLUSÕES INTEGRADAS SOBRE AMBIENTE TECTÔNICO E MAGMATISMO	307

Parte III - EVOLUÇÃO GEODINÂMICA E CONCLUSÕES GERAIS

11. MODELOS TECTÔNICOS ARQUEANOS	311
11.1. INTRODUÇÃO	311
11.2. EOARQUEANO (>3,6 Ga)	311
11.3. PALEOARQUEANO A NEOARQUEANO (3,6-2,5 Ga)	312
11.3.1. Introdução	312
11.3.2. Modelos Fixistas (Não Envolvem Tectônica de Placas)	313
11.3.2.1. Inversão de Densidades	313
11.3.2.2. Plumas do Manto com ou sem Convecção Mantélica	315
11.3.2.3. "Underplating" Magmático	316
11.3.2.4. Modelo Misto de Plumas do Manto e "Underplating" Magmático	317
11.3.3. Modelos Mobilistas (Envolvem Tectônica de Placas)	318
11.3.3.1. Problemas dos Modelos Prévios	318
11.3.3.2. Necessidade da Tectônica de Placas Arqueana	319
11.3.3.3. Discussão dos Modelos de Tectônica de Placas	320
12. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE RIO MARIA	325
12.1. DISCUSSÃO DAS CONDIÇÕES LÍMITES PARA O MODELO GEODINÂMICO	325
12.1.1. Arqueano	325

12.1.1.1. Embasamento.....	325
12.1.1.2. Litoestratigrafia do "Greenstone Belt" Identidade.....	327
12.1.1.3. Magmatismo.....	328
a. <i>Vulcanismo</i>	328
b. <i>Plutonismo</i>	329
12.1.1.4. Geologia Estrutural e Metamorfismo.....	332
12.1.1.5. Ambiente Tectônico.....	334
12.1.2. Nearqueano - Paleoproterozóico (?)	336
12.1.3. Final do Paleoproterozóico	339
12.2. PROPOSIÇÃO DE UM MODELO GEODINÂMICO PARA A REGIÃO DE RIO MARIA	340
12.2.1. Reconstrução Hipotética da Geologia no Arqueano	340
12.2.2. Modelo Geodinâmico Arqueano	342
12.3. IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	345
13. CONCLUSÕES GERAIS	349
13.1. QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO.....	349
13.2. PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO.....	350
13.3. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO.....	351
13.4. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA.....	351
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	353

VOLUME 2

ANEXO A - FIGURAS E TABELAS	435
ANEXO B - MAPAS	625

RESUMO

Este trabalho trata da geologia e petrogênese do "greenstone belt" Identidade, situado entre as cidades de Xinguara e Rio Maria, SE do Estado do Pará. Os dados obtidos permitiram discutir a evolução geodinâmica do terreno granito - "greenstone" da região de Rio Maria, inserindo-a no contexto da Província Mineral de Carajás (*PMC*), SE do cráton Amazônico.

O "greenstone" em lide compõe um cinturão "sinformal" direcionado WNW-ESE, correspondendo a um pacote metavulcânico, com xistos ultramáficos (**UM**), basaltos (**BAS**) e gabros (**GB**) na base, e, no topo, rochas hipabissais dacíticas (**DAC** - *ca.* 2,94 Ga, Pb/Pb). O conjunto foi intrudido por metaplutônicas Mesoarqueanas, os tipos mais precoces sendo quartzo dioríticos, seguidos sucessivamente por granodioritos (com enclaves máficos), trondhjemitos / tonalitos e leucogranitos. O embasamento gnáissico (**GN** - aflorante a norte e reconhecido por conter uma fábrica mais antiga S_{n-1}/D_1), o "greenstone" e os metagranitóides foram intrudidos no final do Paleoproterozóico por enxames de diques riolíticos (*ca.* 1,60 Ga, Rb/Sr) e diabásicos.

O "greenstone" apresenta estruturas e texturas ígneas reconhecíveis, porém obliteradas em regiões de contato com metagranitóides e em zonas de cisalhamento. As ultramáficas ocorrem como tremolitos, tremolita - talco xistos e talco xistos; o anfibólio é bastante alongado e fino, comumente em arranjos paralelos, interpretados como fantasmas de texturas "spinifex". Os basaltos são maciços ou almofadados, freqüentemente variolíticos. Mostram diferentes graus de recristalização, sendo identificados restos de texturas hialofíticas, pilotaxíticas e traquitóides. Clinoanfibólio (hornblenda actinolítica), epidotos e plagioclásio (albita - andesina) são os minerais mais abundantes. Os gabros são maciços a porfiríticos, distinguindo-se relíquias de texturas subofíticas e granofiricas. Os dacitos são porfiríticos, com fenocristais de quartzo e plagioclásio (oligoclásio), além de hornblenda e nódulos máficos (biotita, clorita, opacos, epidotos, titanita, apatita) nas variedades menos evoluídas. Dentre os metagranitóides, os

leucogranitos e trondhjemitos contêm biotita cloritizada, enquanto granodioritos e parte dos tonalitos portam biotita ou biotita + hornblenda (também em quartzo dioritos).

O "greenstone" e os metagranitóides foram afetados por uma deformação dúctil, heterogênea, que evoluiu para zonas miloníticas. A estruturação da área é marcada por uma fábrica planar ($S_n/S_m/D_2$) direcionada WNW-ESE a E-W, de mergulhos divergentes. Lineações de estiramento E-W, WNW-ESE ou NW-SE, meso e microestruturas assimétricas S-C, peixes de micas e de clinoanfíbólios, e rotações de porfiroclastos σ e δ indicaram uma megaestrutura resultante de um binário com encurtamento NW-SE. A geometria atual do "greenstone" seria derivada de transpressão dextrógiro, com o "greenstone" compondo uma estrutura em flor positiva. O regime transpressivo favoreceu a criação de regiões transtrativas, onde se alojaram plútons graníticos no NW, além de clivagens de crenulação extensional (S_{n+1}/D_2) no SW. A quantificação da deformação revelou encurtamento da ordem de 60%, extensão subhorizontal, paralela ao "trend" do "greenstone", de 68 a 500%, e extensão vertical de 101 a 280%. O elipsóide de deformação variou de oblato a prolato, com mudanças de densidade e rotação do eixo de estiramento máximo (**X**) nas zonas miloníticas. A inversão da deformação permitiu reconstruir a forma original do "greenstone", que seria também alongada WNW-ESE, embora de excentricidade menor que a atual. Estes dados, juntamente com a petrofábrica do eixo **c** do quartzo, sugeriram que a deformação progressiva envolveu mecanismos de cisalhamento puro e simples, sendo o arcabouço final resultante deste último. Falhas e fraturas rúpteis diversas, afetando também diques riolíticos e diabásicos, marcaram o último evento (**D₃**).

As paragêneses minerais do metamorfismo principal (M_n/M_2) originaram-se de recristalização estática, pré-tectônica, que modificou parte das texturas e quase totalmente a mineralogia das rochas do "greenstone". Formaram-se anfibólio verde azulado (hornblenda actinolítica), epídotos (pistacita predominante), titanita e quartzo em **BAS** e **GB**; tremolita, talco e clorita em **UM**. Saussuritização e sericitização de plagioclásio, biotitização de anfibólio, cloritização de biotita e transformação de hornblenda em titanita verificaram-se nos metagranitóides. A coexistência de hornblenda + plagioclásio ($An > 17$) e/ou hornblenda actinolítica

+ epidotos + clorita em rochas metabásicas mostrou que o evento supra foi de pressão baixa e temperaturas transicionais entre as fácies xisto verde e anfibolito. Este episódio essencialmente térmico refletiu o aquecimento crustal produzido pelo plutonismo do final do Mesoarqueano, tendo obliterado as associações prévias do metamorfismo de fundo oceânico. Ligeiramente concomitante a francamente subsequente, houve um evento de recristalização dinâmica extensiva (M_m/M_2) na fácies xisto verde, particularmente em zonas de cisalhamento e contatos litológicos. Em tais locais, existem evidências de aporte de fluidos (blastomilonitos xistosos e abundantes veios de quartzo) e remobilização da maioria dos elementos químicos (Al, Fe, Ca, K, Na, Rb, Sr, Zr). Em condições PT ainda menores, deu-se finalmente a ação de um evento discreto, relacionado com crenulações e formando clorita, epidotos e quartzo (M_{n+1}/M_2). O evento M_2 , bem como aquele detectado somente em GN (M_1 em fácies anfibolito), foram de natureza dúctil, o que os distinguiu nitidamente do último episódio (D_3/M_3). Este foi posicionado no final do Paleoproterozóico, tendo caráter hidrotermal e associado à feições rúpteis de alto nível crustal. A evolução progressiva do metamorfismo M_2 , com pico térmico precoce ao pico da deformação, sugeriu uma trajetória P-T-t anti-horária, correspondente à evolução metamórfica de bacias marginais fanerozóicas.

Algumas análises químicas de rochas metavulcânicas permitiram a definição de séries magmáticas e discussão de modelos petrogenéticos. Reconheceram-se três séries geoquímicas, a saber, da mais antiga para a mais nova, komatiítica (**UM**), toleítica (**BAS** e **GB**) e cálcio-alcálica (**DAC**). A primeira corresponde a komatiitos peridotíticos, com $MgO > 18\%$ em peso (base anidra), com um "trend" de enriquecimento em Al, tal como em Geluk e Munro, e menos cálcico do que Barberton. Os padrões de terras raras leves são irregulares, com razões $(La/Sm)_N$ entre 0,42 e 4,2 e anomalias negativas de Eu. Os terras raras pesadas pareceram menos afetados por processos pós-eruptivos, sendo planos ou ligeiramente fracionados ($1,0 < (Gd/Yb)_N < 2,3$). Modelos quantitativos foram de difícil execução em virtude da remobilização de vários elementos, porém, em termos qualitativos, foi possível estimar cumulados ricos em olivina e ortopiroxênio. Dentre os toleítos, **BAS** e **GB** apresentaram padrões

geoquímicos muito similares entre si. Ambos são toleítos de baixo potássio, comparáveis a toleítos arqueanos empobrecidos. Os elementos terras raras são quase planos, com valores 10X o condrito, e anomalias fracas ou inexistentes de Eu. Modelos preliminares sugeriram cumulados semelhantes para **BAS** e **GB**, compostos essencialmente de clinopiroxênio e plagioclásio. De acordo com alguns cálculos geoquímicos, a fonte dos magmas que originaram os komatiitos e toleítos seria o lherzolito a granada. Os **DAC** apresentaram características geoquímicas afins à metavulcânicas e metaplutônicas cálcio-alcálicas tanto modernas quanto arqueanas, seguindo o "trend" trondhjemítico. A diferenciação magmática teria decorrido por fracionamento de plagioclásio>quartzo>hornblenda>K-feldspato, com quantidades acessórias de biotita, magnetita, titanita, alanita e zircão. A fonte do magma dacítico seria crustal do tipo toleíto metamorfizado em fácies granada anfíbolito e ligeiramente enriquecido em terras raras leves.

No modelo geodinâmico proposto, já existia um embasamento gnáissico antes de 2,96 Ga. Entre 2,96 e 2,90 Ga, a conjugação de alto gradiente geotérmico com extensão litosférica provocou o rifteamento continental, formando bacias marginais, onde se daria a extrusão de komatiitos e toleítos. Em torno de 2,94(?) - 2,90 Ga, geraram-se os **DAC** através de fusão de crosta oceânica em zonas de subducção, evoluindo por fracionamento a baixas pressões. Os mesmos mecanismos geradores dos **DAC** também seriam responsáveis pelo plutonismo cálcio-alcálico, culminando com a inversão estrutural do "greenstone", espessamento crustal e forma final do terreno granito - "greenstone" (transpressão dextrógira *ca.* 2,88-2,86 Ga). A região sofreu ainda um episódio de (re)aquecimento, detectado a nível de minerais, sem deformação e metamorfismo correlatos, ao final do Eoarqueano (2,69-2,50 Ga), e intrusão de enxames de diques riolíticos (1,60 Ga, Rb/Sr) e diabásicos ao final do Paleoproterozóico. A correlação com o conhecimento atual da **PMC** permitiu admitir que o terreno granito - "greenstone" de Rio Maria já estava configurado quando da implantação do Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,76 Ga) e da granitogênese alcálica na Serra dos Carajás. Assim, a transpressão sinistrógira que inverteu aquele supergrupo corresponderia a um evento posterior e bem distinto da transpressão dextrógira da região de Rio Maria.

ABSTRACT

This thesis deals to the geology and petrogenesis of the Identidade greenstone belt, located between Xinguara and Rio Maria towns, SE of Pará state. The data of this area permitted the discussion of the tectonic evolution of the granite - greenstone terrain of the Rio Maria region in the context of the Província Mineral de Carajás, SE of the Amazonian craton.

The greenstone studied compose a synformal belt in the WNW-ESE direction, corresponding to one metavolcanic pile, formed predominantly by ultramafic schists (**UM**), basalts (**BAS**) and gabbros (**GB**) at the base, and hypabyssal dacitic rocks (**DAC** - *ca.* 2.94 Ga, Pb/Pb) at the top. The whole was intruded by metaplutonic rocks of Mesoarchean ages, the older one being quartz diorites, followed successively by granodiorites, trondhjemites / tonalites and leucogranites. The gneissic basement (**GN** - outcropping toward north and recognized for having an older fabric S_{n-1}/D_1), the greenstone and the metagranitoids were intruded by hypabyssal rhyolitic (*ca.* 1.60 Ga, Rb/Sr) and basic dykes at the end of the Paleoproterozoic.

The greenstone presents igneous structures and textures still recognized, although obliterated near the contacts with the metagranitoids and shear zones. The ultramafics occur as tremolitites, tremolite - talc schists and talc schists; the amphibole is very elongated and thin, commonly in parallel arrays, interpreted as ghosts of spinifex textures. The basalts are massive or pillowed and frequently variolitic. They show different degrees of recrystallization, with some relicts of hyalophitic, pilotaxitic and traquitoid textures. Clinoamphibole (actinolitic hornblende), epidotes and plagioclase (albite - andesine) are the most abundant minerals. The gabbros may be massives to porphyritics (plagioclase phenocrysts), still with some relicts of subophitic and granophyric textures. The dacites are porphyritic, with phenocrysts of quartz and plagioclase (oligoclase), besides hornblende and mafic clots (biotite, chlorite, opaque minerals, epidotes, sphene, apatite) in the less evolved samples. Concerning the metagranitoids, the leucogranites and

trondhjemites have chloritized biotite, whereas the granodiorites and some tonalites comprise biotite or biotite + hornblende (also in quartz diorites).

The greenstone and the metagranitoids were affected by one event of heterogeneous, ductile deformation, that evolved to mylonitic zones. The structural framework of the area is marked by a planar fabric ($S_n/S_m/D_2$) in the WNW-ESE to E-W direction, with moderate to strong dips in a divergent fan. E-W, WNW-ESE or NW-SE stretching lineations, meso and asymmetric S-C microstructures, mica and clinoamphibole fishes, and rotation of σ and δ porphyroclasts indicated one megastructure resulting from a binary system with NW-SE shortening direction. The actual geometry of the greenstone would be derived from a dextral transpression, with the greenstone forming a positive flower structure. The transpressional regime favored the grow of transtensional sites and subsequent emplacement of granitic plutons on the NW contact, and extensional crenulation cleavage (S_{n+1}/D_2) on the SW of the greenstone. Strain measurements displayed a *ca.* 60% shortening, subhorizontal extension of *ca.* 60 to 500% parallel to the greenstone trend, and vertical extension of *ca.* 101 to 280%. The strain ellipsoid may be oblate to prolate, with changes in density and rotation of the axis of maximum stretching (**X**) toward the mylonitic zones. The inversion of the deformation permitted the reconstruction of the original shape of the greenstone, that would be also elongated WNW-ESE, but with lesser eccentricity than today. These data, together with the quartz petrofabric, suggested that the deformation has been accommodated by pure and simple shear mechanisms, the final framework resulting essentially from the later. The last event (**D₃**) are represented by faults and fractures which also affected the felsic and basic dykes.

The paragenesis of the main metamorphic event (M_n/M_2) is represented by static recrystallization, which modified some textures and almost all minerals within the greenstone. The minerals formed phases were bluish green amphibole (actinolitic hornblende), epidotes, sphene and quartz in **BAS** and **GB**; tremolite, talc and chlorite in **UM**. The metagranitoids show transformations of plagioclase (saussurite, fine white mica), amphibole (to biotite and/or sphene) and biotite (to chlorite). The coexistence of hornblende + plagioclase ($An > 17$) and/or actinolitic

hornblende + chlorite in metabasic rocks shows that this event was of low pressures and temperatures in the transitional field of the greenschist and amphibolite facies. This episode should reflect a regional crustal heating produced by the plutonism at the end of the Mesoarchean, that obliterated the previous associations of ocean floor metamorphism. Slightly coeval to subsequently, it occurred one event of extensive dynamic recrystallization (M_m/M_2) in the greenschist facies, specially within shear zones and lithological contacts. In these places, there are evidences of fluid incoming (schistose blastomylonites and abundant quartz veins) and remobilization of chemical elements (Al, Fe, Ca, K, Na, Rb, Sr, Zr). Finally, under lower PT conditions, it occurred a less expressive event related to crenulation cleavages and forming chlorite, epidotes and quartz (M_{n+1}/M_2). The M_2 event, as well as the one detected only in GN (M_1 under amphibolite facies), was of ductile nature and clearly distinguished from the last one (D_3/M_3). The later was placed at the end of the Paleoproterozoic, being of hydrothermal character and associated to high crustal structures. The progressive evolution of the M_2 metamorphism with its thermal peak predating the deformation suggested a counterclockwise P-T-t path, corresponding to the metamorphic evolution of Phanerozoic marginal basins.

Some chemical analysis of the metavolcanic rocks permitted the definition of magmatic series and a discussion of petrogenetical modeling. It was possible to recognize three geochemical series, that is, from the older to the younger, komatiitic (**UM**), tholeiitic (**BAS** and **GB**) and calc-alkaline (**DAC**). The first one corresponds to peridotitic komatiites with $MgO > 18$ weight % (volatile-free basis), with an enrichment trend in Al, such as in Geluk and Munro, and less calcic than the Barberton one. The light rare earth element patterns are irregular with $(La/Sm)_N$ ratios between 0.42 and 4.2 and negative Eu anomalies. The heavy rare earth elements seem less affected by post-eruptive processes, being plate or slightly fractionated ($1.0 < (Gd/Yb)_N < 2.3$). The quantitative models were of hard execution due to the remobilization of several elements. It was possible estimate cumulates rich in olivine and orthopyroxene. With regarding to tholeiites, the **BAS** and **GB** showed very similar geochemical signatures, both being low potassium tholeiites comparable to depleted Archean tholeiites. The rare earth elements are

almost plate, with values 10X the chondrite, and slight or no Eu anomaly. Preliminary modeling suggested similar cumulates for **BAS** and **GB**, composed essentially by clinopyroxene and plagioclase. The magma sources that originated the komatiites and tholeiites would be a garnet lherzolite. The **DAC** presented geochemical characteristics of modern and Archean metavolcanics and metaplutonics of trondhjemitic nature. The magmatic differentiation would be achieved by fractionation of plagioclase>quartz>hornblende>K-feldspar, with subordinated amount of biotite, magnetite, sphene, allanite and zircon. The source of the dacitic magma would be a tholeiite metamorphosed to the garnet amphibolite facies and somewhat enriched in light rare earth elements.

The geodynamical model proposed admit the existence of a gneissic basement prior to 2.96 Ga. Between 2.96 and 2.90 Ga, the interplay of high geothermal gradients and lithospheric extension was responsible for extensive rifting, forming marginal basin systems, where extruded the komatiitic and tholeiitic rocks. At 2.94(?) - 2.90 Ga, the **DAC** were generated from partial melting of oceanic crust in subduction zone settings, and evolved by low pressure fractional crystallization. The same mechanisms that generated the **DAC** are extended also to the calc-alkaline plutonism, this one being responsible for the structural inversion of the greenstone, crustal thickening and final shape of the granite - greenstone terrain (dextral transpression *ca.* 2.88-2.86 Ga). The region still suffered a late episode (end of Eoarchean, 2.69-2.50 Ga) of (re)heating, registered only in some mineral, without any evidence of deformation and/or metamorphism. Finally, it occurred the intrusion of felsic (1.60 Ga, Rb/r) and basic dykes at the end of the Paleoproterozoic. The correlation with the actual understanding of the Província Mineral de Carajás permitted envisage that the Rio Maria granite - greenstone terrain was then configured at the moment of implantation of the Itacaiúnas Supergroup (*ca.* 2.76 Ga) and alkaline granitic plutonism at the Serra dos Carajás. So the sinistral transpression that inverted that supergroup would correspond to a newer event, very distinct as regards as the dextral transpression of the Rio Maria region.

INTRODUÇÃO

A parte sul do cráton Amazônico apresenta um quadro de conhecimentos geológicos ainda pouco definido. A vastidão geográfica, as dificuldades de acesso e o pequeno número de afloramentos contribuem para tal situação. Assim, os modelos geotectônicos têm sido sucessivamente reformulados à medida que surgem novos dados. Em termos comparativos, a porção oriental do cráton, no interflúvio Xingu - Araguaia, tem sido alvo de estudos mais aprofundados por vários motivos (melhor acesso, povoamento mais denso, interesse econômico).

Apesar das dificuldades, é possível reconhecer que esta porção do cráton alcançou a sua estabilidade tectônica em torno de 1,9-1,8 Ma. Desta época, teve-se um intenso magmatismo, marcado por granitos do tipo Parauari, extensas coberturas vulcânicas (Supergrupo Uatumã) e numerosos corpos graníticos anorogênicos (ALMEIDA *et al.*, 1976, 1977; HASUI *et al.*, 1984b; MACAMBIRA *et al.*, 1992; DALL'AGNOL *et al.*, 1994). A tectônica sincrônica ou posterior a tais eventos refletiu-se no soerguimento de blocos e reativação de elementos estruturais antigos.

Excluindo o magmatismo anorogênico, as outras unidades tiveram a sua evolução restrita ao Meso/Neoarqueano e Paleoproterozóico. De um modo geral, distinguem-se três grandes conjuntos: (1) terrenos gnáissicos e associações granito - "greenstone", constituindo o embasamento regional, Mesoarqueano; (2) seqüências metavulcanossedimentares, Neoarqueanas, alongadas WNW-ESE, ocorrentes na região da Serra dos Carajás (Supergrupo Itacaiúnas); (3) complexos básico - ultrabásicos acamadados e granulitos máficos a félsicos, também Neoarqueanos; (4) coberturas plataformais, anquimetamórficas, do final do Neoarqueano ou início do Paleoproterozóico (Grupo Rio Fresco).

O presente trabalho visou ao estudo do "greenstone" Identidade, região de Xinguara - Rio Maria (SE do Pará). São enfocados aspectos litoestratigráficos, estruturais,

petrográficos, geoquímicos e geocronológicos desse "greenstone", bem como suas relações de contato e metamórfico - estruturais com os metagranitóides adjacentes. Deu-se uma ênfase maior à caracterização estrutural (análises meso e microscópica, geometria, quantificação da deformação) do conjunto metagranitóides + "greenstone". Tal tema é de particular importância por ser a primeira investigação aprofundada desses aspectos na área. A interpretação tectônica e geodinâmica proposta ao final permitiu estabelecer condições limites ("constraints") para a evolução de outras unidades na escala regional. Dentro desta ótica, o tema proposto foi englobado pelo projeto "Petrologia dos Granitos da Porção Sul da Amazônia Oriental" (convênio 4/3/87/0911/00, PADCT/FINEP/FADESP), sob a coordenação do professor Roberto Dall'Agnol (CPGG/UFPA).

O texto em lide subdividiu-se em três partes:

Parte I - REVISÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS

Fêz-se uma análise crítica dos trabalhos anteriores concernentes aos modelos geotectônicos e à geologia regional da parte sul do cráton Amazônico. Situou-se a área de estudo nesse contexto e debateram-se os problemas pendentes.

Parte II - O "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE

Constituiu o tema da tese. Contém a caracterização estratigráfica, geométrico - estrutural, petrográfica, geoquímica e geocronológica do "greenstone". Discutiu-se a sua evolução estrutural, petrológica e tectônica, comparando-a a outras seqüências similares do próprio cráton Amazônico e de outras partes do mundo.

Parte III - EVOLUÇÃO GEODINÂMICA E CONCLUSÕES GERAIS

Efetivou-se, primeiramente uma revisão bibliográfica sobre os modelos de evolução crustal no Arqueano. A seguir, inseriu-se tal conhecimento na geologia da região de Rio Maria,

integrando-se os dados obtidos no presente trabalho e as informações disponíveis sobre a Província Mineral de Carajás.

A parte final comportou referências bibliográficas e anexos (mapas diversos).

Em função da extensão do presente trabalho, achou-se conveniente rearranjá-lo em dois volumes, cada qual com o seguinte conteúdo:

VOLUME 1

TEXTO (RESUMO, ABSTRACT, INTRODUÇÃO, PARTES I, II e III, E REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS);

VOLUME 2

ANEXOS (FIGURAS, TABELAS E MAPAS)

Neste momento, é importante fazer um breve histórico do andamento deste trabalho. Inicialmente, projetou-se uma tese de mestrado, começada em março/1986 e prevista para terminar em fevereiro/1989. Devido a problemas diversos, a primeira versão só foi entregue em janeiro/1990. Nesta ocasião, o Colegiado de Geologia do CPGG/UFPA reavaliou o texto e propôs seu aproveitamento a nível de doutorado. Aceita tal alternativa, fêz-se o respectivo exame de qualificação em outubro/1990, quando, então, a banca examinadora, composta de 5 membros, sugeriu várias reformulações. Portanto, o presente texto seguiu uma trajetória peculiar e certamente longa no tempo (1986-1994), inclusive propiciando a publicação de vários resultados parciais (SOUZA *et al.*, 1988, 1990, 1992a e b; SOUZA & DALL'AGNOL, 1994a, b).

Nos capítulos que seguem, adotou-se a nomenclatura recentemente proposta pela Subcomissão de Estratigrafia do Precambriano (Paleo 3600-3200 Ma, Meso 3200-2800 Ma e Neoarqueano 2800-2500 Ma, Paleo 2500-1600 Ma, Meso 1600-1000 Ma e Neoproterozóico 1000-570 Ma) (FUCK, 1991a, b).

Parte I - REVISÃO DE TRABALHOS PRÉVIOS

- 1. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA**
- 2. GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**
- 3. PROBLEMAS, OBJETIVOS, METODOLOGIA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA**

1. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

1.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Segundo ALMEIDA *et al.* (1977), o quadro tectônico da América do Sul compreende três grandes domínios, a saber: (1) Cadeia Andina na porção oeste; (2) Plataforma Patagônica a sul; e (3) Plataforma Sulamericana. Esta última compõe-se de extensas coberturas fanerozóicas sobrepostas a um embasamento precambriano, subdividido nos escudos das Guianas (a norte da Bacia Amazônica), Brasil Central (a sul da Bacia Amazônica) e Atlântico (praticamente toda a parte oriental do Brasil). Esses mesmos autores também dividiram o Brasil em Províncias Estruturais, destacando-se diversas regiões cratônicas com respeito ao ciclo Brasileiro, denominadas: (1) províncias Tapajós (ou cráton do Guaporé) e Rio Branco, correspondentes à parte NW do escudo Brasil Central e ao escudo das Guianas, respectivamente; e (2) Província São Francisco.

A Província Tapajós, objeto de interesse do presente trabalho, limita-se a norte com a Bacia Amazônica (Paleozóico inferior), a oeste com a faixa Andina (Cretáceo) e a sul e leste com a Província Tocantins (Neoproterozóico). O seu limite leste caracteriza-se por uma feição linear de direção N-S com cerca de 2700 km de comprimento, permeada de intrusões básicas e ultrabásicas, definindo uma forte descontinuidade geofísica (ALMEIDA, 1985), a Geossutura Tocantins - Araguaia. Na sua margem sul, encontra-se uma seqüência molássica brasileira, a antefossa do Alto Paraguai.

A área de estudo localiza-se na borda leste da Província Tapajós, sendo conhecida regionalmente como Subprovíncia Carajás (AMARAL, 1984) ou Província Mineral de Carajás (DOCEGEO, 1988).

1.2. MODELOS EVOLUTIVOS

ALMEIDA (1967) propôs uma primeira interpretação tectônica para o cráton Amazônico, sugerindo o predomínio de condições intermediárias entre geossinclinal e plataformal para o último evento, o ciclo Transamazônico. A tectônica posterior teria sido vertical, com movimentação de blocos e reativações tectono-magmáticas sucessivas no Mesoproterozóico. Idéias similares foram seguidas em diversos outros trabalhos (ALMEIDA *et al.*, 1976, 1977; ALMEIDA, 1978; MONTALVÃO & BEZERRA, 1980, 1985), todos admitindo que a estabilidade tectônica desta porção do cráton Amazônico teria sido alcançada entre 1900 e 1800 Ma.

ALMEIDA (1974) considerou a evolução transamazônica do cráton Amazônico semelhante ao Svecofenniano - Kareliano do escudo Báltico. A correlação baseou-se na ocorrência, em ambas as regiões, de coberturas vulcanossedimentares (tipo Grupo Grão Pará), intrudidas por granitos anorogênicos (1700-1500 Ma; Rb/Sr) e seqüenciadas por volumoso vulcanismo e ampla sedimentação clástico - química (tipo Grupo Rio Fresco). Comparações geológicas levaram ALMEIDA (1978) a considerar similaridades entre os crátoms Amazônico e São Francisco, que formavam um único megabloco no Paleoproterozóico. Embora algumas das correlações sugeridas por ALMEIDA (1974) tenham se mostrado inconsistentes ao se determinar a idade arqueana (*ca.* 2760 Ma, U/Pb) para o Grupo Grão Pará (WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991), admite-se, atualmente, que de fato existem grandes similaridades na evolução do cráton Amazônico com aquela do Arqueano e Proterozóico da América do Norte e do Escudo Báltico (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; DALL'AGNOL *et al.*, 1994).

Com base em dados geocronológicos, CORDANI *et al.* (1979, 1984), CORDANI & BRITO NEVES (1982), TASSINARI *et al.* (1982, 1987) e TEIXEIRA *et al.* (1989) propuseram a subdivisão do cráton Amazônico em faixas móveis, orientadas NW-SE e progressivamente mais jovens no sentido oeste. Definiram, então, os cinturões Maroni-Itacaiúnas (2250-1900 Ma), Rio Negro-Juruena (1750-1500 Ma), Rondoniano (1450-1250 Ma) e Sunsás

(1110-900 Ma), soldados à Província Amazônia Central, que seria um núcleo cratônico mais antigo que 2500 Ma (Figura 1.1). De acordo com dados paleomagnéticos obtidos por RENNE *et al.* (1988), as províncias Tapajós e Rio Branco estariam unidas em 2000 Ma, soldadas pela faixa Maroni - Itacaiúnas. Ainda segundo RENNE *et al.* (1988), a Província Tocantins, a leste, representaria uma sutura no limite entre os crátons Amazônico / oeste da África e São Francisco / sul da África.

Nesta região, as descobertas de associações do tipo granito - "greenstone" (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; IANHEZ *et al.*, 1980; HIRATA *et al.*, 1982) levaram a uma reformulação parcial da geologia da Província Mineral de Carajás. Um pouco mais tarde, LIMA (1984) sugeriu a compartimentação do cráton nas províncias Amazônia Oriental, Amazônia Central, Amazônia Ocidental e Guiana Central, sendo de interesse na presente pesquisa a Província Amazônia Oriental. LIMA (1984) denominou Complexo Rio Pau-d'Arco o núcleo Arqueano estável, que incluiria terrenos gnáissicos e granito - "greenstones" do sul do Pará. Do "greenstone" Sapucaia e da Serra da Seringa para norte, o retrabalhamento deste complexo teria produzido o Complexo Bacajá, formado predominantemente por gnaisses e granitóides sintectônicos.

Interpretando dados gravimétricos e aeromagnéticos, HASUI *et al.* (1984b) dividiram o cráton Amazônico em blocos tectônicos, estando a Província Mineral de Carajás no chamado Bloco Araguacema (Figura 1.2), com os "greenstones" e granulitos ocupando as bordas dos blocos. HARALYI *et al.* (1991) reavaliaram esses conhecimentos geofísicos e geológicos, separando as anomalias Bouguer em dois tipos. As de 1ª ordem corresponderiam a descontinuidades delimitando grandes blocos. As de 2ª ordem, mais numerosas, indicariam lineamentos afetando internamente aqueles blocos e/ou perturbando as anomalias de 1ª ordem. As descontinuidades geofísicas corresponderiam a limites entre cinturões de alto a médio grau, com núcleos granulíticos remanescentes de um lado e seqüências metavulcanossedimentares e/ou terrenos granito - "greenstones" do outro lado. Os altos gravimétricos foram correlacionados a cinturões de alto grau, aparecendo na borda de blocos e distalmente cedendo lugar a terrenos granito - "greenstone". Os baixos gravimétricos corresponderiam a cinturões

vulcanossedimentares ou terrenos granito - "greenstone". Reativações de megazonas de cisalhamento das bordas dos blocos controlariam os eventos termo - tectônicos posteriores.

Baseando-se em dados geoquímicos, DARDENNE *et al.* (1987) propuseram um mecanismo de placas para a região da Serra dos Carajás. Interpretaram uma seqüência de arco magmático, formada pela subducção de uma crosta oceânica a norte (grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca e Buritirama) sob uma crosta continental a sul, sendo o Grupo Grão Pará uma bacia marginal arqueana. MEIRELLES & DARDENNE (1991) consideraram que o vulcanismo basáltico do Grupo Grão Pará estaria ligado a uma subducção, mas em riftes formados em crosta continental, comparando-se a sua evolução com um arco insular tipo mar do Japão. Tais hipóteses diferem da de GIBBS *et al.* (1986), OLSZEWSKI Jr. *et al.* (1989), GIBBS & WIRTH (1990) e LINDENMAYER & FYFE (1992), para os quais o Grupo Grão Pará teria se instalado em riftes intracontinentais.

Com o aperfeiçoamento e integração de mapas geológicos e aporte de novos dados geocronológicos, DOCEGEO (1988) subdividiu a Província Mineral de Carajás em dois blocos, ambos arqueanos. A sul, o denominado bloco de Rio Maria seria composto por "greenstone belts", metagranitóides e gnaisses do Complexo Xingu. No bloco norte, destacou-se o Supergrupo Itacaiúnas. DOCEGEO (1988) admitiu que enquanto transcorria o rifteamento crustal e a evolução cratônica do Supergrupo Itacaiúnas, o bloco de Rio Maria já se encontrava estabilizado. As coberturas clástico - químicas do Grupo Rio Fresco estariam em não conformidade sobre as unidades mencionadas, sendo sua idade de deposição ainda indefinida, porém intrudidas por granitos anorogênicos.

Enfoques geométrico - estruturais recentes apontam para uma tectônica oblíqua e/ou direcional no arqueano, ao invés da tectônica vertical e/ou direcional do Paleoproterozóico. ARAÚJO *et al.* (1988), COSTA & SIQUEIRA (1990), COSTA *et al.* (1990, 1992) interpretaram, para a região da Serra dos Carajás, uma megaestruturação sigmoidal, sinistrógira, oblíqua, incluindo movimentos transpressivos e transcorrentes, com transporte na direção NE-SW. Trabalhos específicos ao longo dessa megaestrutura têm sugerido variações cinemáticas,

definindo-se deslocamentos transcorrentes em zonas de cisalhamento N-S, com evolução por transtrações e transpressões sucessivas (COSTA & SIQUEIRA, 1990; SIQUEIRA & COSTA, 1991; PINHEIRO *et al.*, 1991; LAB & COSTA, 1992; MARÇAL *et al.*, 1992a; OLIVEIRA & COSTA, 1992; COSTA *et al.*, 1994). Os resultados iniciais da presente tese sugerem que o bloco arqueano de Rio Maria também configuraria um sistema transpressivo, dextrógiro, com encurtamento NW-SE (SOUZA *et al.*, 1988). O final do Paleoproterozóico se caracterizaria pela formação de bacias extensionais, vulcanossedimentares, com granitos associados (COSTA & HASUI, 1991). No Fanerozóico, a tectônica seria: (i) rúptil, extensional, com instalação das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba (Paleozóico); (ii) rúptil, com falhas normais NE-SW e NNE-SSW e de transferência NW-SE, com pouca sedimentação (Mesozóico); (iii) rúptil, transcorrente, induzida por um binário dextrógiro E-W (Cenozóico) (COSTA & HASUI, 1991; COSTA *et al.*, 1991, 1994).

Embora não sendo propriamente um modelo de evolução tectônica, convém mencionar os dados U/Pb em zircões (método de abrasão) obtidos por MACHADO *et al.* (1991) na região da Serra dos Carajás e MACAMBIRA (1992) na região de Rio Maria. Na primeira, concluiu-se por uma história geológica complexa, constituída de quatro eventos principais: (1^o) migmatização há *ca.* 2850 Ma, afetando estruturas antigas do embasamento; (2^o) magmatismo e metamorfismo há *ca.* 2760-2740 Ma; (3^o) nova fase de magmatismo e metamorfismo, com empurrões há *ca.* 2580-2550 Ma, e (4^o) metassomatismo potássico em zonas de cisalhamento há *ca.* 2500 Ma. O evento transamazônico seria marcado apenas localmente por metamorfismo de grau incipiente. Já na segunda região, admitiu-se: (1^o) existência de terrenos *TTGs* antigos ($\geq 2,96$ Ga), constituindo o embasamento continental para (2^o) "greenstone belts", estes com vulcanismo félsico posterior a um máfico - ultramáfico datado de cerca de 2,90 Ga; (3^o) plutonismo granodiorítico (2,88 Ga), trondhjemitico a granítico, com metamorfismo de baixo grau sincrônico associado, seguido por tectônica de cisalhamento, possivelmente correlato ao evento de *ca.* 2,50 Ga admitido por MACHADO *et al.* (1991) para a Serra dos Carajás. Em ambas as regiões, as manifestações geológicas pós-Arqueanas seriam representadas por granitos anorogênicos.

2. GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

2.1. BREVE HISTÓRICO

Trabalhos pioneiros na porção SE do cráton Amazônico remontam à segunda década deste século (SANTOS & LOGUÉRCIO, 1984). Nos anos 70, deu-se um grande impulso, através dos projetos de reconhecimento e mapeamento geológico básico desenvolvidos por CVRD/CMM (1972), IDESP (1972) e Projeto RADAM (SILVA *et al.*, 1974, 1980; ISSLER *et al.*, 1974; ISSLER, 1977).

Uma primeira síntese sobre a geocronologia foi apresentada por AMARAL (1974), com programas sistemáticos iniciando com o convênio CPGeo/USP-RADAM (BASEI, 1974, 1978; GOMES *et al.*, 1975; TEIXEIRA, 1978; CUNHA *et al.*, 1981), sendo incrementados pelo convênio CPGeo/USP-DOCEGEO (TASSINARI *et al.*, 1982; CORDANI *et al.*, 1984). Foram aplicados os métodos Rb/Sr (rocha total) e, em menor escala, K/Ar. Destacaram-se as sínteses geológicas de MONTALVÃO & BEZERRA (1980, 1985), SCHOBENHAUS *et al.* (1981), AMARAL (1984), SANTOS (1984) e SANTOS & LOGUÉRCIO (1984).

Após a segunda metade dos anos 80, o intercâmbio de DOCEGEO, CPRM e UFPA com pesquisadores de universidades dos Estados Unidos e França propiciou a aquisição de dados U/Pb (WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991; MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a, b; MACAMBIRA, 1992) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (RENNE *et al.*, 1988). Observou-se, então, o emprego crítico do método Rb/Sr, com o melhor controle de amostras quanto à cogeneticidade (DALL'AGNOL *et al.*, 1984; GIBBS *et al.*, 1986; GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1988, 1990a; LAFON *et al.*, 1990a; LAFON & MACAMBIRA, 1992; SOUZA *et al.*, 1992a). Este período foi marcado pela descoberta de "greenstone belts" (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; IANHEZ *et al.*, 1980) e pela definição da idade arqueana do Grupo Grão Pará (GIBBS *et*

al., 1986; WIRTH *et al.*, 1986). Recentemente, a UFPA apresentou os primeiros dados Pb/Pb (RODRIGUES *et al.*, 1992; LAFON *et al.*, 1994).

O aperfeiçoamento dos mapas geológicos (programa PLGB da CPRM, DOCEGEO, UFPA) e a aquisição de novos resultados geocronológicos (U/Pb, Rb/Sr) propiciaram um grande avanço no conhecimento litoestratigráfico da Província Mineral de Carajás. Tal situação foi sintetizada em termos de granitogênese (DALL'AGNOL *et al.*, 1986, 1987, 1988a, 1994; MACAMBIRA *et al.*, 1990a), aspectos geométrico - estruturais (ARAÚJO *et al.*, 1988, 1994; COSTA & SIQUEIRA, 1990; COSTA *et al.*, 1990, 1994; ARAÚJO & MAIA, 1991) e atualização cartográfica (DOCEGEO, 1988). Particularmente na região de Rio Maria, citam-se trabalhos recentes tratando de relações estratigráficas e estruturais (MEDEIROS *et al.*, 1987; HUHNS *et al.*, 1988; SOUZA *et al.*, 1988, 1990; ALTHOFF *et al.*, 1991, 1994) e geocronológicas (MACAMBIRA & LANCELOT, 1991a, b; MACAMBIRA, 1992) das unidades arqueanas. Na região do Xingu, citam-se artigos enfocando a geologia estrutural (COSTA *et al.*, 1992) e geocronologia (LAFON *et al.*, 1991; MACAMBIRA *et al.*, 1992).

2.2. ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO

2.2.1. Introdução

A Figura 2.1 representa o conhecimento atual sobre a litoestratigrafia da Província Mineral de Carajás. Baseou-se principalmente em DOCEGEO (1988), ARAÚJO & MAIA (1991) e ARAÚJO *et al.* (1994), com modificações parciais (MEDEIROS *et al.*, 1987; SOUZA *et al.*, 1990; MACAMBIRA *et al.*, 1990a; ALTHOFF *et al.*, 1991, 1994; DUARTE *et al.*, 1991; MACHADO *et al.*, 1991; MACAMBIRA, 1992).

O arcabouço litoestratigráfico foi considerado em termos de 4 grandes conjuntos (Figura 2.1.B); (1) unidades arqueanas, incluindo Complexo Xingu, tonalito Arco Verde,

"greenstone belts", metagranitóides, Supergrupo Itacaiúnas e complexos básico - ultrabásicos estratiformes e granulíticos; (2) Grupo Rio Fresco, de idade indefinida (tardi-Arqueano?); (3) magmatismo intraplaca, de composição ácida a intermediária, do final do Paleoproterozóico; (4) Faixa Araguaia (FA), com evolução tectono-metamórfica no ciclo Brasileiro.

2.2.2. Caracterização Litoestratigráfica

2.2.2.1. Unidades Arqueanas

a. *Complexo Xingu e Tonalito Arco Verde*

O termo "Complexo Xingu" foi empregado originalmente por SILVA *et al.* (1974) para designar uma associação litológica heterogênea, incluindo: granulitos, gnaisses, migmatitos, granitóides diversos (sienitos, granitos, granodioritos, trondhjemitos), supracrustais (anfíbolitos, quartzitos), cataclasitos e milonitos. Naquela visão (ISSLER *et al.*, 1974; SANTOS *et al.*, 1974; ISSLER, 1977; SILVA *et al.*, 1980), o Complexo Xingu correspondia ao embasamento regional de seqüências do tipo Grupo Grão Pará, admitidas como do Paleoproterozóico.

A evolução dos conhecimentos permitiu individualizar, dentro desse complexo, faixas de "greenstone belts" (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; IANHEZ *et al.*, 1980; SCHOBENHAUS *et al.*, 1981; HIRATA *et al.*, 1982; DOCEGEO, 1988), metagranitóides (DALL'AGNOL *et al.*, 1986, 1987; MEDEIROS *et al.*, 1987; ARAÚJO *et al.* 1988, 1994; DOCEGEO, 1988; SOUZA *et al.*, 1990; ARAÚJO & MAIA, 1991; ALTHOFF *et al.*, 1991; DUARTE *et al.*, 1991; LAFON *et al.*, 1991), complexos básico - ultrabásicos estratiformes (MEDEIROS FILHO & MEIRELES, 1985; DOCEGEO, 1988) e granulitos (DOCEGEO, 1988). Uma conceituação mais restrita definiu o Complexo Xingu como terrenos gnáissicos tonalíticos a granodioríticos, com texturas homogêneas ou finamente bandadas e paragêneses em fácies anfíbolito (MEDEIROS *et al.*, 1987; DOCEGEO, 1988; SOUZA *et al.*, 1990). Recentemente,

ALTHOFF *et al.* (1991) sugeriram o abandono do termo Complexo Xingu na região a sul de Rio Maria (Vila Marajoara até Redenção), onde foram caracterizados o metatonalito gnáissico Arco Verde, o granito Guarantã e rochas correlacionadas ao granodiorito Rio Maria. A seguir, ALTHOFF *et al.* (1994) reinterpretaram as estruturas presentes naqueles gnaisses como de origem magmática, redominando-os "tonalito Arco Verde" (**tAV**).

Embora haja, no momento, a tendência ao consenso sobre a natureza litológica do Complexo Xingu (ver parágrafo anterior), permanecem dúvidas sobre o seu posicionamento estratigráfico. Uma hipótese considera este complexo como o embasamento estrutural e metamórfico de todas as outras unidades (MEDEIROS *et al.*, 1987; SOUZA *et al.*, 1990). Uma segunda alternativa identifica os terrenos gnáissicos como derivados do retrabalhamento de metagranitóides ao final do Arqueano (DOCEGEO, 1988; COSTA *et al.*, 1990) ou no ciclo Transamazônico (HUHN *et al.*, 1988). Esta última hipótese implica ausência de embasamento síalico para os "greenstone belts".

Idades arqueanas (*ca.* 3280 Ma) foram inicialmente obtidas com o método K/Ar em anfibolitos (GOMES *et al.*, 1975). Isócronas Rb/Sr (rocha total) posteriores mostraram um intervalo de idades entre 2750 Ma e 2600 Ma (IANHEZ *et al.*, 1980; TASSINARI & BASEI, 1980; CORDANI *et al.*, 1984; MACAMBIRA *et al.*, 1990b, c; MACAMBIRA, 1992). Estes resultados, apesar da imprecisão analítica e de estarem sujeitos a interpretações dúbias (cristalização / posicionamento ou metamorfismo?), sugeriam a existência de um importante evento de rehomogeneização isotópica no final do Arqueano. Idades Rb/Sr Paleoproterozóicas (*ca.* 1,88 Ga) se detectaram apenas em minerais (biotita, K-feldspato, epidotos) de granodioritos e do **tAV** (MACAMBIRA *et al.*, 1990b; MACAMBIRA, 1992).

Recentes datações U/Pb permitiram um melhor posicionamento cronológico dos eventos deformacionais e magmáticos do **tAV**. Em amostra coletada a oeste de Vila Marajoara, tem-se o intercepto superior de 2957 +16/-19 Ma (2 σ) (MACAMBIRA, 1992). É possível, ainda, que venham a se descobrir núcleos mais antigos, conforme sugerem idades de 3200 \pm 200 Ma em

zircões herdados do maciço granítico Musa (MACHADO *et al.*, 1991), e zircões detríticos do Grupo Rio Fresco (MACAMBIRA, 1992).

As idades U/Pb mencionadas mostram que o tAV corresponde atualmente a unidade Arqueana mais antiga ("embasamento"). Na região da Serra dos Carajás, MACHADO *et al.* (1991) obtiveram uma idade de 2850 ± 2 Ma (U/Pb, zircão) em leucossomas graníticos cortando anfíbolitos considerados como pertencentes ao Complexo Xingu. Titanitas de anfíbolitos com leucossomas associados forneceram, pelo mesmo método, a idade de 2519 ± 5 Ma, atribuída a um evento metamórfico. Infelizmente, não se dispõe de datações dos gnaisse tonalíticos do Complexo Xingu, aflorante no Cinturão Itacaiúnas, sendo sua idade exata indefinida.

Com o melhor conhecimento geológico, é provável que no futuro o termo Complexo Xingu tenda a desaparecer, dando lugar a denominações mais específicas, a exemplo da região de Marajoara (ALTHOFF *et al.*, 1991, 1994). Outra possibilidade é que ele fique restrito às rochas gnáissicas reconhecidamente mais antigas, compondo o verdadeiro embasamento regional, guardando, em parte, o sentido empregado inicialmente por SILVA *et al.* (1974).

b. "Greenstone Belts" (Supergrupo Andorinhas)

O reconhecimento de unidades vulcanossedimentares de baixo grau metamórfico, interpretadas como "greenstone belts" arqueanos, reporta-se, de início, a CORDEIRO & SAUERESSIG (1980) na faixa Babaçu / Lagoa Seca, e IANHEZ *et al.* (1980) na Serra do Inajá (a sul do paralelo 8°S). Interpretações similares foram feitas, a seguir, para as faixas Gradaús (CORDEIRO *et al.*, 1982), Identidade (CORDEIRO & MARTINS, 1984), Pedra Preta (CORDEIRO *et al.*, 1984), Seringa (HUHN *et al.*, 1986), Rio Novo (HIRATA *et al.*, 1982; JORGE JOÃO *et al.*, 1982; MEDEIROS FILHO & MEIRELES, 1985; SUITA & NILSON, 1988) e Sapucaia (DOCEGEO, 1988; OLIVEIRA & LEONARDOS, 1990; OLIVEIRA, 1993).

Em trabalho de síntese e uniformização litoestratigráfica, DOCEGEO (1988) englobou todas as seqüências de "greenstone belts" no Supergrupo Andorinhas, subdividido nos

grupos Babaçu (basal) e Lagoa Seca (topo), e no Supergrupo Serra do Inajá, formado pelos grupos Santa Lúcia e Rio Preto. Os grupos Babaçu e Lagoa Seca apresentam variações litológicas verticais e/ou laterais, embora seja bem distinta a dominância de rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas a ultramáficas na base, e ácidas a intermediárias no topo. No mesmo sentido, verificam-se metassedimentos químicos (formações ferríferas, cherts) no Grupo Babaçu e clásticos (grauvacas, siltitos) no Grupo Lagoa Seca. Particularmente interessante é a presença, na base do Grupo Babaçu, de metaultramáficas bastante modificadas (serpentinitos, esteatitos, actinolitos, clorititos) (IANHEZ *et al.*, 1980) ou com texturas "spinifex" preservadas e quimismo komatiítico (faixa Seringa; HUHN *et al.*, 1986). Dentre os metassedimentos, cita-se, ainda, a ocorrência de raros mármore, quartzitos e brechas na Serra do Inajá (IANHEZ *et al.*, 1980).

Estudos geoquímicos ainda são muito raros, não tendo sido acompanhados de discussões petrológicas. Eles permitiram, no entanto, classificar metabasaltos do "greenstone" Lagoa Seca como toleítos (GAMA Jr. *et al.*, 1982; NASCIMENTO & BIAGINI, 1988), assim como no "greenstone" Rio Novo (SUITA & NILSON, 1988), e metaultramáficas do "greenstone" Seringa como komatiitos piroxeníticos (HUHN *et al.* 1986). Para o "greenstone" Sapucaia, OLIVEIRA (1993) apresentou um estudo mais refinado envolvendo isótopos de carbono, oxigênio, enxofre e estrôncio, concluindo que os fluidos tiveram como fontes rochas metamórficas e magmas graníticos. Esses fluidos convergiram para zonas de cisalhamento intracrustais e provocaram intenso hidrotermalismo. Para a mesma área, OLIVEIRA (1993) reportou análises químicas de diversos minerais e geotermometria do par granada - biotita. Determinou-se o anfibólio metamórfico como do tipo cálcico, variando entre ferro-hornblenda tschermakítica e ferro-tschermakita, com composição sugestiva de metamorfismo regional de pressão média (ca. 5 kbar) e na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito. O par granada - biotita permitiu calcular temperaturas médias de 520°C para o metamorfismo principal.

Mineralizações auríferas nos "greenstones" foram inicialmente reportadas por CORDEIRO & SAUERESSIG (1980), CORDEIRO (1982) e GAMA Jr. *et al.* (1982), que as associaram a metacherts do Grupo Babaçu e a metapelitos do Grupo Lagoa Seca. Em trabalhos de

reavaliação geológica e caracterização geoquímica, NASCIMENTO & BIAGINI (1988) afirmaram serem as hospedeiras das mineralizações litologias básicas, ultrabásicas e formações ferríferas, bem como contatos de vulcânicas félsicas. Segundo esses autores e HUHNS (1991), o controle estrutural da mineralização aurífera seria por zonas de cisalhamento transcorrentes intensamente hidrotermalizadas. Interpretação semelhante foi dada por OLIVEIRA & LEONARDOS (1990) e OLIVEIRA (1993) no "greenstone" Sapucaia. Citam-se, por fim, ocorrências de wolframita filoniana (em veios de quartzo) no "greenstone" Pedra Preta, relacionadas a hidrotermalismo provocado pelo granito anorogênico Musa (CORDEIRO *et al.*, 1984, 1988; GASTAL, 1987).

As idades mínimas dos "greenstones" são inferidas a partir de relações intrusivas de metagranitóides (granodiorito Rio Maria, 2874 \pm 9/-10 Ma (2σ), U/Pb; MACAMBIRA, 1992). A datação U/Pb (zircão) de metadacitos (2904 \pm 29/-22 Ma (2σ); MACAMBIRA, 1992) no "greenstone" Lagoa Seca indica a idade da cristalização dos mesmos e a mínima para as máficas e ultramáficas (MACAMBIRA, 1992; MACAMBIRA & LANCELOT, 1992). A idade máxima seria a de metagrauvaca do "greenstone" Lagoa Seca, estimada através de zircões detriticos com *ca.* 2974 \pm 19/-18 Ma (2σ) (U/Pb; MACAMBIRA, 1992). Assim, o vulcanismo e a sedimentação do Grupo Lagoa Seca estariam necessariamente compreendidos entre 2971 Ma (fonte das grauvacas) e 2874 Ma (intrusão do granodiorito Rio Maria) (MACAMBIRA, 1992), sendo 2904 Ma a provável idade daquele grupo. Essa interpretação foi extrapolada para o Grupo Babaçu.

c. *Metagranitóides*

c.1. Introdução

Ocorrem principalmente na região de Rio Maria, formando o terreno granito - "greenstone". Apesar de parte deles ser reconhecida informalmente há algum tempo (SILVA *et al.*, 1974; CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; HIRATA *et al.*, 1982), foi apenas após 1986 que

esses metagranitóides foram mapeados e distinguidos do Complexo Xingu. Discussões envolvendo o histórico do conhecimento e a situação atual podem ser vistas em DALL'AGNOL *et al.* (1986, 1987), MEDEIROS *et al.* (1987), DOCEGEO (1988), HUHNS *et al.* (1988), MACAMBIRA *et al.* (1990a), ALTHOFF *et al.* (1991) e DUARTE *et al.* (1991).

Em resumo (DOCEGEO, 1988), os metagranitóides subdividem-se em três suítes, denominadas granodiorito Rio Maria (o mais antigo), trondhjemitó Mogno e tonalito Parazônia (o mais jovem). Uma quarta suíte pode ser adicionada, correspondendo a leucogranitos intrusivos nas três primeiras (SOUZA *et al.*, 1990; MACAMBIRA, 1992) ou no tonalito Arco Verde (ALTHOFF *et al.*, 1991; DUARTE *et al.*, 1991).

c.2. Granodiorito Rio Maria

Sua caracterização detalhada deve-se a MEDEIROS (1987) e MEDEIROS & DALL'AGNOL (1988). Além da área tipo (Rio Maria), metagranitóides semelhantes ocorrem a SE da Serra dos Carajás (DOCEGEO, 1988), na Serra dos Gradaús (granodiorito Cumaru; MACAMBIRA *et al.*, 1986; LAFON *et al.*, 1990b) e a norte de Redenção (ALTHOFF *et al.*, 1991). Eles intrudem os "greenstones", mas as relações com os gnaisses do Complexo Xingu ainda são inconclusivas (ALTHOFF *et al.*, 1991), sendo considerados ora mais jovens (MEDEIROS *et al.*, 1987; SOUZA *et al.*, 1990), ora mais antigos (DOCEGEO, 1988; HUHNS *et al.*, 1988).

Petrograficamente, predominam fácies granodioríticas, com biotita e hornblenda (**BHgd**), sendo biotita granodioritos (**Bgd**) e monzogranitos (**mzg**) subordinados. Enclaves máficos dioríticos a quartzó dioríticos são abundantes e, a priori, cogenéticos às fácies supracitadas (MEDEIROS, 1987; MEDEIROS & DALL'AGNOL, 1988). Em zonas de cisalhamento, ocorrem milonitos e blastomilonitos micáceos, com freqüentes mineralizações auríferas em veios de quartzó (ex. do granodiorito Cumaru; MACAMBIRA *et al.*, 1986).

Quimicamente, MEDEIROS (1987) e MEDEIROS & DALL'AGNOL (1988) definiram um "trend" cálcio-alcálico em diagramas **Q-A-P** (STRECKEISEN, 1976) e **A-F-M**, porém as composições de elementos em traços e alguns maiores separam os **Bgd** e **mzg** dos **BHgd**. Esses autores propuseram dois "trends" de diferenciação: (1^o) geração de **Bgd** a partir de **BHgd**, pelo fracionamento de hornblenda, biotita e plagioclásio cálcico; (2^o) geração de **mzg** também a partir de **BHgd**, mas com enriquecimento do líquido em potássio.

Isócronas Rb/Sr nas regiões de Rio Maria e Cumaru forneceram idades entre 2674±65 Ma (1σ) e 2543±53 Ma (1σ), com razões isotópicas R_0 relativamente baixas (0,7009-0,70288, granodiorito Rio Maria; 0,70311, granodiorito Cumaru) segundo MONTALVÃO *et al.* (1984, 1988), GASTAL *et al.* (1987), MEDEIROS (1987), LAFON & MACAMBIRA (1990) e LAFON *et al.* (1990b). A abertura isotópica do sistema Rb/Sr é sugerida por idades conflitantes a nível mineral; (1) isócronas internas Rb/Sr com 1798±8 Ma (1σ) (granodiorito Rio Maria; MACAMBIRA *et al.*, 1988) e 2577±27 Ma (1σ) (granodiorito Cumaru; LAFON *et al.*, 1990b); (2) idades K/Ar em hornblenda e biotita do granodiorito Rio Maria, com 2638±91 Ma (1σ) e 1958±54 Ma (1σ), respectivamente (MACAMBIRA *et al.*, 1988).

Os primeiros resultados U/Pb em zircões do granodiorito Rio Maria indicaram uma idade de cristalização de 2874 +9/-10 Ma (2σ) (MACAMBIRA, 1992). Este valor é cerca de 200 Ma mais antigo que as idades arqueanas prévias, obtidas pelo método Rb/Sr. Tomados em conjunto, os dados geocronológicos (Rb/Sr, K/Ar, U/Pb) disponíveis sugerem pelo menos três eventos distintos na evolução dos metagranitóides tipo granodiorito Rio Maria: (1^o) magmatismo há *ca.* 2874 Ma; (2^o) deformação e metamorfismo, com rehomogeneização isotópica (Sr) há cerca de 2600 Ma; e (3^o) reabertura local de sistemas isotópicos (Sr, Ar) no período 2,0-1,8 Ga.

c.3. Trondhjemitó Mogno e Tonalito Parazônia

Foram reconhecidos e descritos formalmente por MEDEIROS *et al.* (1987), DOCEGEO (1988), HUHNS *et al.* (1988) e SOUZA *et al.* (1988, 1990). São intrusivos no

granodiorito Rio Maria e nos "greenstones". Em alguns casos, nota-se o truncamento de trondhjemitos por tonalitos (DOCEGEO, 1988). Porém, os poucos dados petrográficos, químicos e geocronológicos são inconclusivos quanto à separação genética e temporal entre os tonalitos e trondhjemitos, necessitando-se de datações U/Pb para esclarecer definitivamente tal ponto. Por esta razão, eles foram aqui considerados cronocorrelatos (Figura 2.1.B).

Ambos possuem biotita cloritizada como o mineral máfico principal. Texturalmente, são homogêneos ou fracamente foliados, exceto em zonas de cisalhamento, onde são miloníticos e petrograficamente bastante modificados (HUHN *et al.*, 1988; SOUZA *et al.*, 1988, 1990).

Isócronas Rb/Sr do trondhjemito Mogno se caracterizaram por forte desalinhamento com elevados MSWDs e idades aproximadas de 2680 Ma (MONTALVÃO *et al.*, 1988) a 2614 Ma (MACAMBIRA *et al.*, 1988). Essas idades podem refletir um evento de deformação e metamorfismo semelhante àquele impresso no granodiorito Rio Maria (MACAMBIRA *et al.*, 1988).

c.4. Leucogranitóides

Correspondem a biotita granitos, leucocráticos, deformados e recristalizados em graus diversos. Até recentemente, não eram incluídos por outros autores no grupo dos metagranitóides arqueanos, sendo relacionados ao magmatismo anorogênico do final do Paleoproterozóico (DOCEGEO, 1988; Huhn *et al.*, 1988).

Através de critérios de campo, estruturais, metamórficos, petrográficos (GASTAL, 1987; MEDEIROS *et al.*, 1987; SOUZA *et al.*, 1988, 1990) e geocronológicos, os maciços graníticos Xinguara e Mata Surrão foram posicionados no arqueano. O primeiro apresentou idade Rb/Sr de 2528 ± 21 Ma (1σ), com $R_0=0,70438$ (MACAMBIRA *et al.*, 1990b, c, 1991) e U/Pb (abrasão) de $2,88 \pm 0,01$ Ga (MACAMBIRA, 1992). Já para o segundo teve-se 2541 ± 74 Ma, com $R_0=0,71040$ (Rb/Sr; DUARTE *et al.*, 1991) e $2,87 \pm 0,01$ Ga (Pb/Pb; RODRIGUES *et al.*, 1992;

LAFON *et al.*, 1994). Portanto, a idade de cristalização (Pb/Pb) é cerca de 300 Ma mais antiga do que a do último evento registrado pelo método Rb/Sr. Geoquimicamente, o Mata Surrão é peraluminoso, rico em Si e pobre em Mg (DUARTE, 1992; DUARTE & DALL'AGNOL, 1992)

Outros leucogranitos variavelmente deformados são exemplificados pela Suíte Plaquê (ARAÚJO *et al.*, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991; JORGE JOÃO & ARAÚJO, 1992) ou metagranitóides estratóides (COSTA *et al.*, 1990), granito Antigo do Salobo (MACHADO *et al.*, 1991), granito Guarantã (ALTHOFF *et al.*, 1991) e gnaiss Estrela (BARROS, 1991; BARROS *et al.*, 1992). Apenas o granito Antigo do Salobo foi datado, tendo um posicionamento tardi-Arqueano (*ca.* 2570 Ma, U/Pb; MACHADO *et al.*, 1991). Em termos geoquímicos, o gnaiss Estrela mostra tendência alcalina, com características de granito intraplaca (BARROS, 1991).

As razões isotópicas R_O mais elevadas dos granitos Xinguara e Mata Surrão, com respeito ao granodiorito Rio Maria e ao trondhjemitó Mogno, seriam aparentemente coerentes com a hipótese de evolução distinta e com maior contribuição crustal na gênese dos leucogranitos (MACAMBIRA *et al.*, 1991). As idades U/Pb e Pb/Pb, todavia, consideradas como de intrusão e cristalização, demonstraram a dificuldade de se interpretar as razões R_O (DUARTE *et al.*, 1991). É possível que os resultados Rb/Sr dos metagranitóides reflitam um episódio termal tardi-Arqueano, conforme sugere, ressalvada a distância envolvida, a idade U/Pb *ca.* 2,57 Ga (1σ) do granito antigo do Salobo na região da Serra dos Carajás (MACHADO *et al.*, 1991). Neste sentido, convém destacar a interpretação da Suíte Plaquê como sintectônica, sincolisional, posicionada durante a deformação oblíqua que afetou o Supergrupo Itacaiúnas ao final do Arqueano (JORGE JOÃO & ARAÚJO, 1992). Logo, seria razoável subdividir o plutonismo granítico Arqueano em pré- e pós-implantação do Supergrupo Itacaiúnas (Figura 2.1.B)

d. Supergrupo Itacaiúnas

Formalizado por DOCEGEO (1988), o Supergrupo Itacaiúnas engloba várias seqüências metavulcanossedimentares ocorrentes geralmente em altos topográficos alinhados na

direção WNW-ESE na região da Serra dos Carajás. O reconhecimento de embasamento síalico, a natureza litológica e a ausência de granitogênese sincrônica foram os argumentos usados para distingui-lo do terreno granito - "greenstone".

A litoestratigrafia desse supergrupo ainda suscita dúvidas. Como exemplo, os grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca são colocados ora sotopostos (HIRATA *et al.*, 1982; VIANA *et al.*, 1982; DOCEGEO, 1988; MACHADO *et al.*, 1991), ora cronocorrelatos (MEDEIROS NETO, 1985; MEDEIROS NETO & VILLAS, 1985) ao Grupo Grão Pará. O Grupo Igarapé Bahia, de início comparado ao Grupo Rio Fresco (HIRATA *et al.*, 1982; FONSECA *et al.*, 1984), foi reinterpretado como mais antigo que o Grupo Grão Pará (FERREIRA FILHO & DANNI, 1985). Sedimentos por alguns considerados como do Grupo Rio Fresco na porção interna da estrutura divergente da Serra dos Carajás, foram interpretados como integrantes do Grupo Grão Pará por ARAÚJO *et al.* (1988) e ARAÚJO & MAIA (1991), os quais propuseram, ainda, a retomada do termo Grupo Rio Novo ao invés de Grupo Igarapé Pojuca.

Devido a esses problemas, optou-se por situar os vários grupos no mesmo nível estratigráfico na Figura 2.1.B. Destes, o menos conhecido é o Grupo Buritirama. Ele compõe-se de quartzitos, micaxistos carbonáticos, rochas cálcio-silicáticas e mármore (DOCEGEO, 1988), sendo importante por suas reservas de manganês (ANDRADE *et al.*, 1986).

O Grupo Igarapé Bahia corresponde a uma pilha vulcanossedimentar, mineralizada em cobre, submetida a processos de intensa alteração hidrotermal (FERREIRA FILHO, 1985; DOCEGEO, 1988). Na base, predominam metassedimentos clásticos (arenitos, siltitos, grauvacas, argilitos), químicos (formações ferríferas) e piroclásticas. Uma idade Rb/Sr (rocha total) de 2577 ± 72 Ma (1σ) foi determinada em granófiros básicos por FERREIRA FILHO *et al.* (1987), sendo considerada a de intrusão e, logo, mínima para o grupo em foco. Resultados K/Ar (mesmos autores) em anfibólio, também em vulcânica básica, mas sem interpretação definitiva, indicaram valores de *ca.* 2270 e 1590 Ma.

O Grupo Grão Pará tem a constituição litológica (metabasaltos e formações ferríferas) conhecida desde o início dos anos 70 em razão de suas grandes reservas de minério de

ferro (CVRD/CMM, 1972; BEISIEGEL *et al.*, 1973). Posteriormente, MEIRELES *et al.* (1984) acrescentaram vulcânicas félsicas na base. Na versão mais difundida (HIRATA *et al.*, 1982; GIBBS *et al.*, 1986; GIBBS & WIRTH, 1990), o Grupo Grão Pará compõe-se de um espesso pacote de quartzitos e itabiritos (Formação Carajás) estratigraficamente entre extensos derrames de metabasaltos e ocorrências menores de riolitos (formações Parauapebas, basal, e Paleovulcânica Superior, no topo). Tal disposição, contudo, pode ser o resultado de repetição por dobras recumbentes e interdigitação estrutural, logo não representando a verdadeira seqüência estratigráfica (GIBBS *et al.*, 1986; LADEIRA & CORDEIRO, 1988; GIBBS & WIRTH, 1990). ARAÚJO *et al.* (1988) propuseram a designação de Formação Águas Claras para as ocorrências do Grupo Rio Fresco na região da Serra dos Carajás, situando-a no topo do Grupo Grão Pará.

Com base em estudos petrográficos e geoquímicos, o vulcanismo do Grupo Grão Pará foi interpretado como bimodal (basáltico - riolítico), com contaminação crustal refletida no enriquecimento em elementos incompatíveis (GIBBS *et al.*, 1986; OLSZEWSKI Jr. *et al.*, 1989; GIBBS & WIRTH, 1990; LINDENMAYER & FYFE, 1992). Esses autores compararam as características do vulcanismo, associado com espessos pacotes de formações ferríferas, às bacias intracratônicas, também arqueanas, da Austrália (Grupo Fortescue) e oeste da África (Supergrupo Kambi). Por outro lado, FERREIRA FILHO (1985), DARDENNE *et al.* (1987) e MEIRELLES & DARDENNE (1991), baseados no enriquecimento em elementos incompatíveis e empobrecimento em Ti, Nb e Zr das suites metavulcânicas, propuseram que o Grupo Grão Pará representaria uma bacia marginal, e o Grupo Bahia, uma arco insular. Tais parâmetros geoquímicos foram, todavia, contestados por LINDENMAYER & LAUX (1994), ao demonstrarem que o quimismo dessas rochas certamente sofreu modificação por processos hidrotermais superimpostos, e, assim, suas características geoquímicas magmáticas estariam mascaradas.

O vulcanismo riolítico foi datado em *ca.* 2769 Ma (U/Pb em zircões; WIRTH *et al.*, 1986; OLSZEWSKI Jr. *et al.*, 1989; MACHADO *et al.*, 1991). Idades mais jovens foram

obtidas em isócronas Rb/Sr em metabasaltos (ca. 2687 Ma, $R_0=0,7057$) e meta-riolitos (ca. 2497 Ma, $R_0=0,7152$) (GIBBS *et al.*, 1986; OLSZEWSKI Jr. *et al.*, 1989).

O Grupo Igarapé Pojuca consiste de uma seqüência vulcanossedimentar aflorante no flanco norte do Grupo Grão Pará, contendo mineralizações de cobre, ouro e zinco (HIRATA *et al.*, 1982; FARIAS *et al.*, 1984). Em síntese (DOCEGEO, 1988), compõe-se de um pacote inferior com anfibolitos hidrotermalizados, com intercalações clásticas (metarenitos, metassiltitos) e químicas (formações ferríferas, metacherts), seguidos, no topo, por diques básicos (metagabros, metadiabásios). COSTA & SIQUEIRA (1990) interpretaram a sua estruturação como um feixe de duplexes distensivos, integrando o lineamento Cinzento, a norte da Serra dos Carajás e ligado geográfica e temporalmente ao sistema sinistrógiro do Supergrupo Itacaiúnas. Estudos petrográficos, químicos e de inclusões fluidas são referidos a MEDEIROS NETO (1985, 1986) e MEDEIROS NETO & VILLAS (1985). Eles interpretaram que o metamorfismo em fácies anfibolito (650-550°C, <5kbar) afetou rochas previamente modificadas por hidrotermalismo, originando metabásicas com antofilita e cordierita. Deste grupo, tem-se a idade U/Pb (zircões em anfibolito) de 2732 Ma, admitida como a idade do metamorfismo (MACHADO *et al.*, 1991).

O termo Seqüência Salobo originalmente incluía as áreas Pojuca, Buritirama, Cigano e Cinzento (FARIAS & SAUERESSIG, 1982; HIRATA *et al.*, 1982; VIANA *et al.*, 1982). Segundo DOCEGEO (1988), o Grupo Igarapé Salobo seria formado por paragneisses (Formação Gnaiss Cascade), com intercalações de anfibolitos e metapelitos na base, xistos ferruginosos mineralizados em cobre em posição intermediária (Formação Três Alfa), e quartzitos com lentes de gnaisses andesíticos, metarcóseos e xistos no topo (Formação Cinzento). As rochas desse grupo estão fortemente deformadas e metamorfisadas. As paragêneses minerais de alta temperatura (750°C, ± 2 kbar) incluem hiperstênio e faialita, com retrometamorfismo em fácies anfibolito (granada, grunerita, hornblenda) e xisto verde (clorita, quartzo, biotita) (MARTINS *et al.*, 1982; LINDENMAYER & FYFE, 1990). Texturas e microestruturas miloníticas, hidrotermalismo acentuado e paragêneses em fácies xisto verde são verificadas em zonas de cisalhamento tardi-Arqueanas afetando associações de alto grau (LINDENMAYER & FYFE,

1990). Inferiu-se, então, que o depósito Salobo se formou sob condições de alto gradiente geotérmico (cerca de 75°C/km) e instabilidade tectônica (LINDENMAYER & FYFE, 1990).

A idade mínima do Grupo Igarapé Salobo foi inferida a partir de zircões metamórficos em rochas graníticas intrusivas em anfibolitos (*ca.* 2761 Ma) (U/Pb, MACHADO *et al.*, 1991). Datações U/Pb de zircões (2555 +4/-3 Ma) e titanitas (2497±5 Ma) em zonas de cisalhamento afetando anfibolitos, bem como de monazitas (2551 +1/-2 Ma) em formações ferríferas, marcam a idade destes lineamentos (MACHADO *et al.*, 1991).

e. Complexos Básico - Ultrabásicos Estratiformes

Representam séries diferenciadas desde termos ultrabásicos à básicos, acamadados, com exemplos nas regiões da Serra dos Carajás (Complexo Luanga - MEDEIROS FILHO & MEIRELES, 1985; rio Cateté - CASTRO FILHO & HEIM, 1986) e da Serra dos Gradaús (suíte Intrusiva Guará-Pará - MACAMBIRA *et al.*, 1986; ou Complexo Serra Azul - DOCEGEO, 1988). Em síntese, esses complexos compõem-se de cumulados duníticos, peridotitos, piroxenitos, gabros noríticos, leucogabros e anortositos, com mineralizações de cromita. Na área Luanga, definiu-se um "trend" toleítico com enriquecimento em ferro da base para o topo (SUITA & NILSON, 1988). A idade de cristalização / intrusão do Complexo Luanga foi deduzida a partir da datação de zircões com *ca.* 2763±6 Ma (U/Pb; MACHADO *et al.*, 1991). Este valor é idêntico, dentro dos limites de erro experimental, à idade do Grupo Grão Pará, justificando a cronocorrelação entre as duas unidades (Figura 2.1.B).

f. Complexos Granulíticos

Embora citados desde os anos 70 (ISSLER *et al.*, 1974; SILVA *et al.*, 1974, 1980), só recentemente foram individualizadas ocorrências expressivas de granulitos. O exemplo mais conhecido é o Complexo Pium (DOCEGEO, 1988), aflorante a norte do "greenstone"

Sapucaia (Figura 2.1.A). As opiniões divergem quanto às relações de contato com o Complexo Xingu. Os granulitos são julgados ora intrusivos (DOCEGEO, 1988), ora sincrônicos e intimamente associados, posicionados no presente nível erosional através de zonas de cavalgamento profundas (ARAÚJO *et al.*, 1988). Não existem datações definitivas dos granulitos. Porém, RENNE *et al.* (1988) sugeriram, baseados em resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, uma idade mínima de 2700 Ma para o metamorfismo de alto grau, com perda parcial de argônio no ciclo Transamazônico. Recentemente, RODRIGUES *et al.* (1992) apresentaram uma idade Pb/Pb de 3050 ± 57 Ma em granulitos na área do Rio Cateté. Assim, uma idade Rb/Sr de 2018 ± 25 Ma (PEREIRA, 1992) pode indicar rejuvenescimento isotópico (RODRIGUES *et al.*, 1992).

2.2.2.2. Unidades do Final do Arqueano ou Início do Proterozóico (Grupo Rio Fresco)

Segundo DOCEGEO (1988), este grupo compreende sedimentos clásticos (conglomerados, arenitos quartzosos a feldspáticos, grauvacas, siltitos, pelitos), com granodecrescência ascendente e aumento da contribuição química para o topo (folhelhos carbonosos, margas manganésíferas, calcários dolomíticos). São usualmente anquimetamórficos, com freqüente preservação de estruturas primárias, ou mais fortemente deformados na base (GAMA Jr. *et al.*, 1982; GIBBS *et al.*, 1986; NOGUEIRA *et al.*, 1992).

A nível regional, persistem indefinições quanto à verdadeira idade e constituição litológica das várias ocorrências do Grupo Rio Fresco (FIGUEIRAS & VILLAS, 1984; RAMOS *et al.*, 1984). Como exemplo, citam-se correlações com sedimentos paleozóicos da Bacia Amazônica (BARBOSA *et al.*, 1966; IDESP, 1972), Grupo Igarapé Bahia (HIRATA *et al.*, 1982; FONSECA *et al.*, 1984), topo do Grupo Grão Pará (Formação Águas Claras, ARAÚJO *et al.*, 1988), "greenstone belts" (COSTA *et al.*, 1990) e a Faixa Araguaia (CUNHA, 1985).

Na região do igarapé Águas Claras, Serra dos Carajás, NOGUEIRA *et al.* (1992) desenvolveram um estudo faciológico e tectônico. O fato da bacia estar fracamente invertida e a boa preservação de estruturas sedimentares permitiram-lhes interpretar sistemas deposicionais

variando de plataformal (dominado por tempestades ou por maré), litorâneo e fluvial, constituindo um megaciclo granocrescente ascendente regressivo. Por outro lado, diversos autores consideraram que a deformação que afetou o Grupo Rio Fresco seria a mesma impressa no Supergrupo Itacaúnas (COSTA & SIQUEIRA, 1990; SIQUEIRA & COSTA, 1991; LAB & COSTA, 1992; MARÇAL *et al.*, 1992b; NOGUEIRA *et al.*, 1992).

Não existem datações específicas para a deposição e/ou anquimetamorfismo do Grupo Rio Fresco. Dispõem-se, todavia, de idades U/Pb de zircões detríticos de quartzitos da Serra das Andorinhas. Nestes, o intercepto superior forneceu *ca.* 3154 Ma (zircões herdados não magnéticos) e 2763±20 Ma (zircões magnéticos), interpretados como idades aproximadas das fontes siálicas (MACAMBIRA, 1992). A idade mínima foi deduzida pela intrusão de granitos anorogênicos do final do Paleoproterozóico (*ca.* 1,88 Ga, U/Pb, vide a seguir). Logo, a deposição do Grupo Rio Fresco deve ter ocorrido entre 2,76 Ma e 1,88 Ma.

2.2.2.3. Unidades do Final do Paleoproterozóico (Magmatismo Anorogênico)

Corresponde aos vastos domínios vulcano - plutônicos presentes a oeste e NW, principalmente fora da área delimitada na Figura 2.1.A. Consiste de coberturas vulcânicas e plútons graníticos (tipos A e I), interpretados como pós-tectônicos (relativos ao ciclo Transamazônico) ou anorogênicos. Existem numerosos artigos de síntese tratando desse magmatismo, citando-se BASEI (1978), DALL'AGNOL (1982a, b), IANHEZ *et al.* (1982), SANTOS (1982, 1984), SANTOS & LOGUÉRCIO (1984) e DALL'AGNOL *et al.* (1986, 1987). Reavaliando os dados disponíveis, DALL'AGNOL *et al.* (1994) sugeriram que o plutonismo seria anorogênico, com granitos tipo A, e derivados de anatexia crustal induzida por "underplating" de magmas básicos. São granitos "subsolvus", variando de metaluminosos a peraluminosos, com vários maciços presentes na porção mais oriental do cráton Amazônico (Seringa, Cigano, Musa, Jamon, Velho Guilherme, Pojuca).

Não existe um consenso quanto à separação temporal entre os eventos vulcânicos e plutônicos. No entanto, essa associação é conhecida genericamente como o Supergrupo Uatumã e subdividido em Grupo Iriri (andesitos, riolitos, ignimbritos, piroclásticas, granófiros) e corpos graníticos geneticamente associados à fase final do vulcanismo (SILVA *et al.*, 1974; CUNHA *et al.*, 1981; IANHEZ *et al.*, 1982; SANTOS, 1982).

SANTOS (1984) propôs dois conceitos sobre o Supergrupo Uatumã. Um, mais abrangente, assumiu a distribuição do magmatismo em todo o cráton, incluindo ocorrências diferentes com posicionamento estratigráfico análogo, quimismo cálcio-alcálico e idades variáveis (1900-1300 Ma). Outro, mais restrito e de aceitação recente (DALL'AGNOL *et al.*, 1986, 1987), considerou como pertencentes ao Uatumã apenas rochas com idades entre 1900 e 1750 Ma. Nesta última visão, os verdadeiros granitos anorogênicos seriam mais jovens que o vulcanismo, consistindo ambos eventos magmáticos separados (DALL'AGNOL, 1982a; GASTAL, 1987, 1988). Recentemente, DALL'AGNOL *et al.* (1994) discutiram a hipótese de existirem dois, ou mais, vulcanismos, sendo o mais antigo cálcio-alcálico e não cogenético aos verdadeiros granitos anorogênicos. O registro do vulcanismo anorogênico na região de Rio Maria refletiu-se possivelmente em enxames de diques ácidos a básicos (dacitos pórfiros, microdioritos, diabásios) (GASTAL, 1987, 1988; MEDEIROS, 1987; MEDEIROS *et al.*, 1987).

As idades Rb/Sr (rocha total) de diversos maciços graníticos distribuem-se entre 1830 Ma e 1600 Ma (DALL'AGNOL *et al.*, 1986, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1990a). Todavia, as idades U/Pb sobre zircões (maciços Carajás, Cigano, Pojuca, Musa) situaram-se no intervalo de 1883 a 1820 Ma (WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991), tornando-se mais estreito ainda ($1,88 \pm 0,01$ Ga) se considerados apenas os resultados de MACHADO *et al.* (1991), metodologicamente mais precisos (U/Pb por abrasão). A discrepância entre as idades Rb/Sr e U/Pb ainda não é bem entendida (MACAMBIRA *et al.*, 1990a).

Na Província Mineral de Carajás (Figura 2.1.A), o magmatismo anorogênico está representado por vários corpos graníticos sub-circulares, com diâmetro de 5 a 50 km. Mostram contatos discordantes em relação às unidades prévias, produzindo típicas auréolas de

metamorfismo nos contatos com o Supergrupo Itacaiúnas (hornblenda e/ou piroxênio hornfels; GONÇALEZ *et al.*, 1988), "greenstones" (hornblenda hornfels; DALL'AGNOL *et al.*, 1985) e Grupo Rio Fresco (albita - epidoto hornfels; GIBBS *et al.*, 1986; MACAMBIRA *et al.*, 1986).

Particularmente na região de Rio Maria, citam-se estudos petrográficos e geoquímicos dos maciços Jamon (DALL'AGNOL, 1982c; DALL'AGNOL *et al.*, 1984) e Musa (GASTAL, 1987). São biotita granitos, hololeucocráticos a leucocráticos, médios a grossos, porfiríticos, localmente com texturas "rapakivi". Discutindo a petrogênese desses corpos, GASTAL (1988) considerou-os mais próximos das séries alcalinas, com importante participação crustal na sua gênese admitida por DALL'AGNOL *et al.* (1987). Eles seriam pós-tectônicos, relacionados a uma margem continental ativa (colisão do cráton Amazônico com a Faixa Araguaia) ou ligados a movimentos distensivos ao longo do lineamento Seringa (GASTAL, 1988). Já DALL'AGNOL *et al.* (1994) os interpretaram como anorogênicos e subalcalinos.

2.2.2.4. Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia (*FA*) (HASUI *et al.*, 1980) ocorre no limite leste do cráton Amazônico, onde se registra uma forte descontinuidade gravimétrica (HARALYI & HASUI, 1982; ALMEIDA, 1985; ALMEIDA *et al.*, 1986; CARVALHO & SAUCK, 1989a). Ela representa a porção oeste da província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977), sendo também conhecida como Faixa Orogênica Araguaia - Tocantins (SILVA *et al.*, 1974), ou, mais recentemente, faixa móvel Araguaia (MOURA, 1992).

Brevemente (COSTA, 1980; HASUI *et al.*, 1980, 1984a; DALL'AGNOL *et al.*, 1988b; HERZ *et al.*, 1989; MOURA, 1992), a *FA* consiste de: (a) núcleos gnássicos - migmatíticos, referidos ao embasamento arqueano - Complexo Colméia, onde se encontraram estruturas reliquiares E-W (COSTA, 1980; TEIXEIRA, 1984; TEIXEIRA *et al.*, 1985), ou a ortognaisses formados no Paleoproterozóico (gnaisse Cantão; SOUZA *et al.*, 1985; MOURA, 1992); (b) *Supergrupo Baixo Araguaia, predominante na FA, composto de supracrustais*

metamorfisadas em graus médio (a leste) e incipiente (a oeste); (c) metaplutônicas básicas a ultrabásicas pré- a sin-orogênicas; (d) granitóides brasileiros.

Modelos evolutivos recentes interpretaram a geometria estrutural da *FA* em um contexto de distensão, seguida de compressão litosférica (HASUI & COSTA, 1990). Nesta hipótese, uma fase distensiva inicial promoveria o desenvolvimento de uma bacia assimétrica (hemi-grabens), com falhas lítricas normais inclinadas para leste. Na fase de inversão (compressiva), estas falhas seriam reativadas, funcionando como superfícies de cavalgamento e formando sistemas de "nappes" imbricados vergentes para o cráton. Nesta última fase, ocorreria a colisão de blocos crustais, com delaminação e subducção tipo A (COSTA *et al.*, 1988). Os blocos envolvidos na colisão seriam os crátons Amazônico (a oeste) e São Francisco (a leste), conforme interpretado a partir de dados gravimétricos (MOLINA & USSAMI, 1990). A datação de veios graníticos sintectônicos indicou uma idade brasileira para estas estruturas e, por conseguinte, para o principal evento tectônico da *FA* (MOURA, 1992; MOURA & GAUDETTE, 1992).

2.3. ELEMENTOS ESTRUTURAIS E GEOFÍSICOS

2.3.1. Geologia Estrutural

Grande parte das unidades arqueanas (Complexo Xingu, "greenstones", tonalito Arco Verde - *tAV*, metagranitóides, granulitos) apresenta estruturas planares de mergulho forte, direcionadas WNW-ESE e E-W (SILVA *et al.*, 1974; CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; IANHEZ *et al.*, 1980; HIRATA *et al.*, 1982; ARAÚJO *et al.*, 1988; SOARES *et al.*, 1988; ALTHOFF *et al.*, 1991). Dobras intrafoliais e um bandamento metamórfico mais antigo nos gnaisses do Complexo Xingu (incluindo, nesse caso, o *tAV*) e uma deformação heterogênea nos metagranitóides e "greenstones" foram admitidos na região de Rio Maria (MEDEIROS *et al.*, 1987; SOUZA *et al.*, 1988, 1990). Todavia, ALTHOFF *et al.* (1991) deixaram em aberto a

possibilidade destas dobras serem sin-cisalhamentos, ou mesmo sin-magmáticas no caso do tAV, com ALTHOFF *et al.* (1994) assumindo a última hipótese.

Nos "greenstones" em geral, existem interpretações de fases de deformação com base em estilos: D_n - dobras isoclinais de direções e mergulhos axiais variados; D_{n+1} - zonas de cisalhamento e dobras fechadas a abertas, normais, assimétricas, de eixo NNW-SSE, marcando macro-siniformes / antiformes; D_{n+2} - clivagem de crenulação com penetrabilidade variada (GAMA Jr. *et al.*, 1982; HUHNS *et al.*, 1986; MACAMBIRA *et al.*, 1986; SOUZA *et al.*, 1988; SUITA & NILSON, 1988). Modelos alternativos envolvendo transpressão dextrógira foram considerados por SOUZA *et al.* (1988, 1990) no "greenstone" Identidade, e OLIVEIRA & LEONARDOS (1990) e OLIVEIRA (1993) no "greenstone" Sapucaia. Nesta última, foram descritas foliações miloníticas de alto ângulo com vergência via de regra para norte ou NNE, e lineações miloníticas de mergulho forte para ESE ou SE.

No Supergrupo Itacaiúnas, predomina um "trend" NW-SE ou WNW-ESE, bem definido por um conjunto de serras alinhadas, de expressão marcante em imagens de satélite e de radar e em mapas regionais (SCHOBENHAUS *et al.*, 1981; DOCEGEO, 1988). A intensidade da deformação e do metamorfismo aumenta em direção à base, particularmente dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca, com dobras isoclinais normais WNW-ESE e padrões de superposição coaxial (MEDEIROS NETO, 1985; MEDEIROS NETO & VILLAS, 1985). Estruturas recumbentes (dobras e zonas miloníticas) também se encontraram no Grupo Grão Pará (LADEIRA & CORDEIRO, 1988).

A região da Serra dos Carajás, incluindo parte do Complexo Xingu, o gnaiss Estrela, o Supergrupo Itacaiúnas, o "greenstone" Sapucaia e granulitos (Complexo Pium) foi considerada como uma única entidade, denominada Cinturão Itacaiúnas (ARAÚJO *et al.*, 1988; COSTA & SIQUEIRA, 1990; COSTA *et al.*, 1990). A parte norte, compreendendo essencialmente a Serra dos Carajás, formaria uma mega-estrutura sigmoidal, alongada WNW-ESE, perfazendo um sistema transpressivo sinistrógiro, com estrutura em flor positiva e transporte na direção NE-SW. A parte sul, que se estenderia até o limite sul do "greenstone" Sapucaia,

mostraria a lenticularização em mega-escala de "greenstones", granulitos e Complexo Xingu, associada a um sistema imbricado de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo (transporte tectônico para SW ou NE), permitindo o soerguimento dos granulitos. Uma forte deformação dúctil a norte da Falha Carajás seria responsável pela gnaissificação do granito Estrela, destacando-se movimentos transcorrentes E-W e oblíquos NNE-SSW (BARROS, 1991; BARROS *et al.*, 1992).

As unidades do final do Neoarqueano e início do Paleoproterozóico (Grupo Rio Fresco) apresentam-se em mega-sinformes abertos, com eixo subhorizontal no "trend" WNW-ESE. Embora existam autores advogando ser esse grupo a porção superior do Supergrupo Itaciáunas (GIBBS *et al.*, 1986; ARAÚJO *et al.*, 1988; GIBBS & WIRTH, 1990), grande parte dos trabalhos admite que o Grupo Rio Fresco repousa em não conformidade (discordância estrutural e metamórfica) sobre os outros componente arqueanos (SILVA *et al.*, 1974; CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; DOCEGEO, 1988; SOUZA *et al.*, 1990).

Os maciços graníticos e enxames de diques do magmatismo anorogênico são isotrópicos, totalmente desprovidos de estruturas dúcteis. Eles são afetados apenas por estruturas rúpteis (falhas, fraturas, cisalhamentos) de alto nível crustal (GASTAL, 1987; SOUZA *et al.*, 1990; COSTA & HASUI, 1991).

Na *FA* (referências no item anterior), a macro-estrutura (foliação, xistosidade de plano axial) tem direção N-S e vergência para oeste. Atualmente, infere-se que esta estruturação é de idade brasileira (MOURA, 1992; MOURA & GAUDETTE, 1992). Feições mais antigas, E-W (Arqueanas?), foram notadas localmente em domos gnáissicos do embasamento (Complexo Colméia).

2.3.2. Dados Geofísicos

Um levantamento aeromagnético de grande escala se deve ao Projeto Geofísico Brasil - Canadá, com produção de mapas de intensidade magnética total na escala 1:100000

(DNPM, 1979). Neste trabalho, definiu-se, na Província Mineral de Carajás, um "trend" de anomalias WNW-ESE a E-W em grandes lineamentos (ex. falha de Carajás), e intensidades magnéticas mais elevadas nos "greenstones".

Analisando os dados obtidos por DNPM (1979), ALMEIDA (1985) e ALMEIDA *et al.* (1986) ressaltaram o truncamento dos "trends" aeromagnéticos E-W do cráton com as direções N-S da *FA*, o limite correspondendo às intrusões básicas e ultrabásicas. No interior da *FA*, as curvas Bouguer estão fortemente orientadas N-S, em contraste com as curvas E-W do cráton Amazônico (CARVALHO & SAUCK, 1989b). A relação geométrica entre o cráton a oeste e a *FA* foi discutida por MOLINA & USSAMI (1990) com base no modelamento de perfis topográficos e gravimétricos transversais à *FA*. Eles concluíram pelo cavalgamento do bloco *FA* + cráton São Francisco sobre o cráton Amazônico.

Interpretando dados aeromagnéticos e gravimétricos então disponíveis, HASUI *et al.* (1984b) dividiram o cráton Amazônico em blocos tectônicos. Assim, os "greenstone belts" e granulitos corresponderiam a faixas intensamente linearizadas, com anomalias gravimétricas positivas marginais aos limites dos blocos. Posteriormente, foram comprovadas fortes anomalias Bouguer positivas (até 25 mgal) nos "greenstones" Babaçu / Lagoa Seca, Serrinha e Identidade (CRUZ & PAIVA, 1988; CARVALHO, 1989).

3. PROBLEMAS, OBJETIVOS, METODOLOGIA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

3.1. PRINCIPAIS PROBLEMAS E OBJETIVOS

A revisão bibliográfica (caps. 1 e 2) revelou uma série de problemas em termos da geologia e evolução tectônica do cráton Amazônico, particularmente na Província Mineral de Carajás. Mereceram destaque os seguintes pontos:

- (i) ausência de estudos mais detalhados das relações estratigráficas entre "greenstone belts" e metagranitóides;
- (ii) ausência de estudos estruturais e metamórficos pormenorizados dos "greenstone belts" e dos metagranitóides a eles associados;
- (iii) separação imperfeita ou mesmo omissão nos mapas geológicos dos diferentes metagranitóides hoje conhecidos;
- (iv) utilização de modelos estruturais clássicos pouco adequados, embasados em dados limitados e irregularmente distribuídos;
- (v) descrições e estudos estruturais limitados das zonas de cisalhamento afetando as unidades arqueanas e dificuldades para compreender as relações com as mineralizações auríferas existentes;
- (vi) polêmica quanto à existência ou não de um embasamento gnáissico para os "greenstone belts" e caracterização muito deficiente dos gnaisses então atribuídos ao Complexo Xingu;
- (vii) polêmica na interpretação tectônica da passagem dos terrenos granito - "greenstones" da região de Rio Maria, então melhor conhecidos, para os domínios gnáissicos a norte de Xinguara e na região de Vila Marajoara;
- (viii) escassez de dados petrográficos e geoquímicos sobre os "greenstone belts" e ausência de dados geocronológicos e modelos petrogenéticos;

(ix) pouca clareza quanto ao estilo de deformação no Proterozóico, exceto pelo sentimento de predomínio de esforços distensivos.

Tendo em vista o longo período de desenvolvimento desse trabalho, várias destas questões foram e/ou estão sendo discutidas por diversos autores. Assim, convém destacar a delimitação de metagranitóides a sul de Rio Maria (ALTHOFF *et al.*, 1991, 1994), datações U/Pb, Pb/Pb e Rb/Sr de terrenos gnáissicos, metagranitóides e metavulcânicas félsicas de "greenstones" da região de Xinguara a Rio Maria (DUARTE *et al.*, 1991; MACAMBIRA, 1992; PEREIRA, 1992; RODRIGUES *et al.*, 1992; SOUZA *et al.*, 1992a; LAFON *et al.*, 1994), bem como trabalhos detalhados de geologia estrutural (COSTA & SIQUEIRA, 1990; ARAÚJO & MAIA, 1991; BARROS, 1991; PINHEIRO *et al.*, 1991; BARROS *et al.*, 1992; MARÇAL *et al.*, 1992a; COSTA *et al.*, 1994) e geoquímica de metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas (MEIRELLES & DARDENNE, 1991; LINDENMAYER & FYFE, 1992) e do gnaiss Estrela (BARROS, 1991; BARROS *et al.*, 1992) na região da Serra dos Carajás.

Chegou-se, então, aos objetivos do presente trabalho, enfatizando principalmente os aspectos estratigráficos, petrográficos, estruturais e metamórficos do "greenstone" Identidade e suas relações com metagranitóides e terrenos gnáissicos adjacentes. Foram também enfocadas a geocronologia, a geoquímica e a petrogênese das metavulcânicas, culminando com um modelo de evolução tectônica do "greenstone" e a sua integração no contexto geodinâmico da região de Rio Maria. Com isto, pretendeu-se compreender a evolução arqueana dessa parte da Província Mineral de Carajás, de modo a poder situá-la na evolução global do cráton Amazônico e confrontá-la com a de terrenos semelhantes no mundo. Portanto, os objetivos principais foram, em última análise, buscar respostas para os itens (i), (ii), (iv), (v), (viii) e (ix), sendo a contribuição aos demais itens indireta. Adicionalmente, pretendeu-se testar e adequar métodos para a análise estrutural (quantificação da deformação), visando entender a geometria do terreno granito - "greenstone".

A resolução desses problemas passou, necessariamente, pela individualização e discussão de questões em escala de detalhe. Dentre as inúmeras alternativas, optou-se, nesta tese,

pela caracterização multimetodológica do "greenstone belt" Identidade, situado entre as cidades de Xinguara e Rio Maria.

3.2. METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos mencionados acima, adotou-se a seqüência abaixo.

(i) Mapeamento Geológico e Amostragem.

Realizaram-se 4 excursões de campo, totalizando 63 dias úteis. Destes, 48 destinaram-se a perfis no "greenstone" Identidade, o restante ficando para o controle da geologia regional. No total, pesquisou-se uma área de cerca de 140 km² (20 km WNW-ESE por 7 km NNE-SSW), com maior concentração de dados na parte central (62,5 km²; Anexo B2).

Além de diversos perfis de reconhecimento em escala regional, visitaram-se áreas críticas para a compreensão estratigráfica e estrutural dos terrenos arqueanos. Aqui, convém destacar a cessão de informações obtidas por outros membros do projeto "Petrologia dos Granitos da Amazônia Oriental", particularmente na região situada entre Xinguara e Vila Marajoara.

Empregou-se a metodologia clássica de perfis transversais ao "trend" estrutural. Percorreram-se picadas, estradas, caminhos e cavas de garimpo. Visitaram-se 677 afloramentos, 589 dos quais na área do "greenstone" em lide. Coletaram-se em torno de 700 amostras, sendo 414 no domínio do "greenstone".

Finalmente, procedeu-se ao mapeamento geológico na escala 1:25000 da porção NW do "greenstone", tendo como ponto de partida um mapa base na mesma escala, cedido por DOCEGEO (Distrito Amazônia).

(ii) Geologia Estrutural.

Usando-se conceitos e técnicas recomendadas na literatura moderna, efetuou-se o monitoramento e medição sistemáticos de estruturas lineares e planares. Por meio de marcadores adequados (almofadas, enclaves, fenocristais), determinou-se o gradiente de deformação, chegando-se a um modelo geométrico e cinemático para a área em foco. As análises geométrica e cinemática foram obtidas por meio da otimização de programas computacionais criados e/ou adaptados da literatura, acoplados com estudos de microtexturas e microestruturas.

(iii) Petrografia e Metamorfismo.

Procedeu-se à descrição petrográfica e textural nas escalas macro e microscópica de amostras de rochas, orientadas ou não, incluindo análises modais (em geral 1 seção delgada por amostra, para um total de 140 lâminas observadas, com número de pontos variando entre 291 e 2000) e classificação petrográfica.

O estudo prosseguiu com a determinação de paragêneses minerais, procurando distinguir aquelas primárias das secundárias (metamorfismo regional, zonas de cisalhamento). No último caso, tentando-se inferir as condições PT da deformação e relações com microestruturas.

(iv) Geocronologia.

Selecionaram-se amostras de metadacitos (9) e diques riolíticos (6) para aplicação do método isocrônico Rb/Sr (rocha total), incluindo também a análise de mica branca de blastomilonito de protólito leucogranítico. 7 amostras de metabasaltos e 4 de metadacitos foram estudadas pelo método Pb/Pb (rocha total). Todas as análises foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do CPGG/UFPA, sendo que o método Rb/Sr já se encontra em rotina e o Pb/Pb, em fase de implantação.

(v) Geoquímica.

Fizeram-se análises de elementos maiores, menores e em traços das metavulcânicas, incluindo 3 metaultramáficas (**UM**), 7 metabasaltos (**BAS**), 4 gabros (**GB**) e 10 metadacitos (**DAC**). Os laboratórios utilizados foram os do CRPG/Nancy, França (**UM**, **BAS**, **GB** e 4 **DAC**) e CPGG/UFPA, Belém (6 **DAC**). As metodologias usadas foram o ICP (excitação a plasma) no CRPG/Nancy e fluorescência de raios X, absorção atômica e via úmida (dosagem de FeO) no CPGG/UFPA. Os procedimentos adotados para o modelamento geoquímico e petrogenético são apresentados nos capítulos correspondentes.

(vi) Pesquisa bibliográfica, integração de dados, interpretação e comparação com outras regiões.

3.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

3.3.1. Situação Geográfica

A área objeto deste trabalho situa-se no extremo SE do Estado do Pará, distando cerca de 750 km a SSW de Belém e 250 km de Marabá (Figura 3.1). O acesso a partir de Belém se faz pela rodovia PA-150 ou, alternativamente, por via aérea até Marabá, seguindo-se por transporte rodoviário.

A superfície trabalhada possui uma forma poligonal retangular, alongada na direção NW-SE, concordante com a disposição geral do "greenstone" Identidade. O seu centro geométrico se encontra a 8 km a sul de Xingura e a 16 km a norte de Rio Maria. Nesta cidade, havia o acampamento base da Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) - Distrito Amazônia, além de acampamentos provisórios, de apoio, também na área de ocorrência do "greenstone".

3.3.2. Aspectos Fisiográficos

O relevo é, em geral, bastante aplainado, com cotas médias entre 190 e 310 m, porém destacando-se topograficamente, a SE, a Serra das Andorinhas, que atinge, no ponto mais alto, 679 m. O Ribeirão Mariazinha e o Rio Maria e seus afluentes, todos de regime intermitente, constituem os canais de drenagem local (Figura 3.1). Ambos fazem parte da rede hidrográfica do Rio Araguaia, presente a leste, na divisa com o Estado de Tocantins.

A região pertence à denominada "Depressão Periférica do Sul do Pará", resultante de processos erosivos pós-pleiocênicos. Em grande parte, o relevo está modelado sobre rochas arqueanas arrasadas ("greenstones", metagranitóides, gnaisses diversos) ou forma elevações escarpadas, exemplificadas pelas cristas quartzíticas (Grupo Rio Fresco) da Serra das Andorinhas, e numerosos "inselbergs" correspondentes aos maciços graníticos do Paleoproterozóico (BARBOSA *et al.*, 1966; RENNÓ *et al.*, 1974).

A cobertura vegetal na década de 70 era representada principalmente pelo cerrado e pela floresta aberta (VELOSO *et al.*, 1974). Atualmente, tem-se um quadro de acentuada devastação. O acelerado processo de extração de madeira e as queimadas sazonais contribuíram para a drástica redução da floresta virgem, em parte substituída por palmeiras (babaçu, inajá). A ativação de mecanismos de desertificação se reflete em vegetação raquítica ou inexistente, solo arenoso estéril, diminuição do volume d'água dos rios e irregularidades dos regimes climáticos.

As coberturas lateríticas são especialmente abundantes na Serra dos Carajás (BEISIEGEL *et al.*, 1973; ALVES, 1988). Nas ocorrências mais típicas, elas se conservam como platôs (reliquias da superfície Sulamericana), elevadas a 400-600 m acima de estensas planícies, que sofreram sucessivos dissecamentos (ciclo Velhas) por todo o Terciário inferior (KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT, 1981; TRUCKENBRODT *et al.*, 1982).

Parte II - O "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE

4. GEOLOGIA
5. PETROGRAFIA E TEXTURAS
6. ESTRUTURAL
7. METAMORFISMO
8. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGENÉTICA
9. GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA
10. AMBIENTE TECTÔNICO E GÊNESE DE MAGMAS

4. GEOLOGIA

4.1. ESTRATIGRAFIA

4.1.1. Arcabouço Estratigráfico Geral

A área estudada apresenta uma variação litológica relativamente restrita se comparada aos terrenos granito - "greenstone" de outras partes do mundo (CONDIE, 1981; WINDLEY, 1986). O grau de deformação é baixo, deixando preservadas algumas estruturas e texturas primárias, principalmente fora das zonas de cisalhamento. Todavia, o intenso intemperismo tropical atuante na região Amazônica, a presença de amplas coberturas lateríticas e a descontinuidade das exposições dificultaram a elaboração de uma coluna estratigráfica definitiva.

Na ausência de estruturas acamadadas ou gradacionais e de um marcador estratigráfico adequado, lançou-se mão de critérios de intrusão / inclusão, truncamento de diques e/ou soleiras, efeitos de contato e relações estruturais na interpretação litoestratigráfica.

A partir do mapa geológico (Anexo B1), construído com o auxílio de mapas de pontos (Anexos B2 e B3) e correlações petrográficas, distinguiram-se, da base para o topo, quatro unidades principais, a saber (Figura 4.1):

Ortognaisses - Foram considerados como embasamento regional e anteriormente (HUHN *et al.*, 1988; SOUZA *et al.*, 1990) comparados a metaplutônicas tonalítico - granodioríticas do Complexo Xingu. Afloram como ortognaisses homogêneos, finamente bandados, no norte da área. Porém, em função da pouca clareza quanto à definição dessa unidade e ao seu progressivo abandono na região (ALTHOFF *et al.*, 1991), preferiu-se não estabelecer correlações. É possível,

por outro lado, que esse gnaisses sejam cronocorrelatos ao tonalito Arco Verde de ALTHOFF *et al.* (1994).

"Greenstone Belt" Identidade - Faz parte do Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988; HUHN *et al.*, 1988). Situa-se na porção central da área mapeada (Anexo B1), segundo uma faixa alongada na direção E-W. Constitui-se predominantemente de rochas metavulcânicas máficas e félsicas, englobando tipos hipabissais, com metaultramáficas e formações ferríferas subordinadas.

Metagranitóides - São intrusivos no "greenstone". Compõem-se de quartzo dioritos, granodioritos, trondhjemitos / tonalitos e leucogranitos. Os granodioritos são correlacionados aos descritos por MEDEIROS (1987) na região de Rio Maria, sendo os trondhjemitos e tonalitos denominados, respectivamente, de Mogno e Parazônia (DOCEGEO, 1988; HUHN *et al.*, 1988).

Coberturas lateríticas - Localizam-se essencialmente na parte centro - leste, formando platôs de extensões variadas.

Além dessas grandes unidades, existem enxames de veios de quartzo e diques de riolitos e diabásios. Os primeiros foram afetados pela deformação **D₂**. Já os diques truncam as estruturas dúcteis arqueanas (**D₁**, **D₂**), registrando apenas as fábricas rúpteis (**D₃**). Correlacionaram-se com diques similares a sul de Rio Maria, considerados cogenéticos ao plutonismo granítico do final do Paleoproterozóico (GASTAL, 1987, 1988). A forma de afloramento das coberturas lateríticas, em nítido contato angular e erosional (não conformidade), justificaram a sua colocação como a unidade mais jovem.

4.1.2. Estratigrafia Interna do "Greenstone"

As rochas metaultramáficas (**UM**) são localmente intrudidas por **BAS** e portam lentes de formação ferrífera bandada. Contatos mais freqüentes foram vistos entre metabasaltos maciços (**BAS**) / almofadados (**BASP**) e metadacitos (**DAC**). No interior do "greenstone", os **DAC** ocorrem como enxames de diques orientados WNW-ESE (ex. no corte de estrada da PA-150, na altura do pto. 4) ou contêm enclaves de **BAS** (Figura 4.2.A). Na Faz. Nova Zelândia (4 km a sul), encontraram-se brechas magmáticas com fragmentos angulosos ou subarredondados de **BAS** em matriz dacítica, ou enxames de veios metadacíticos (Figura 4.2.B). Este tipo de relação demonstra que os metabasaltos já estavam frios e em vias de aprofundamento, pois os **DAC** são hipabissais, e que estes eram predominantemente líquidos e em menor volume relativo quando da intrusão. Concluindo, a quase totalidade das rochas metamáficas, incluindo **BAS** e **BASP**, situou-se estratigraficamente entre **UM**, que as precederam, e **DAC**.

Localmente, notaram-se relações sugestivas da existência de duas gerações de vulcanismo basáltico. O mais novo (**BAS2**) apresenta-se na forma de apófises decimétricas (Figura 4.3.A), ou compõe a matriz de brechas vulcânicas, onde destacam-se fragmentos angulosos de **BAS1** e **DAC** (Figura 4.3.B). Geologicamente, as exposições de **BAS2** são controladas por uma zona de cisalhamento passando pelos ptos. 243 e 389, no centro do "greenstone", sendo inexpressivas em termos de área aflorante. Assim, assumiu-se que os metabasaltos com ampla distribuição correspondem aos tipos mais antigos (**BAS1**), chamados apenas de **BAS** no mapa geológico (Anexo B1).

Contatos entre **UM** e **DAC** não se observaram diretamente, porém ao longo do perfil LT-00 foi possível mapear um provável megaxenólito de **UM** em **DAC** (pto. 58). Do mesmo modo, não se determinou a relação de campo de **UM** com metagabros (**GB**), embora a distribuição dessas rochas na porção sul da área sugira que os **GB** são intrusivos nas **UM**.

Os contatos relativamente menos deformados e a ocorrência como diques (exemplo entre a LT-800SE e a LT-1200SE) ou soleiras foram argumentos usados na interpretação do

caráter intrusivo dos **GB** em **DAC** e **BAS**. No mesmo sentido, perfis na LT-00 e na LT-800SE mostraram "hornfels" finos em metabasaltos próximos aos contatos com **GB**. "Stocks" metagabróides com fácies centrais isotrópicas e bordas xistificadas, encontraram-se no interior de **UM** e de **BAS**.

Sintetizando, a estratigrafia observada para o "greenstone" incluiu, da base para o topo: metaultramáficas (**UM**) com lentes de formação ferrífera bandada (**BIF**), metabasaltos maciços (**BAS** ou **BAS1**) ou almofadados (**BASP**) e parte de metagabros (**GB**), metadacitos (**DAC**) e uma recorrência básica (parte de **GB**, além de nova geração de metabasaltos maciços subordinados - **BAS2**). Em termos da recente proposta de DOCEGEO (1988), o "greenstone" em lide pertence ao Supergrupo Andorinhas, fazendo-se a seguinte equivalência: **UM** - Grupo Babaçu, Formação Igarapé Encantado; **BAS** ou **BAS1** e **BASP** - Grupo Babaçu, Formação Mamão; **DAC** - Grupo Lagoa Seca, Formação Recanto Azul; **BAS2** - Grupo Lagoa Seca (?). Os corpos metagabróides, não considerados por DOCEGEO (1988) e HUHNS *et al.* (1988), corresponderiam às fácies básicas hipabissais da Formação Recanto Azul ou, se forem correlacionados ao Grupo Lagoa Seca, da Formação Mamão.

4.1.3. Relações entre o "Greenstone" e os Metagranitóides

Em geral, os contatos são milonitizados, delineados por zonas de cisalhamento dúctil (Anexo B1). Todavia, várias relações indicaram o posicionamento intrusivo dos metagranitóides, conforme segue.

No limite SW do "greenstone", quartzo dioritos (**QzD**) contêm xenólitos subarredondados de metabasalto maciço (pto. 514) ou megaxenólitos de metagabro (pto. 582), caracterizando a relação intrusiva dos **QzD**.

O granodiorito Rio Maria (**GDrM**) produziu estreitas auréolas de metamorfismo de contato em metabasaltos. Exemplos se observaram no contato NE do "greenstone" com a fácies máfica do **GDrM**, onde as metabásicas apresentam porfiroblastos milimétricos de anfibólio pré-

tectônico com respeito a deformação **Dm**. Estendendo-se na direção NE, no interior do **GDrM**, notaram-se megaxenólitos de metabasalto maciço com espessura de 1 a 2 m, orientados paralelamente à foliação do **GDrM**.

No sul da área, os trondhjemitos (**THJ**) e as suas variedades tonalíticas são claramente intrusivos no "greenstone". Citam-se exemplos de xenólitos de metabasalto (Figura 4.4), metadacito pórfiro ou maciço (Figura 4.5) e metagabro (Anexo B1).

Finalmente, os leucogranitóides (**GR**) portam megaxenólitos de metabasalto (exemplo na LT-2000NW), ou ocorrem subordinadamente como diques e soleiras no interior do "greenstone" (LT-8800SE).

4.1.4. Estratigrafia Interna dos Metagranitóides e Relações com Ortognaisses

Na área de abrangência do **GDrM**, é generalizada a presença de enclaves máficos finos ou médios, estruturalmente concordantes (Figuras 4.6 e 4.7). Corpos de **QzD**, alongados E-W, também são englobados (no SW) por **THJ** ou truncados (a NE) por apófises do **GDrM**. Segue-se que ambos, enclaves e **QzD**, são precoces com respeito a **GDrM** e **THJ**.

Um critério indireto corroborou a dedução acima para os **THJ**. Xenólitos de metabasalto e metagabro em **THJ** são angulosos ou subangulosos (Figura 4.4) e possuem uma fábrica interna discordante, ao contrário de metabasaltos englobados pelo **GDrM**, que exibem contornos arredondados e contatos concordantes. Inferiu-se, daí, a existência de contraste de viscosidade (e temperatura) entre metabasaltos e metagranitóides, mais elevado ao tempo da intrusão dos **THJ**. Isto pode sugerir que o **GDrM** teria se posicionado em nível crustal profundo, com o "greenstone" ainda quente, ao passo que os **THJ** seriam comparativamente rasos, colocados quando o "greenstone" já estava mais frio.

Os diques de **GR** revelaram a cronologia destes com respeito a **THJ** e ao conjunto **GDrM** + enclaves máficos + **QzD** (Figuras 4.6 e 4.7). Dentre os diques de **GR**, distinguiram-se gerações pré- a tardi- ou pós-deformação milonítica (**Dm**). Na maioria dos casos, os diques são

sin-miloníticos e, apesar de truncarem fábricas planares sin-magmáticas do **GDrM**, mostraram estruturas internas paralelas às do **GDrM**, além de conterem enclaves parcialmente digeridos deste, mostrando que a intrusão dos **GR** se deu com o **GDrM** ainda quente. O granito Xinguara, similar aos corpos de **GR**, foi interpretado por DOCEGEO (1988) e HUHNS *et al.* (1988) como sincrônico aos granitos anorogênicos. Tal hipótese não encontrou apoio estrutural e estratigráfico no presente trabalho, nem tampouco nos dados geocronológicos Rb/Sr (2,53 Ga; MACAMBIRA *et al.*, 1991) e U/Pb (2,88 Ga; MACAMBIRA, 1992).

Em síntese, a estratigrafia dos metagranitóides seria, da base para o topo: (i) rochas máficas a intermediárias (enclaves e quartzo dioritos - **QzD**); (ii) granodioritos tipo Rio Maria (**GDrM**); (iii) trondhjemitos e tonalitos - **THJ**; (iv) leucogranitóides - **GR**.

Os ortognaisses (**GN**) do norte da área possuem um bandamento metamórfico antigo (**Sn-1**) e dobras intrafoliares, não encontrados nas outras unidades (cap. 6). Um marcador importante verificou-se a leste de Xinguara, onde a única foliação impressa em leucogranito (**GR**) corresponde ao plano axial de dobras isoclinais reclinadas nos **GN**. Interpretou-se, então uma discordância estrutural (e metamórfica) entre os **GN** e o conjunto metagranitóides + "greenstone", razão porque os ortognaisses foram considerados como o embasamento síalico do terreno granito - "greenstone".

4.1.5. Considerações sobre a Idade do "Greenstone"

Na área de ocorrência do "greenstone", não se dispõem de dados geocronológicos. Todavia, a correlação dos metagranitóides intrusivos no "greenstone" com outros aflorantes em Rio Maria (granodioritos, trondhjemitos) e Xinguara (granitos), permitiu tecer alguns comentários sobre a idade da seqüência supracrustal.

O granodiorito Rio Maria (**GDrM**) e o trondhjemito Mogno têm idades Rb/Sr (rocha total) entre *ca.* 2680 e 2560 Ma (MONTALVÃO *et al.*, 1984, 1988; MEDEIROS, 1987; GASTAL *et al.*, 1987), enquanto os granitos Xinguara (MACAMBIRA *et al.*, 1991) e Mata

Surrão (DUARTE *et al.*, 1991) dataram de *ca.* 2530 e 2541 Ma, respectivamente. Independentemente do seu real significado (GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1988), estes resultados forneceram uma idade mínima para o "greenstone".

Dados U/Pb e Pb/Pb recentes em zircões do **GDrn** e dos granitos Xinguara e Mata Surrão mostraram uma idade de cristalização em torno de 2,88 Ga (MACAMBIRA, 1992; MACAMBIRA & LANCELOT, 1992; RODRIGUES *et al.*, 1992; LAFON *et al.*, 1994), ou seja, cerca de 250 a 200 Ma mais antiga do que as idades Rb/Sr. Considerando-se uma pequena diferença de tempo entre a cristalização do zircão e a intrusão daqueles granitóides, o resultado U/Pb indicaria um valor mínimo de 2,88 Ga para o "greenstone". Nesta hipótese, a idade Rb/Sr deve refletir um evento de rehomogeneização isotópica posterior a configuração tectônica do "greenstone". A idade máxima corresponderia àquela obtida para o tonalito Arco Verde de cerca de 2,96 Ga (MACAMBIRA, 1992).

4.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO

4.2.1. Trabalhos Prévios

A seqüência metavulcânica em foco foi inicialmente reportada por HIRATA *et al.* (1982), que a consideraram como a continuação das áreas Babaçu e Lagoa Seca. A seguir, CORDEIRO & MARTINS (1984) a denominaram de "faixa Identidade" e registraram a ocorrência de lavas basálticas almofadadas. Posteriormente, DOCEGEO (1988) a correlacionou aos grupos Babaçu e Lagoa Seca do Supergrupo Andorinhas. Uma síntese da geologia da seqüência em lide, contendo conclusões parciais desta tese, pode ser vista em SOUZA *et al.* (1988).

4.2.2. Comentários sobre o Mapeamento Geológico

A execução do mapeamento geológico enfrentou dificuldades em função da falta de fotografias aéreas recentes na escala 1:25000. Embora com melhor resolução, imagens de satélite permitiram apenas traçar os contornos gerais do "greenstone" na escala 1:100000. Assim, o mapa geológico final (Anexo B1) representou o aperfeiçoamento e reformulação parcial de um mapa base (1:25000), cedido por Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO, Distrito Amazônia, Projeto AOC-14). A malha de picadas existente neste mapa base foi sistematicamente percorrida e amostrada, inclusive com abertura de novas ou reaberturas daquelas já fechadas pela vegetação.

No mapa geológico, a região de maior confiabilidade situa-se na parte central (entre a LT-00 e a LT-6800SE), devido ao maior número de exposições. Nos locais sem afloramento, usou-se a cor e a granulometria do solo para diferenciar ocorrências de rochas máficas e félsicas e verificar a continuidade dos contatos litológicos. Com tais limitações, os contatos são passíveis de modificações futuras, especialmente se houver o auxílio de levantamentos geofísicos e/ou sondagens geológicas.

Nos itens seguintes, descrevem-se os aspectos de campo e macroscópicos das unidades do mapeamento, partindo-se da mais antiga para a mais jovem, em conformidade com a proposta litoestratigráfica (Figura 4.1 e legenda do Anexo B1).

4.2.3. Ortognaisses (GN)

Restringem-se ao extremo norte da área, estendendo-se até a cidade de Xinguara. Constituem lajedos ou blocos decamétricos, arrasados, com superfície média de 20 a 50 m².

Distinguiram-se do **GDr_m** por não possuírem enclaves máficos e por conterem gerações de metapegmatitos anteriores aos leucogranitóides (**GR**). O caráter hololeucocrático ou leucocrático e a textura usualmente mais grossa destes e dos trondhjemitos (**THJ**), permitiram

separá-los dos **GN**. Contudo, a diferença fundamental foi a presença de fábricas tectônicas antigas (**S_{n-1}**) nos **GN** (cap. 6).

Os **GN** são leucocráticos, cinza claros, finos a médios, texturalmente homogêneos ou em parte nebulíticos e flebiticos. Apresentam um bandamento metamórfico (**S_{n-1}//S_n**) contínuo (bandas quartzo-feldspáticas vs. biotíticas), com espessura milimétrica. Em zonas de cisalhamento e nos contatos com o **GDr_m** e com o granito Xinguara (correlacionado aos **GR**), formou-se um bandamento mais espesso, de origem tectônica. Este foi definido por intercalações de gnaisses cinza (**GN**), augen gnaisses graníticos róseos (**GR**), trondhjemitos (**THJ**), granodioritos (**GDr_m**) e pegmatitos graníticos, todos paralelizados pela forte deformação milonítica (**D_m**) (Figura 6.8.B).

4.2.4. "Greenstone Belt" Identidade

4.2.4.1. Metaultramáficas e Formação Ferrífera Bandada

a. *Metaultramáficas (UM)*

A sua maior área de ocorrência se encontra na porção SW do "greenstone", particularmente entre a LT-1600SE e a LT-2400SE. Exposições menores aparecem como megaenclaves em metadacitos (ptos. 58, 128, 328) e metabasaltos (pto. 144). Em geral, os afloramentos maiores não ultrapassam 150 m². Não se descarta a presença dessas rochas em outros locais, tais como a oeste da LT-2000NW ou sob as coberturas lateríticas do leste.

Texturalmente, são mais freqüentes os tipos granoblásticos, homogêneos, equigranulares, finos a médios, e os xistosos, nematoblásticos, ambos com tonalidade cinza esverdeada. Tremolita, clorita, talco e cromita, em proporções variadas, são reconhecidos macroscopicamente. Algumas fácies nematoblásticas, de cor verde, ricas em tremolita, possuem cristais aciculares de anfibólio, podendo atingir 4 cm de comprimento.

Em geral, as **UM** mostram-se bastante homogêneas, sem feições indicativas de derrames ultrabásicos, tais como zonas fraturadas e juntas poliedrais de topo, cumulados duníticos e porções de "spinifex" (PYKE *et al.*, 1973; ARNDT *et al.*, 1977; NISBET *et al.*, 1977; ARNDT, 1986). Em alguns casos (ptos. 463, 466), todavia, ocorrem arranjos semelhantes a almofadas, mas sem critérios claros de topo e base. Não ficou, portanto, bem esclarecido o modo de ocorrência dessa unidade, admitindo-se a sua extrusão como derrames precoces com respeito aos metabasaltos. Relíquias de bandamento primário (**S₀**) (prováveis contribuições tufáceas), constituem dobras intrafoliais **D_n**.

b. Formação Ferrífera Bandada (BIF)

Ocorre esporadicamente (ptos. 58, 128, 328) como lentes descontínuas em **UM**. São corpos tabulares, verticalizados, com espessura mínima de 50 cm. A nível de detalhe, os contatos com as **UM** são gradacionais, com intercalações de talco - clorita xistos, "metacherts" e níveis ferruginosos, passando a itabiritos.

Macroscopicamente, caracterizam-se por um bandamento primário contínuo (**S₀**), formado por bandas de 1 a 3 cm de espessura. No interior destas, definem-se laminações de composição similar (espessura < 1mm). Constituem-se de alternâncias de "metacherts", quartzito ferruginoso e níveis ricos em magnetita e hematita.

O modo de ocorrência e as dimensões das **BIF** são típicas de formações ferríferas tipo Algoma, associadas com "greenstones" arqueanos (GOODWIN, 1982).

4.2.4.2. Metabasaltos

a. Metabasaltos Maciços (BAS)

São os mais abundantes volumetricamente, constituindo derrames de mergulhos variados em valor e sentido, e com espessura mínima de cerca de 20 m.

São texturalmente homogêneos, afíricos, em parte variolíticos e sem orientação mineral. Apresentam granulação muito fina ou textura afanítica, ou são granoblásticos finos nas porções internas de derrames espessos, a exemplo de feições similares descritas por BERGH & TORSKE (1988). Em alguns afloramentos (pto. 506), encontraram-se feições semelhantes às texturas ocelares descritas por NISBET *et al.* (1977) em basaltos magnesianos do Zimbabwe.

Nas zonas de contato com metagranitóides, os **BAS** tornam-se granonematoblásticos ou nematoblásticos, comparativamente mais grossos, exibindo um bandamento metamórfico incipiente. Em zonas de cisalhamento, adquirem textura nematoblástica ou lepidoblástica, xistosa, ou com uma laminação milonítica proeminente. Fraturas de atitudes diversas, preenchidas por feldspatos e carbonatos, são freqüentes; contudo, não foi possível concluir sobre a natureza tectônica ou primária (disjunções poliedrais?) das mesmas.

Na estruturação dos derrames maciços, mereceu destaque o material interderrame ("interflow"), que controla a forma tabular das lavas. Correspondem a feições retilíneas, em geral subverticalizadas, de espessura inferior a 3 cm. Paralela ou perpendicularmente ao plano definido pelo material interderrame, podem ocorrer fendas poligonais centimétricas. Estas e os interderrames compõem-se essencialmente de clorita fina, sendo ambos homogêneos e geometricamente mais regulares que as interalmofadas.

Dentre os metabasaltos maciços, incluíram-se aqueles encontrados em lineamentos miloníticos, porém ainda sem controle efetivo no mapeamento. São metabasaltos finos a médios, não variolíticos, xistificados, formando a matriz milonítica de brechas vulcânicas (Figura 4.3.B) ou apófises (**BAS2**) em metabasaltos (**BAS1**) (Figura 4.3.A).

b. *Metabasaltos Almofadados (BASP)*

Compõem duas faixas principais direcionadas WNW-ESE, interpretadas no Anexo B1 como uma única unidade, repetida por dobramento. A sua abrangência foi extrapolada a partir dos pontos onde se verificou a presença dos mesmos no campo, admitindo-se níveis contínuos e condicionados, na geometria atual, ao "trend" do "greenstone".

A descontinuidade dos afloramentos não permitiu estimar conclusivamente sobre a espessura das camadas almofadadas, inferindo-se um mínimo de 12 m. As exposições variam de cerca de 5 a 100 m². Em geral, constituem blocos com altura máxima de 3 m, ou são arrasados.

Em princípio, admitiu-se a possibilidade dos derrames almofadados gradarem lateral e verticalmente para derrames maciços (DIMROTH *et al.*, 1985) ou comporem intercalações cíclicas acamadadas (WELLS *et al.*, 1979). Esta proposição foi corroborada em alguns locais onde se observou o contato direto de **BAS** com **BASP**, com indicação de topo normal para NE (Figura 4.10). Neste caso, os **BASP** sobrepõem-se aos **BAS**, ao contrário do observado por BARAGAR (1984) em "greenstones" do Canadá, onde as almofadas situam-se na base de derrames maciços.

As almofadas individuais têm dimensões e formas variadas (Figura 4.8.A). São centimétricas a métricas, de contornos internos arredondados e contatos bem definidos ou, ocasionalmente, com interligação entre almofadas vizinhas (Figura 4.8.B). A Figura 4.8.A mostra também uma almofada métrica (canto inferior esquerdo), originalmente mais possante, fragmentada em almofadas menores ainda interconectadas ao conjunto (MOORE & LOCKWOOD, 1978). Localmente, a ruptura da crosta externa permitiu reconhecer o sentido de escoamento de parte da lava (WELLS *et al.*, 1979) (Figura 4.8.B). A fragmentação praticamente "in situ" da extremidade da almofada gerou, por vezes, uma brechação parcial, onde pedaços rígidos da almofada foram envolvidos pela matriz xistosa mais dúctil do material interalmofada (Figura 4.9).

Tridimensionalmente, as almofadas são elipsoidais, alongadas no "trend" do "greenstone". Em cortes verticais N-S podem ser equidimensionais, interpretando-se como seções transversais de corpos tubulares ou cilindroidais (Figura 4.11). As almofadas estão sempre interligadas e entrelaçadas, não sendo vistos corpos na forma de sacos isolados, desgarrados da fonte, em acordo com derrames subaquáticos descritos na literatura (JONES, 1968; JOHNSTON, 1969; MacDONALD, 1972; MOORE, 1975; DIMROTH *et al.*, 1978). O pendúnculo em V (Figuras 4.10 e 4.11) e a concentração de variolas serviram como critérios de topo (JONES, 1968; MacDONALD, 1972; GÉLINAS *et al.*, 1976).

No interior das almofadas são freqüentes variolas preechidas por quartzo e/ou clorita. Possuem cor cinza clara, em oposição a cor verde escura da matriz basáltica. São elípticas, com dimensões variando de 1 a 3 mm quando preservadas, ou 6 a 10 mm quando estiradas pela deformação. Distribuem-se concentricamente (Figura 4.8.B) ou em agregados em partes da almofada. Fraturas aleatórias (Figura 4.8.B), às vezes radiais, preenchidas por quartzo e/ou plagioclásio, podem representar juntas de resfriamento da lava (MacDONALD, 1972; WELLS *et al.*, 1979) ou refletir a tectônica rúptil superimposta.

Observações detalhadas de almofadas com diâmetro superior a 1 m revelaram uma zonação concêntrica da periferia para o centro das mesmas, conforme segue: (i) borda interna (espessura até 5 cm) xistosa, sem variolas; (ii) zona com variolas intactas, alcançando cerca de 10 cm de espessura; (iii) faixa com 15 cm, contendo variolas orientadas, formando uma laminação paralela ao contorno da almofada; (iv) centro maciço, não variolítico. Esporadicamente, almofadas de diâmetro menor que 20 cm possuem variolas uniformemente distribuídas ou com tendência a enriquecimento no topo, ao contrário das almofadas maiores que 20 cm.

A variabilidade de formas, composição mais félsica e localização das variolas no interior das almofadas são características de metabasaltos arqueanos, sendo explicadas por resfriamento rápido de líquidos imiscíveis, um riolítico de baixo K (variola) e outro máfico (matriz) (GÉLINAS *et al.*, 1976).

O material interalmofadas ("selvage", "interpillow"), representando a crosta vítrea ao tempo da extrusão, encontra-se xistificado, amoldando-se ao contorno das almofadas (Figuras 4.8, 4.10 e 4.11). Compõe-se de plagioclásio, clorita, epidotos, quartzo, carbonatos e turmalina, os três últimos comumente em venulações. Esses minerais contrastam em tamanho e composição com aqueles identificados no interior das almofadas e nos derrames maciços, devendo representar contribuições vulcanoquímicas ("cherts" e carbonatos) e/ou interação das partes externas da lava com o ambiente subaquático.

4.2.4.3. Metadacitos (DAC)

Ocorrem principalmente na parte central do "greenstone", sob a forma de corpos alongados na direção E-W. Exposições menores apresentam-se como enxames de diques e soleiras subverticais, com 1 a 10 m de espessura. De ocorrência esporádica e sem representatividade em mapa, citam-se fragmentos subangulosos, milimétricos ou centimétricos, de **DAC** em brechas vulcânicas de matriz metabasáltica (Figura 4.3.B).

A sul da área (Faz. Nova Zelândia), os **DAC** compõem a matriz de brechas com fragmentos angulosos, de dimensões variadas, de metabasalto maciço (**BAS**), ou definem apófises irregulares (Figura 4.2.B).

Os **DAC** predominantes são hololeucocráticos, cinza, com textura média ou fina. Variam desde fácies maciças, afíricas (**DAC_m** na Figura 4.5) ou com poucos fenocristais (quartzo e plagioclásio) até fácies francamente porfíricas (Figura 4.12.A). Associados geograficamente a estes últimos, ocorrem tipos enriquecidos em máficos, caracterizados por abundantes nódulos (epidotos, clorita, biotita, opacos), de dimensões diversas, orientados na foliação milonítica (Figura 4.12.B). Contornos arredondados, contatos gradacionais e estrutura interna concordante com a da rocha hospedeira sugerem que estes nódulos são autólitos máficos e não fragmentos de brechas hidroclásticas (FISCHER & SCHMINCKE, 1984; HANSON, 1991).

Todas as fácies dos metadacitos transformam-se textural e estruturalmente quando afetadas por zonas de cisalhamento e nos contatos litológicos. Em locais menos deformados, os fenocristais de quartzo e plagioclásio são euédricos ou subédricos e sem orientação. Nas zonas mais deformadas, têm-se milonitos diversos, com freqüentes mobilizados quartzosos (Figura 4.12.A), resultando em blastomilonitos maciços e micaxistos. Diferentes estágios de deformação milonítica foram detectados em locais diversos (ptos. 32, 116, 210, 311) ou no mesmo afloramento (ptos. 173, 178). Cristais de pirita aparecem disseminados e estirados.

Os contatos claramente intrusivos (Figuras 4.2.A e B) e as texturas porfíricas a maciças dos **DAC** são sugestivos de sua natureza subvulcânica. Reforçaram tal hipótese a ausência de acamamento gradacional, de marcas onduladas e de feições de afundamento de blocos ou de cristais (estruturas tipo "sag"), caracterizando a inexistência ou importância menor de contribuições piroclásticas (PARSONS, 1969; MacDONALD, 1972; NIEM, 1977; FISCHER & SCHMINCKE, 1984; HEIKEN & WOHLETZ, 1985). Similarmente, a não identificação de texturas eutaxíticas, fragmentos de vidro ("glass shards") e de feições texturais de tufos soldados ("welded tuffs") descartaram a alternativa dos **DAC** serem derrames ignimbríticos (MacDONALD, 1972; FISCHER & SCHMINCKE, 1984; GLAZNER *et al.*, 1986). Assumiu-se, portanto, que os **DAC** correspondiam, originalmente, a domos félsicos hipabissais, com diques e soleiras associadas, que seccionaram a pilha vulcânica máfica - ultramáfica.

4.2.4.4. Metagabros (**GB**)

Ocorrem predominantemente na porção centro-oeste do "greenstone", entre a LT-4400SE e a LT-2000NW. Exposições menores encontraram-se como diques, soleiras e pequenos "stocks" nos metabasaltos ou como megaxenólitos em trondhjemitos. Um corpo expressivo, com espessura de 500 m, aflora entre a LT-800SE e a LT-1200SE, dispendo-se transversalmente ao "greenstone".

Texturalmente, os **GB** mostram variações de fácies granoblásticas grossas a finas (microgabróides), estas mais frequentes nas bordas dos corpos maiores. Onde melhor preservados da deformação, os **GB** são maciços ou contêm relíquias de acamamento magmático (Figura 4.13.A). Podem ter raros fenocristais de plagioclásio ou são porfiríticos / glomeroporfiríticos (Figura 4.13.B), estes com matriz equigranular fina. Os fenocristais de plagioclásio são subédricos, variavelmente estirados, alcançando 5 cm de comprimento. Notaram-se cristais milimétricos (1-5 mm) de anfibólio e pirita.

Nos contatos com metagranitóides, formaram-se nódulos elípticos de anfibólio com 2 a 3 cm de eixo maior. Em zonas miloníticas, apareceram tipos bandados ou laminados, granoblásticos ou lepidoblásticos, com bandas ricas em clorita +/- actinolita vs. carbonato + quartzo.

A ausência de estruturas acamadadas, níveis cromitíferos ou variações para peridotitos e/ou piroxenitos sugeriram que os **GB** não fazem parte de complexos máfico - ultramáficos diferenciados. Em função disto e da forma de ocorrência, eles foram interpretados como corpos hipabissais (soleiras, diques e pequenos "stocks"), de posicionamento intermediário (pós-UM e pacote principal de **BAS** e pré-DAC) ou tardio (pós-DAC) na estratigrafia do "greenstone".

4.2.5. Metagranitóides

4.2.5.1. Quartzo Dioritos (**QzD**)

Ocorrem no norte (ptos. 509, 510, 574), próximo ao contato sul do granodiorito Rio Maria (**GDrM**) com o "greenstone" (ptos. 356, 357, 376) e no SW da área (ptos. 161, 514, 583). Constituem megaenclaves, ora no **GDrM**, ora em trondhjemitos / tonalitos (**THJ**). Semelhanças texturais dos **QzD** com enclaves máficos tipo **E2** (vide a seguir) do **GDrM** sugeriram a cogeneticidade dos **QzD** com as fácies máficas precoces do **GDrM**. Todavia, em razão da falta

de critérios decisivos, optou-se por descrever os **QzD** em separado, bem como por correlacionar os corpos do norte e os do SW, apesar de sua cogeneticidade não ter sido demonstrada.

São rochas mesocráticas, verde escuras, faneríticas, equigranulares, médias ou grossas, em parte porfíricas (plagioclásio, anfibólio). O quartzo aparece em pequena proporção, servindo para diferenciar os **QzD** dos metagabros do "greenstone". Mostram-se sempre foliados, estruturalmente concordantes com o **GDr_m** e os **THJ**. Em zonas de cisalhamento, adotam um bandamento milonítico, marcado por alternâncias de plagioclásio + quartzo vs. anfibólio. Mobilizados milimétricos de quartzo e epidotos preenchem falhas e fraturas, ocasiões onde o plagioclásio torna-se avermelhado.

4.2.5.2. Granodiorito Rio Maria e Enclaves Máficos

a. *Granodiorito Rio Maria (GDr_m + GD_m)*

As associações litológicas que compõem o granodiorito Rio Maria (**GDr_m**) afloram no norte da área, em contato com o "greenstone", além de um megaenclave em **THJ** a sul (pto. 156). Os afloramentos apresentam-se em grupos de três a quinze blocos separados entre si, atingindo o conjunto uma superfície máxima de 250 m².

Predominam granodioritos leucocráticos semelhantes aos descritos na área tipo por MEDEIROS (1987), e aqui simbolizados por **GDr_m**, porém com variações subordinadas para fácies ricas em máficos (**GD_m**). Ambos, **GDr_m** e **GD_m**, possuem enclaves máficos por toda a área de abrangência dos granodioritos, o que os torna bem distintos de trondhjemitos / tonalitos (**THJ**) e leucogranitóides (**GR**).

Texturalmente, são rochas faneríticas, equigranulares, médias a grossas, ou inequigranulares seriadas a porfíricas, estas com fenocristais (≤ 2 cm) de plagioclásio e feldspato alcalino. Quartzo e plagioclásio são facilmente identificados. O primeiro é anédrico ou em barras contornando os feldspatos, ao passo que o segundo é tabular, euédrico ou subédrico,

invariavelmente saussuritizado, donde sua cor verde. O feldspato potássico diferencia-se do plagioclásio por sua cor cinza clara ou branca.

Em zonas de cisalhamento, as fácies supramencionadas perdem suas características originais. Quartzos e feldspatos são progressivamente estirados, enquanto aumentam clorita e epidotos. Os granodioritos mais grossos (**GDr_m**) transformam-se em augen gnaisses, enquanto as fácies máficas (**GD_m**) passam a filonitos diversos.

b. Enclaves Máficos

Possuem formas variadas e fábricas internas em geral concordantes com as das rochas hospedeiras (**GDr_m** ou **GD_m**). As cores são mais escuras do que as dos granodioritos e quartzos dioritos.

Distinguiram-se dois grupos principais:

- (i) Enclaves tipo 1 (**E1**) - Correspondem aos mais antigos e menos abundantes, observados como inclusões em **QzD** e enclaves **E2** (Figura 4.14.D). Têm dimensões centimétricas, textura equigranular fina, afírica, maciça (pto. 44) ou xistosa (ptos. 57, 125, 171, 206), e cor preta. Cristais milimétricos (<3 mm) de anfibólio e plagioclásio esverdeado, texturalmente semelhantes aos dos granodioritos, são raros.
- (ii) Enclaves tipo 2 (**E2**) - São mais freqüentes e volumetricamente mais importantes que os enclaves **E1**. Formam corpos decimétricos ou por vezes métricos, alongados, de contornos subarredondados. Os contatos com as hospedeiras podem ser gradativos (Figura 4.14.A), bruscos (Figuras 4.14.E e F) ou marcados por uma auréola mais fina. Apresentam textura fanerítica equigranular ou inequigranular média. Chamou a atenção a freqüência de fenocristais euédricos ou subédricos de plagioclásio esverdeado (saussuritizado), prismáticos alongados (5 a 15 mm de comprimento). Estes podem constituir agregados de cristais (Figuras 4.14.C e D) ou definir um alinhamento magmático (**S_j**) (Figura 4.14.F). O anfibólio, por vezes, é acicular, forma

concentrações máficas (Figura 4.14.B) ou acompanha a orientação do plagioclásio (Figura 4.14.B).

Os dados de campo indicaram que os enclaves **E1** e **E2** são precoces com respeito aos granodioritos, o que é atestado pelas relações de inclusão e por apófises destes. Os enclaves **E2** assemelham-se, texturalmente, aos quartzos dioritos (**QzD**), enquanto os **E1** parecem vulcânicos ou subvulcânicos. A princípio, admitiu-se a cogeneticidade entre os granodioritos e enclaves **E2**, que seriam, então, autólitos no sentido de DIDIER (1973). Os enclaves **E1** relacionam-se provavelmente aos metabasaltos do "greenstone", e, portanto, não teriam ligação genética com a hospedeira granodiorítica (seriam xenólitos). Outra possibilidade, não descartada, é a de que os enclaves **E1** sejam produto de cristalização de líquidos precoces associados ao magma granodiorítico, resfriados rapidamente (REID Jr. *et al.*, 1983) e, posteriormente, englobados pelo mesmo.

4.2.5.3. Trondhjemitos e Tonalitos (**THJ** + **mTHJ**)

Não foi possível separar estratigraficamente os trondhjemitos dos tonalitos na atual escala de trabalho, embora tenham sido reconhecidas áreas de predominância de um ou de outro. Os trondhjemitos estão melhor representados a sul e SE, ao passo que os tonalitos apareceram principalmente a leste da PA-150 (ptos. 181, 277, 288, 386).

Observaram-se ocorrências subordinadas de tonalitos máficos no domínio do granodiorito Rio Maria, próximo ao contato norte do "greenstone" (ptos. 17, 356, 357). No momento, é difícil saber se tais tonalitos fazem parte da série granodiorítica ou se estão geneticamente ligados aos trondhjemitos e tonalitos, embora no mapa geológico (Anexo B1) tenha sido feita a opção pela última hipótese.

Enclaves máficos são esporádicos nos tonalitos e praticamente ausentes nos trondhjemitos (excluindo xenólitos de metabasaltos; Figura 4.4), o que distinguiu nitidamente a associação trondhjemitico - tonalítica dos granodioritos.

Texturalmente, os trondhjemitos são hololeucocráticos a leucocráticos ($M < 10$), cinza claros, equigranulares médios ou ligeiramente inequigranulares, porfiríticos (fenocristais euédricos ou subédricos, milimétricos, de plagioclásio e quartzo cinza azulado). Apresentam-se ora isotrópicos, ora foliados. Os milonitos e ultramilonitos derivados são cinza esverdeados, finos, xistosos, bandados ou maciços. Contêm porfiroclastos de plagioclásio, epidotos e quartzo. Próximo a falhamentos, tornam-se abundantes os veios de quartzo, epidotos e clorita, e o feldspato adquire uma cor rósea.

Os tonalitos são cinza claros ou escuros, dependendo da proporção de minerais máficos (biotita, anfibólio). A textura é fanerítica, em geral equigranular média, sobressaindo-se o plagioclásio euédrico ou subédrico, tabular ($< 1,5$ cm), de cor branca ou cinza esverdeada. Fácies máficas inequigranulares e microtonalíticas (**mTHJ**), com fenocristais de quartzo cinza azulado, euédrico, plagioclásio e minerais máficos numa matriz escura (ptos. 377, 378) ocorrem associados aos granodioritos do norte da área. É possível, ainda, que os **mTHJ** correspondam a variedades enriquecidas em máficos dos **DAC**, hipótese reforçada pela proximidade dos mesmos no mapa geológico. Em falhas, zonas de cisalhamento e contatos com o "greenstone", ocorrem veios de epidotos, fraturas distensivas preenchidas por quartzo e epidotos, além de acentuada cloritização.

4.2.5.4. Leucogranitóides (**GR**)

a. Pequenos "Stocks"

Os exemplos mais expressivos foram mapeados no NW (entre a LT-4400NW e a LT-5200NW) e no SW. Podem destacar-se topograficamente (caso do NW) ou aflorarem como pequenos lajedos arrasados, com superfície inferior a $100-150 \text{ m}^2$. No SE, os contatos com trondhjemitos e tonalitos (**THJ**) são inferidos, mas aqueles com o "greenstone" decorrem por extensas zonas de cisalhamento.

São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, róseas ou cinza claras, com textura fanerítica equigranular média ou grossa, ou ligeiramente inequigranular. Compõem-se de quartzo, plagioclásio cinza esverdeado, feldspato potássico róseo claro e alguns máficos (biotita, clorita).

Modificações acentuadas ocorreram em zonas miloníticas e nos contatos com o "greenstone". Em tais locais, os **GR** transformaram-se em filonitos verdes, com forte estiramento de quartzo, muscovitização dos feldspatos e surgimento de pirita (exs. nos garimpos Sequeiro e Fofoca, no SE). Ultramilonitos róseos, maciços, podem ser confundidos com "metacherts" (pto. 18, no NW), embora os porfiroclastos de quartzo revelem a origem tectônica dos mesmos.

b. Diques e Soleiras

Referem-se a corpos menores, não mapeáveis na escala 1:25000. São diques e soleiras de mergulhos variados e espessuras diversas (13 cm a 4 m). Acompanham ou truncam as estruturas dos outros metagranitóides, exibindo, por vezes, fábricas miloníticas tipo **S-C** (Figura 4.7). Os diques mais espessos podem ter contatos difusos (reacionais?) com granodioritos (Figura 4.6.A), que se encontram como inclusões parcialmente digeridas e estruturalmente concordantes. Nesses diques, podem existir enclaves máficos finos, xistificados, idênticos àqueles dos granodioritos (Figuras 4.6 e 4.7).

As variedades identificadas são hololeucocráticas, equigranulares finas (pto. 57) ou faneríticas médias (ptos. 171, 277), com tipos leucocráticos (ricos em biotita) restritos (ptos. 264, 362, 428). Parte dos diques e soleiras são muito finos, quase afaníticos (pto. 481) ou inequigranulares, porfíricos (ptos. 57, 171). Estes possuem uma matriz equigranular fina a média, englobando fenocristais (≤ 2 cm) subédricos ou euédricos de feldspato potássico branco, estirados segundo a foliação milonítica (**S_m**).

Em casos isolados (pto. 362), os diques leucograníticos mostram um aumento de granulação nas suas partes centrais, tornando-se pegmatíticos (quartzo, feldspatos, turmalina).

Outras zonações primárias são registradas por transições de **GR** médio a **GR** fino e deste a biotita **GR** médio, do centro para a borda de diques e soleiras.

4.2.6. Veios de Quartzo

Ocorrem sempre associados às zonas de cisalhamento, predominando no interior do "greenstone" e nos metagranitóides do SE. São corpos tabulares, de espessuras entre 30 cm e 1,5 m e atitudes variadas, comumente formando enxames de veios encaixados em hospedeiras miloníticas máficas ou félsicas. Eventualmente, constatou-se o truncamento de estruturas miloníticas de veios pré- a sintectônicos por veios pós-tectônicos (pto. 464).

Tais veios exibem uma ampla diversidade textural, relacionada ao grau de penetrabilidade da deformação milonítica. Os tipos mais preservados são maciços, leitosos ou hialinos, com brilho vítreo (ptos. 28, 49, 51, 430). Podem conter pirita e galena euedrais, em bolsões ou concentradas em falhas e fraturas centimétricas. Os mais deformados (garimpos Sequeiro e Fofoca, no SE) são anisotrópicos, com porfiroclastos de quartzo fortemente estirados (5 a 15 cm de tamanho), contornados por uma foliação milonítica (quartzo granulado ou sacaroidal). O brilho agora é fosco, e a cor, cinza ou amarelada.

Os veios de quartzo hospedam as mineralizações auríferas presentes na área. Estas são exploradas na forma de garimpos, localizados nos lineamentos miloníticos. As amostras mais enriquecidas são as brechadas e fraturadas, com concentrações de sulfetos.

4.2.7. Diques Riolíticos e Diabásicos

4.2.7.1. Diques Riolíticos

Formam enxames, especialmente na parte central do "greenstone" (entre a LT-3000SE e a LT-6000SE), ocorrendo também como diques e soleiras nos metagranitóides.

Aparecem como corpos tabulares, de comprimento decamétrico ou hectométrico, e espessura de 10-15 m. São subverticais, não deformados, direcionados entre 100 e 120Az (raros são NE-SW), mergulhando para NE ou SW. Por serem resistentes ao intemperismo, destacaram-se topograficamente como cristas cerca de 1 a 3 m mais elevadas em relação ao relevo arrasado do "greenstone".

Texturalmente, distinguiram-se duas fácies principais. A mais freqüente varia de afanítica, afírica, cinza escura ou rósea, a fanerítica fina, com poucos fenocristais (quartzo e feldspato potássico menores que 4 mm). A outra fácies inclui espécies leucocráticas róseas, faneríticas, equigranulares médias ou inequigranulares porfiríticas (microgranitos). Nestes, destacam-se pórfiros (≤ 2 cm) de quartzo bipiramidal e feldspatos tabulares, isolados ou em agregados glomeroporfiríticos. Nas bordas de diques espessos, há porções afaníticas, devidas ao resfriamento mais rápido destes locais.

4.2.7.2. Diques Diabásicos

Foram encontrados apenas nos ptos. 247, 522 e 580, no domínio dos metagranitóides do sul. Afloram como diques tabulares, subverticais (N-S ou ESE-WNW), não deformados, com espessura média de 12 m. Apresentam cor preta, textura fanerítica equigranular média, sendo visíveis cristais milimétricos de anfibólio, piroxênio (alteração marrom), plagioclásio ripiforme e magnetita.

Os dados disponíveis sugerem a possibilidade de diabásios e riolitos serem contemporâneos. Aceitando-se esta premissa, poderia se pensar num magmatismo bimodal (máfico vs. félsico), embora não necessariamente cogenético. Na Finlândia, o estudo isotópico de diques semelhantes comprovou a coerência de idades, bem como a derivação a partir de magmas distintos (mantélicos vs. crustais) (HAAPALA & RÄMO, 1990; RÄMO & HAAPALA, 1991). A priori, esta seria uma hipótese aceitável para o caso em lide.

4.2.8. Coberturas Lateríticas e Alterações Supergênicas

4.2.8.1. Coberturas Lateríticas

Afloram principalmente a leste da PA-150, ou em exposições menores ao longo dos contatos norte e SW do "greenstone". Não são controladas por tipos litológicos, podendo sobrepor-se tanto às rochas do "greenstone" quanto aos metagranitóides e veios de quartzo. Entre a LT-8000SE e a LT-9600SE, ocorre um grande platô, destacando-se pelo relevo regular e cota comparativamente elevada. A espessura do pacote laterítico é irregular, variando de decimétrica nos blocos soltos a métrica nos platôs mais preservados. Superfícies de dissecação desintegraram as lateritas, conforme atestam o retrabalhamento, podzolização (produção de solo arenoso, marrom escuro) e geração de paleopavimentos ("stonelayers") contendo abundantes fragmentos de quartzo anguloso, metabasalto alterado e da própria laterita.

Macroscopicamente, as lateritas são em geral maciças, homogêneas, de cores marrom escura, avermelhada ou marrom amarelada. Variam para fácies conglomeráticas, com acamamento gradacional grosseiro, contendo fragmentos angulosos a subarredondados, mal selecionados, de quartzo e metabasalto. As lateritas maciças e a matriz das conglomeráticas compõem-se de pisólitos esféricos ou subesféricos (1 a 6 mm de diâmetro), com estruturação interna concêntrica, cor preta e brilho fosco, interligados por cimento de hidróxidos de ferro.

Já as lateritas retrabalhadas são porosas ou pulverulentas, em decorrência de desagregação mecânica e química do arcabouço pisolítico. As cores agora são amareladas ou esbranquiçadas (bauxitas aluminosas?) e as densidades, bem menores. Resultam, então, rochas friáveis, com abundantes poros cilíndricos e canalículos, revestidos por nova geração de hidróxidos de ferro e preenchidos por raízes de plantas e material síltico - argiloso.

4.2.8.2. Alterações Supergênicas

Aqui foram incluídos os produtos de alteração supergênica ou intempérica prévios, sincrônicos ou posteriores a implantação das coberturas lateríticas. Provêm de modificações químicas e físicas induzidas pelo clima tropical úmido da região amazônica.

As rochas máficas / ultramáficas e formações ferríferas são as mais afetadas. As félsicas, mesmo se desagregadas mecanicamente, são quimicamente mais resistentes. Nas zonas de cisalhamento, foram particularmente modificados os blastomilonitos filoníticos, tanto máficos quanto félsicos.

Os produtos típicos de alteração são saprólitos e solos de cores variegadas. No caso de metaultramáficas, os saprólitos são sedosos, marrom amarelados e os solos, argilosos. As formações ferríferas não desenvolveram saprólitos, porém adquiriram um aspecto pulverulento em função da oxidação e lixiviação dos óxidos de ferro.

A alteração de metabasaltos e metagabros formou solos argilosos e saprólitos sedosos, de coloração vermelha ou roxa e densidade menor que a da rocha original. Conforme o caso, o contorno das almofadas é discernível pela exfoliação tipo casca de cebola.

Os solos sobre rochas félsicas (metadacitos e metagranitóides) e quartzo dioritos são cinza, amarelo claros ou marrom claros (quartzo dioritos), de granulação silte. Em particular, os saprólitos derivados de metadacitos são amarelados, brancos ou cinza arroxeados, de fácil desintegração. Nestes, distinguiram-se cristais de quartzo bipiramidal com 1 a 5 mm de tamanho.

4.3. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

4.3.1. Aspectos Gerais

A área em foco representa um bloco crustal estabilizado ao final do Arqueano. Diversas características aqui descritas são semelhantes às encontradas em outros terrenos no mundo (CONDIE, 1981, caps. 1 e 2; AYRES & THURSTON, 1985; WINDLEY, 1986, cap. 3), citando-se:

- (i) grande volume de rochas máficas (basaltos, gabros), predominando sobre tipos ultramáficos e félsicos;
- (ii) vulcanismo basáltico precedente ao dacítico, com o ultramáfico posicionado na base;
- (iii) associações diversas de metagranitóides mais jovens que o "greenstone";
- (iv) dificuldade em definir o embasamento siálico.

Bem posteriores e claramente discordantes do conjunto gnaises + granitóides + "greenstone", têm-se enxames de diques félsicos a máficos do final do Paleoproterozóico e lateritas do Terciário.

4.3.2. A Questão do Embasamento

O reconhecimento da existência e da natureza continental (ANHAEUSSER *et al.*, 1969; HUNTER, 1974a; KRÖNER, 1982, 1985; NISBET, 1987) ou oceânica (GLIKSON, 1972, 1976) do embasamento é um dos problemas clássicos no estudo de terrenos arqueanos, particularmente naqueles mais antigos que 2900 Ma (CONDIE, 1981, cap. 1; NISBET, 1987, cap. 3). Na ausência de dados geocronológicos conclusivos e de contatos diretos ou através de conglomerados basais, as relações estratigráficas são sempre discutíveis. E o "greenstone" identidade não foge a essa regra.

Assim, usaram-se argumentos estruturais e fábricas tectônicas mais antigas nos ortognaisses do norte da área para definir o embasamento continental do "greenstone" e dos metagranitóides. A nível regional, ortognaisses semelhantes (tonalito Arco Verde; ALTHOFF *et al.*, 1994), aflorantes em Vila Marajoara (SSW de Rio Maria) são truncados por soleiras e diques de metavulcânicas. Tais rochas foram correlacionadas estruturalmente a metabasaltos e metadacitos dos "greenstones" do SE do Pará (SOUZA *et al.*, 1990), embora não se elimine a hipótese de pelo menos os tipos félsicos serem produtos de cristalização de líquidos tardios ligados ao tonalito Arco Verde (R. Dall'Agnol, com. escrita).

Um critério indireto refere-se a presença de metassedimentos clásticos (grauvacas e siltitos) na base do Grupo Lagoa Seca, a SE do "greenstone" Identidade. Apesar de poder haver uma fonte félsica para as metagrauvacas (DALL'AGNOL *et al.*, 1985), o fato destes metassedimentos serem intrudidos por diques metadacíticos (DOCEGEO, 1988; HUHN *et al.*, 1988) eliminou tais rochas como fontes daqueles. Restaram, portanto, os terrenos gnáissicos como supridores dos sedimentos do Grupo Lagoa Seca. Efetivamente, zircões detríticos de metagrauvacas na área Lagoa Seca forneceram uma idade U/Pb idêntica a de gnaisses da região de Marajoara (*ca.* 2,96 Ga, MACAMBIRA, 1992). Zircões reliquiares (*ca.* 3,2 Ga), encontrados no granito Musa (MACHADO *et al.*, 1991) e em quartzitos do Grupo Rio Fresco na Serra das Andorinhas (MACAMBIRA, 1992; MACAMBIRA & LANCELOT, 1992) indicaram a existência de núcleos gnáissicos mais antigos, ainda não cartografados.

4.3.3. O "Greenstone Belt" Identidade

As formas e modos de ocorrência dos derrames basálticos nesse "greenstone" levaram a considerá-los como extrusões subaquáticas (MOORE, 1975; DIMROTH *et al.*, 1978; WELLS *et al.*, 1979). A ausência (ou raridade, caso existam) de aglomerados, almofadas desgarradas, conglomerados e rochas vulcanoclásticas ("in situ" ou seus equivalentes ressedimentados) são sugestivos da falta de relevo positivo, prevalência de taxa elevada de

vulcanismo não explosivo e extrusões em ambiente subaquático de baixa energia (LAJOIE, 1984; WALKER, 1984; BLACKBURN *et al.*, 1985). Interpretou-se que as extrusões ocorreram em planícies submarinas, com as almofadas basálticas representando fácies distais com respeito aos centros vulcânicos (DIMROTH *et al.*, 1978, 1985; AYRES & THURSTON, 1985). A lâmina d'água sobre este material deve ter sido menor que 2 km, permitindo a formação e preservação de texturas variolíticas nos metabasaltos (MOORE & SCHILLING, 1973).

Metagabros e metadacitos foram admitidos como corpos hipabissais, intrusivos na seqüência máfica - ultramáfica. Uma implicação é que nenhum dos dois chegou a se expor, impedindo o seu retrabalhamento tanto subaéreo como subaquático (BLACKBURN *et al.*, 1985; OJAKANGAS, 1985). Isto explicaria a aparente ausência de sedimentos clásticos, vulcanogênicos, no "greenstone".

A estabilidade tectônica, inferida pelas considerações precedentes, favoreceu a precipitação da fácies óxido de formações ferríferas tipo Algoma. A marcante continuidade do bandamento, a ausência de contribuições clásticas e a associação com rochas vulcânicas (fontes de Si e Fe) são condições observadas em plataforma rasa, em borda de bacias tectonicamente calmas (GOODWIN, 1982), ou em áreas protegidas de regiões instáveis (NISBET, 1987).

Analisando-se o conjunto de "greenstones" da região de Rio Maria, notou-se que as áreas Identidade, Babaçu e, talvez, Serrinha, compõem-se essencialmente de rochas metavulcânicas. Por outro lado, Pedra Preta e Lagoa Seca contêm importante registro clástico - pelítico (CORDEIRO & SAUERESSIG, 1980; CORDEIRO, 1982; CORDEIRO *et al.*, 1984). Isto sugere variações paleogeográficas no vulcanismo e na sedimentação, devidas a contrastes no paleorrelevo do substrato dos "greenstones", ou, então, os sedimentos corresponderiam aos "greenstones" secundários no sentido de GLIKSON (1976).

Considerando apenas os termos litológicos, pode-se estabelecer correlações desses "greenstones" com os exemplos clássicos da literatura (CONDIE, 1981, caps. 1 e 2; NISBET, 1987, cap. 3). Deste modo, Identidade e Serrinha compararam-se às seqüências Bulawayan (*ca.* 2,7 Ga; Zimbabwe) e ao Grupo Onverwacht (*ca.* 3,5 Ga; Barberton), com Pedra Preta e Lagoa

Seca equiparando-se às seqüências Belingwean (*ca.* 2,7 Ga; Zimbabwe) e aos grupos Fig Tree e Modies (*ca.* 3,5 Ga; Barberton).

4.3.4. Metagranitóides

Compõem-se de quatro gerações, divididas em termos estratigráficos e litológicos, da mais antiga para a mais jovem, em: quartzo dioritos (**QzD**), granodioritos (**GDr_m**), trondhjemitos / tonalitos (**THJ**) e leucogranitóides (**GR**). Em função do modo de ocorrência (efeitos de contato e/ou xenólitos de rochas do "greenstone"), as metaplutônicas corresponderiam aos granitóides jovens de nível crustal elevado na acepção de NISBET (1987). Em escala regional, os metagranitóides formam batólitos, com as manchas de "greenstones" representando megaenclaves (GLIKSON, 1984).

QzD e **GDr_m** caracterizaram-se pela semelhança textural e abundância de enclaves máficos. Aumenta a freqüência destes enclaves e sua orientação torna-se proeminente nos contatos com o "greenstone", existindo a possibilidade de intergitação e mistura de enclaves máficos cogenéticos (autólitos) aos **QzD** e **GDr_m** e xenólitos de metabásicas do "greenstone" (GLIKSON, 1984). O grande volume de **QzD** e enclaves máficos associados com granodioritos é um aspecto ímpar da área em foco (MEDEIROS, 1987), encontrando-se um caso semelhante apenas na Finlândia (QUERRÉ, 1985).

Os **THJ**, em particular as fácies hololeucocráticas e leucocráticas, assemelham-se texturalmente aos metadacitos do "greenstone". Assim, além de formarem, juntamente com os granodioritos, a clássica associação *TTG* (Trondhjemito - Tonalito - Granodiorito) arqueana (JAHN *et al.*, 1981; MARTIN, 1985, 1986, 1987), é possível que os **THJ** e as metavulcânicas definam um magmatismo bimodal félsico (trondhjemítico / tonalítico - dacítico / riolítico) vs. máfico (basáltico / andesítico - gabróico) (BARKER & PETERMAN, 1974; BARKER & ARTH, 1976; THURSTON *et al.*, 1985).

Os **GR** são tardios com respeito a **QzD**, **GDr_m** e **THJ** e correlacionados aos granitos potássicos pós-*TTG* (CONDIE, 1981, cap. 5; QUERRÉ, 1985; MARTIN, 1987). Embora truncando o **GDr_m**, a continuidade de estruturas miloníticas deste com os **GR** e contatos em parte difusos de enclaves granodioríticos, sugeriram um pequeno intervalo de tempo entre a colocação do **GDr_m** (ainda quente) e a intrusão sin-milonítica dos **GR**. Efetivamente, isto foi confirmado por dados U/Pb e Pb/Pb (MACAMBIRA, 1992; RODRIGUES *et al.*, 1992; LAFON *et al.*, 1994). Os enclaves máficos com textura fina a média, presentes nos leucogranitóides revelam que ainda havia magma básico em profundidade quando foi gerado o magma granítico.

5. PETROGRAFIA E TEXTURAS

5.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo descreve as texturas e composições modais, com ênfase nas litologias do "greenstone". Ao final de cada seção, discutem-se a origem e as implicações das texturas e de relações entre minerais.

As descrições petrográficas e texturais basearam-se em livros clássicos da literatura (WINCHEL, 1951; ROUBAULT, 1982; MacKENZIE *et al.*, 1982; DEER *et al.*, 1983). Determinações de ângulos de extinção e de ângulos óticos de minerais máficos, bem como da composição do plagioclásio (método Michel - Lévy - seções perpendiculares a (010)), foram feitas através de platina universal.

Nas análises modais, usou-se um contador de pontos automático Swift, modelo F. A orientação de cortes foi aleatória nas amostras isotrópicas. Nas rochas anisotrópicas, fizeram-se seções ortogonais à superfície estrutural (foliação, xistosidade, bandamento) e oblíqua à linha de maior mergulho ou à lineação tectônica. Para o caso de litologias porfiríticas com matriz muito fina (caso de diques riolíticos e alguns metadacitos), procedeu-se a contagem, em separado, da matriz e dos fenocristais.

O ordenamento do texto seguiu a estratigrafia proposta no capítulo anterior. As lâminas e seções polidas citadas no decorrer do trabalho possuem numeração coincidente com as dos respectivos pontos de campo (Anexos B2 e B3).

5.2. ORTOGNAISSES (GN)

5.2.1. Descrição Petrográfica e Textural

São referidas as lâminas delgadas XN4Z e XN4Y. A primeira corresponde a um ortogneisse cinza, fino, dominante na área, enquanto a segunda ilustra um ortogneisse bandado. As composições modais (Tabela 5.1) são, respectivamente, tonalítica e granodiorítica. Os minerais essenciais são quartzo e plagioclásio, acompanhados de K-feldspato nos granodioritos. Como acessórios e/ou secundários, citam-se epidotos, titanita, clorita, muscovita, opacos, apatita e zircão, sendo a biotita varietal.

As texturas variam de inequigranulares médias, com orientação dos máficos nos tonalitos, a microbandadas (alternâncias quartzo-feldspáticas vs. biotíticas) nos granodioritos. Tais estruturas correspondem a fábrica S_n , que trunca obliquamente uma orientação prévia (biotitas, S_{n-1}) e é afetada por bandas de deformação e estiramento de quartzo (S_m).

O plagioclásio (An₂₀₋₂₅; $2V_x=80-82$) é anédrico ou subédrico, tabular, com tamanhos variados (<4,5 mm). Os cristais maiores estão recristalizados nas bordas, formando texturas em mosaico poligonal. Nos granodioritos, observou-se maior frequência de mirmequitas nos contatos com K-feldspato. Em geral, o plagioclásio está bem preservado ou apenas ligeiramente alterado para sericita, grânulos de epidotos e pontuações escuras (minerais opacos e argilosos).

O quartzo (0,1 a 2,5 mm) é tipicamente intersticial, ou compõe agregados com textura poligonal ou interdigitada. A extinção ondulante é comum no quartzo estirado, mas ausente nos grãos ameboidais inclusos no plagioclásio ou naqueles associados às mirmequitas.

O K-feldspato caracterizou-se pela textura pertítica e hábito intersticial ou porfiroblástico, neste caso englobando plagioclásio e quartzo.

A biotita é lamelar (0,2 a 1,2 mm), amarelo clara (X) a amarelo escura (Z). Tem extinção ondulante e encontra-se em parte recristalizada, nas bordas, para lamelas mais finas.

Freqüentemente, transforma-se em uma mistura de opacos, epídotos, muscovita, clorita e grânulos de titanita. Além das lamelas alinhadas (S_{n-1} , S_n), ocorrem agregados de biotita formando mantos sobre os grãos de plagioclásio.

Dentre outros minerais, citam-se mica branca fina e epídotos (amarelo pálido ou incolor, subédrico a anédrico), associados à alteração de plagioclásio e biotita. Raros grãos de zircão aparecem no interior da biotita, gerando auréolas pleocróicas.

5.2.2. Discussão

A intensa recristalização metamórfica impressa nos ortognaisses dificultou o reconhecimento de texturas primárias. Porém, o caráter granoblástico ligeiramente inequigranular e os cristais maiores de plagioclásio sugeriram antigas texturas microporfíricas. Os acessórios apatita e zircão, que ocorrem como inclusões em plagioclásio e biotita, representariam fases precoces na cristalização magmática. À título de comparação, as texturas e minerais encontrados são semelhantes às de terrenos gnáissicos arqueanos da Finlândia (MARTIN, 1985, 1987). Com base nessas evidências e na ausência de associações típicas de paragnaisses, considerou-se que tais rochas sejam ortoderivadas.

5.3. "GREENSTONE BELT"

5.3.1. Metaultramáficas e Formações Ferríferas Bandadas

5.3.1.1. Descrição Petrográfica e Textural

a. *Metaultramáficas (UM)*

Texturalmente, distinguiram-se quatro variedades: (1) rochas nematoblásticas, com orientação mineral incipiente (144; 145); (2) rochas nematoblásticas, com forte alinhamento de anfibólio (516, seções YZ e XZ); (3) rochas nematoblásticas, com crenulação penetrativa (148A); (4) rochas lepidoblásticas, blastomiloníticas, com xistosidade ou bandamento milonítico (S_m) e dissolução por pressão em planos axiais de crenulações (66; 77A, seções YZ e XZ; 336).

As composições modais representativas dessas variedades encontram-se na Tabela 5.2. Verificou-se uma correlação direta entre os diferentes tipos petrográficos e texturais com a intensidade da deformação milonítica (D_m). Como exemplo, em blastomilonitos (77A; 336) tem-se o acentuado aumento de clorita e talco em detrimento do anfibólio.

Em função de suas propriedades óticas (incolor; $2V_x=76-88$; $Z^c=15-17$; partição transversal), e difração de raios-X, o anfibólio foi identificado como tremolita. As seções basais (0,1-0,9 mm) são euédricas, comumente esqueléticas ou ocas. Já as faces longitudinais são colunares, prismáticas alongadas ou aciculares (Figura 5.1), com tamanhos de 0,7 a 11,4 mm (razões comprimento/largura de 4,5 a 13). Em cortes XZ (516), o anfibólio mostra uma orientação proeminente (Figura 5.1), mesmo nas amostras menos deformadas, sugerindo ser esta uma estrutura primária (S_0 modificado). Notou-se a fragmentação e boudinagem incipiente nos cristais paralelos à lineação X; prismas orientados aleatoriamente no plano S_0 estão pouco deformados.

As formas e texturas dos anfibólios e suas relações com a matriz talco / clorítica mais fina (Figura 5.1) foram interpretadas como fantasmas de texturas "spinifex". As correlações

seriam com "spinifex" de piroxênio colunar (NISBET *et al.*, 1977), olivinas em arranjos paralelos, em "chévron" ou aleatórios, ou olivinas esqueléticas, desorientadas, imersas em uma matriz de clinopiroxênio e material desvitrificado (PYKE *et al.*, 1973; DONALDSON, 1982; ARNDT, 1986)

Clorita e talco ocorrem intimamente associados ou isolados. Compõem uma espécie de matriz entre os cristais de tremolita, sendo mais abundantes nas variedades miloníticas. A clorita é verde pálida (ou amarela, quando oxidada), lamelar ou fibrosa, menor que 0,02 mm, acompanhando superfícies crenuladas (clorita₁) ou o plano axial de crenulações (clorita₂). O talco é lamelar ou esquelético, ocorrendo ao longo de clivagens, entre "boudins" e em bordas de tremolita.

Os minerais opacos estão disseminados na matriz talco / clorítica ou, mais raramente, inclusos na tremolita. São anédricos ou subédricos, quadráticos ou prismáticos curtos (0,01-0,4 mm), via de regra orientados na foliação milonítica (**S_m**). Podem ser esqueléticos, dendríticos, granulares, intersticiais ou porfiroblásticos, os dois últimos associados a fraturas ou entre "boudins" de anfibólio.

Os carbonatos são raros, apresentando-se ora em filonetes nos flancos de crenulações, ora em mosaicos poligonais sem orientação preferencial. Os hidróxidos de ferro provêm da alteração dos opacos e seguem planos de fratura ou xistosidade.

b. Formação Ferrífera Bandada (BIF)

Estudaram-se duas lâminas, uma delgada e outra polida, respectivamente das amostras 58A e 58F, localizadas no contato de **BIF** com metaultramáfica filonítica.

A mineralogia essencial consta de quartzo e óxidos de ferro, sendo o anfibólio varietal e os hidróxidos de ferro secundários. A textura é granoblástica. Observou-se um bandamento proeminente (**S₀//S_m**), marcado por níveis contínuos, de espessura variada (0,3-1,6 mm), ricos seja em quartzo fino ("metachert"?), seja em óxidos de ferro (itabirito), com freqüentes

termos intermediários (quartzito ferruginoso). Nas bandas ricas em quartzo, têm-se quartzo (78,8-68%), opacos (19,7-13%), anfibólio (9-2%) e hidróxidos de ferro (5,7-1,7%). Nas bandas ferruginosas, têm-se opacos (74,1-68%), quartzo (25,2-19,1%), anfibólio (5-3,6%) e hidróxidos de ferro (2,2-1,3%).

O quartzo (<0,2 mm) é euédrico ou subédrico, com alguns tipos de extinção homogênea definindo mosaicos poligonais e outros bastante estirados, com extinção ondulante. Os óxidos de ferro (magnetita > hematita) são usualmente anédricos, equidimensionais ou tabulares (<0,4 mm), orientados em S_0/S_m ; em parte, foram remobilizados em fraturas e bandas de cisalhamento, onde foi mais acentuada a oxidação.

O anfibólio está alterado para um material translúcido avermelhado (hidróxido de ferro?), sendo reconhecido pela forma das seções basais. Em raros cristais preservados, as propriedades óticas ($2V_x=80$; $Z_{\Delta C}=17$; Z=verde pálido, X=incolor; birrefringência baixa) coincidem com as da série actinolita - tremolita. O hábito é acicular, com terminações serrilhadas ou pontiagudas, arestas retilíneas e tamanho entre 0,2 e 1 mm.

5.3.1.2. Discussão

Em função de amostragem deficiente e da intensidade dos processos de alteração pós-cristalização e metamorfismo, modificando completamente a mineralogia original, não foi possível fazer uma comparação adequada com perfis komatiíticos típicos (PYKE *et al.*, 1973; ARNDT *et al.*, 1977; ARNDT, 1986), ainda que parte das texturas tenha sido reconhecida nos tipos menos milonitizados (NISBET *et al.*, 1977; JAHN & SCHRANK, 1983; PURVIS, 1984; ARNDT *et al.*, 1989).

As amostras disponíveis permitiram, contudo, identificar várias formas de texturas "spinifex" (paralelas, triangulares, em "chévron", dendríticas, esqueléticas), sugerindo a sua correlação com aquelas de zonas estratigraficamente intermediárias de derrames komatiíticos (A_2 = "spinifex" aleatório, fino; A_3 = "spinifex" aleatório, grosso) (ARNDT *et al.*, 1977, 1979).

Aceitando-se essa premissa, é possível que existam também, na área estudada, as zonas de topo (A_1 = brechas) e inferiores (B_1 a B_4 = cumulados duníticos orientados ou aleatórios) (ARNDT *et al.*, 1977).

As texturas "spinifex" indicam resfriamento rápido a partir de líquidos ricos em magnésio (PYKE *et al.*, 1973; DONALDSON, 1976; ARNDT *et al.*, 1977; NISBETT *et al.*, 1977). Em recente revisão, HILL *et al.* (1990) listaram as seguintes interpretações para as texturas de komatiitos: (i) "spinifex" finos - alta taxa de resfriamento; (ii) "spinifex" grossos - taxa de resfriamento moderada; (iii) cumulados duníticos - baixa taxa de resfriamento, com manutenção de temperaturas abaixo do "liquidus" e permanência de um regime dinâmico com rápida turbulência da lava.

Os minerais das metaultramáficas representam paragêneses metamórficas e não magmáticas, a exemplo de komatiitos de outros "greenstone belts" (DONALDSON, 1982; JOLLY, 1982; HILL *et al.*, 1990). A associação de tremolita, clorita, talco, opacos (relictos de cromita?) e raro carbonato é similar a de tremolita komatiitos contendo entre 18 e 30% de MgO (base anidra) da Finlândia (AUVRAY *et al.*, 1982; BLAIS, 1989). Como ambos, olivina e clinopiroxênio, podem transformar-se em associações de tremolita, clorita, talco, serpentina e magnetita (NISBETT *et al.*, 1977), não foi possível definir as fases magmáticas primárias.

A íntima associação de formações ferríferas (**BIF**) com a metaultramáficas (**UM**) reflete-se na presença de cristais aciculares de anfibólio nas **BIF**. Segue-se que o bandamento composicional (**S₀**) das **BIFs**, atualmente recristalizado, representa a deposição química cíclica de sílica vs. óxidos de ferro, com o eventual aporte (clástico?) de anfibólio da pilha metaultramáfica. A delicada textura do anfibólio e a regularidade e caráter essencialmente químico de **S₀** mostram que a sedimentação das **BIFs** deu-se em ambiente bastante protegido, tal como em lagunas (NISBETT, 1987).

5.3.2. Metabasaltos

5.3.2.1. Descrição Petrográfica e Textural

a. *Metabasaltos Maciços (BAS)*

a.1. Tipos Finos

São representados pelas amostras 4E, 9, 32A, 34A, 35A, 95, 122B, 168, 174, 189, 271, 478 e 553B. Correspondem a rochas maciças, não porfíricas, isotrópicas, finas ou muito finas, exibindo relíquias de texturas intersetal, intergranular, ofítica, hialofítica e/ou pilotaxítica (MacKENZIE *et al.*, 1982, p. 34-42).

Nas fácies muito finas, de tonalidade cinza escura sob nicóis paralelos, tem-se uma matriz de epídotos e anfibólio, resultante de recristalização incipiente de texturas intersetais ou vítreas (Figura 5.2.A). Distinguiram-se micrólitos (0,1-0,7 mm) sem orientação de plagioclásio, alterados para grânulos de epídoto.

Nas amostras mais deformadas e recristalizadas (9, 32A, 34A, 95, 122B, 168, 174, 478), determinaram-se facilmente as propriedades óticas de anfibólio, epídotos e clorita. Em alguns casos (9, 174, 553B), ocorrem agregados monocristalinos ou policristalinos contendo anfibólio \pm pistacita \pm opacos \pm titanita \pm plagioclásio \pm quartzo. São arredondados ou elípticos, com os citados minerais tendo hábito subédrico ou anédrico ou, por vezes, radial. Podem representar fantasmas de fenocristais (clinopiroxênio? olivina?) ou, mais provavelmente, de texturas variolíticas.

Um caso particular refere-se a metabasaltos finos encontrados ao longo de zonas miloníticas, onde foram definidos os metabasaltos **BAS1** e **BAS2** (cap. 4). Em amostras laminadas no contato de **BAS1** com **BAS2** (243B₁, 389D), notaram-se diferenças significativas entre os mesmos (Figura 5.2.B). Em primeiro lugar, existe um contato brusco, delineado por filmes de

material ferruginoso. Em segundo lugar, enquanto o **BAS1** é homogêneo, afírico e isotrópico, o **BAS2** possui uma matriz milonítica, em parte variolítica, que engloba fragmentos líticos (metadacito e **BAS1**) e de cristais (plagioclásio e quartzo). Mobilizados de quartzo e veios de pseudotaquilito truncam a foliação milonítica (S_m) e o contato de **BAS1** com **BAS2**.

Os parágrafos seguintes fornecem uma descrição dos minerais dos metabasaltos finos. As composições modais estão na Tabela 5.3.

O plagioclásio é tabular fino ou ripiforme, com macla simples e contornos irregulares, comumente transformado para plagioclásio mais sódico e epidotos. Em geral, é difícil encontrar uma seção adequada para a determinação do teor em anortita. Alguns cristais tabulares, aparentemente recristalizados a partir de tipos magmáticos prévios, forneceram um valor mínimo de An28. É provável, por outro lado, que bordas irregulares, neoformadas em torno dos grãos tabulares, sejam mais sódicas. Em fraturas, recristalizou para um plagioclásio tabular, subédrico, não alterado. Tipos microlíticos, dispostos aleatoriamente, sugerem texturas de resfriamento rápido (BRYAN, 1972; GÉLINAS & BROOKS, 1974).

O anfibólio tem propriedades óticas sugestivas de um tipo intermediário entre actinolita e hornblenda ($2V_x=62-67$; $Z^c=12-15$; Z =verde azulado ou verde pálido, X =amarelo pálido ou incolor). É geralmente anédrico, prismático fino ou fibroso, medindo entre 0,1 e 0,8 mm. Os grãos menores que 0,2 mm podem ser confundidos com epidotos de mesmas dimensões, com os quais o anfibólio está associado.

Dentre os epidotos, predomina a pistacita ($2V_x=80$; $Z^c=40$; amarela ou incolor), de hábito anédrico ou subédrico, prismático (0,1-0,3 mm), por vezes com macla simples. A pistacita é mais freqüente em fraturas, onde forma cristais euédricos. A clinzoisita também é comum; tem hábito semelhante ao da pistacita, da qual se distinguiu por ser biaxial positiva e ter menor ângulo de extinção ($Z^c=12$).

A titanita é cinza, muito fina, granular ou porfiroblástica ($\pm 0,3$ mm), euédrica, quando próxima a zonas de fraturas e de cisalhamentos; é comum a sua associação com epidotos. Os opacos ocorrem disseminados em fraturas e em nódulos de epidotos (variolas?); são subédricos

ou anédricos, quadráticos ou esqueléticos (0,08-0,2 mm), e parcialmente alterados para leucoxênio.

O quartzo é intersticial, anédrico ou subédrico, presente entre os grãos de anfibólio, epidotos e plagioclásio; em fraturas é euédrico, definindo texturas poligonais. A clorita é verde clara, anédrica, com cor de interferência violácea, relacionada à alteração do anfibólio e/ou associada aos epidotos; é mais comum em fraturas e zonas cisalhadas. O rutilo é muito raro, tendo forma triangular ou quadrática (<0,05 mm) e cor marrom avermelhada, aparentando ligação com opacos.

a.2. "Hornfels" e Metabasaltos Médios a Grossos

Correspondem a metabasaltos coletados próximos aos contatos ou como xenólitos nos metagranitóides, em particular em granodioritos e trondhjemitos (56B, 57A, 57C, 57G, 57H, 265, 265B, NZ-1). No interior do "greenstone", também encontraram-se metabasaltos médios ou grossos como megaenclaves em metadacitos (391) e nas partes centrais de derrames basálticos maciços (541, 546). Em função de similaridades petrográficas e texturais, optou-se por descrevê-los conjuntamente, sendo apresentadas na Tabela 5.3 as composições modais dos tipos mais representativos.

As rochas em lide distinguiram-se dos metabasaltos finos por terem porfiroblastos de anfibólio com inclusões de plagioclásio ripiforme epidotizado, interpretados como relíquias de textura ofítica / subofítica, espalhados em uma matriz mais fina. Apresentam texturas nematopoiquiloblásticas a granonematoblásticas. Amostras com orientação de ripas de plagioclásio e anfibólio, recristalizados estaticamente, sugerem a presença prévia de texturas traquitóides (NZ-1). Alguns xenólitos basálticos em granodioritos (265, 265B) são granonematoblásticos, ricos em biotita, caracterizando uma maior interação com a hospedeira granodiorítica.

O anfíbólio (hornblenda actinolítica; $2V_x=66-86$; $Z^c=18-20$; Z=verde amarelado ou verde cáqui, X=verde pálido) ocorre como cristais prismáticos, porfiroblásticos (1-4,5 mm), esqueléticos ou parcialmente fragmentados (0,1-0,3 mm), com sinais de cloritização e biotitização. Localmente (546), mostram arranjos semelhantes a texturas de ramificação ("branching") em augitas de soleiras básicas diferenciadas (MacKENZIE *et al.*, 1982, p. 24-26).

O plagioclásio ocorre às vezes como microfenocristais tabulares, reliquias, pouco transformados nas partes centrais. Predominam, todavia, tipos retangulares alongados (0,6-3 mm), invariavelmente pseudomorfizados para epídotos. Apresentam teor de An38 a An65, com os maiores valores nos cristais menos saussuritizados. Em geral, as margens dos prismas estão recristalizadas para mosaicos poligonais, onde há um tipo mais sódico (An30-36) associado com epídotos, clorita e quartzo.

Do grupo dos epídotos, predomina a pistacita sobre zoisita e clinozoisita. Eles aparecem tanto na matriz dos metabasaltos como substituindo o plagioclásio. São verde pálidos ou incolores, subédricos ou euédricos. Têm hábito porfiroblástico esquelético (inclusões de anfíbólio), quadrático ($\pm 0,1$ mm) ou prismático fino, alongado (≤ 4 mm), estes provavelmente como pseudomorfos sobre plagioclásio ripiforme. Alguns grãos de clinozoisita contêm policristais de anfíbólio nas suas bordas, sugerindo uma zonação química (substituição de clinopiroxênio primário?).

A titanita ocorre sob duas formas, a primeira como grandes cristais (0,3-1,8 mm), esqueléticos (porfiroblastos), estirados ou intersticiais. O outro tipo é granular ($\leq 0,1$ mm), cinza escuro, envolvendo grãos de opacos ou sendo englobado por titanitas maiores.

A clorita é verde clara, lamelar, desenvolvendo-se mimeticamente nas terminações e clivagens de anfíbólio e biotita, bem como em microcisalhamentos. A biotita é marrom esverdeada (Z) a amarelo pálida (X), lamelar, ocorrendo em associação com epídotos e clorita, ou crescendo nas clivagens do anfíbólio. O quartzo ocorre em pequena quantidade, tendo hábito intersticial.

a.3. Tipos Fortemente Deformados

Apresentam microtexturas e microestruturas tectônicas penetrativas, permitindo uma avaliação dos efeitos de deformação e recristalização superimpostos a metabasaltos maciços e "hornfels". São exemplificados pelas amostras 4E, 18B, 55A e 449 (metabasaltos finos), 391 (metabasalto médio) e 541 ("hornfels"), com composições modais representativas na Tabela 5.3.

Caracterizam-se por uma orientação planar (S_m ou $S_n//S_m$) marcada por anfibólio + epidotos \pm titanita (55A, 423, 541), os quais permaneceram como porfiroclastos em protomilonitos (4E, 391) e ultramilonitos (449).

Em milonitos e protomilonitos, notou-se uma xistosidade milonítica ($S_n//S_m$) contínua, definida pela orientação e/ou estiramento de anfibólio (hornblenda actinolítica; $2V_x=80$; $Z^c=22$; Z =verde claro, X =incolor) prismático fino, pistacita ($2V_x=84$; Z =amarelo claro) porfiroblástica (inclusões de anfibólio), titanita, clorita e plagioclásio intersticial (An32). Localmente, agregados poligonais de quartzo associam-se ao plagioclásio. Em ultramilonitos, predomina a cominuição dos referidos minerais, sendo o anfibólio, agora, da série actinolita - tremolita. Desenvolvendo-se em direções variadas ou mimeticamente sobre S_m , citam-se, ainda, cristais maiores (<1 mm) de pistacita₂ e lamelas de clorita₂, considerados como pós-tectônicos.

Em blastomilonitos (18B), observou-se a transformação parcial ou completa de texturas e minerais primários. Ressaltam-se a abundância de quartzo (em barras policristalinas, porfiroclastos ou grãos poligonais) e a menor proporção de anfibólio (hornblenda actinolítica, prismas finos usualmente sigmoidais). A xistosidade S_m está definida por rotação e estiramento de pistacita, quartzo e anfibólio.

A superfície S_m é truncada em alto ângulo por fraturas (preenchidas por quartzo não deformado) e, por vezes, brechas hidráulicas (ou de implosão no sentido de SIBSON, 1986). Estas contêm fragmentos angulosos do próprio metabasalto, soldados por um "cimento" poligonal de plagioclásio (0,1-0,6 mm) albitico. Os contatos da brecha hidráulica com a encaixante metabasáltica são feitos ora por cataclasitos (zonas de fragmentação estreitas, escuras, obliterando

S_m), ora por nova geração de pistacita euédrica em continuidade com S_m ou cristalizada nas margens dos fragmentos líticos.

b. *Metabasaltos Almofadados (BASP)*

b.1. Interior de Almofadas Maciças

Textural e petrograficamente, assemelham-se aos metabasaltos finos não deformados. Destacam-se micrólitos (0,1-0,3 mm) de plagioclásio, sem orientação preferencial, dispersos em uma matriz microcristalina, isotrópica, interpretando-se o conjunto como relíquias de texturas hialofíticas modificadas. Os micrólitos de plagioclásio e as lamelas de biotita são mais comuns nas bordas internas das almofadas. Nas partes centrais destas, ocorrem microfenocristais (0,7-1,2 mm) de plagioclásio, atualmente pseudomorfisados para epídotos e carbonatos (127B). Variólas (0,2-1 mm), contendo anfibólio, quartzo e pistacita aparecem eventualmente.

b.2. Interior de Almofadas Variolíticas

Mostram texturas radicalmente diferentes com respeito ao tipo anterior. A feição proeminente (195B, seções XZ e YZ; 195₁; 195₂) é um bandamento composicional (S_0 recristalizado), definido por alternâncias de faixas leucocráticas, granoblásticas, ricas em epídotos, carbonatos e quartzo, vs. bandas orientadas, onde predomina o anfibólio (actinolita).

Nas porções orientadas, destaca-se, além do anfibólio, o alinhamento preferencial de ripas de plagioclásio, definindo texturas traquitóides (Figura 5.3.A). Nas faixas granoblásticas (195₁, Tabela 5.3), epídotos, carbonatos e quartzo cristalizaram perpendicularmente ao bandamento S_0 , com geometrias de veios sintaxiais e antitaxiais.

Nas bandas granoblásticas, também existem agregados cristalinos com contornos côncavo - convexos e uma zonação concêntrica (coroa de epídotos granoblásticos, passando para

uma parte intermediária com quartzo não deformado e um núcleo com pistacita \pm carbonatos), sugestivos de texturas esferulíticas recristalizadas. No interior destas estruturas, observaram-se microvariolas ($\pm 0,05$ mm) com uma fina película escura nas bordas (carbonatos + titanita microcristalinos), enquanto as partes centrais mostram carbonatos e clorita radiais.

b.3. Bordas de Almofadas

As bordas interna e externa das almofadas são semelhantes (230C, seções XZ e YZ; 400A). Ambas apresentam relíquias de texturas intergranulares finas, pilotaxíticas e hialofíticas, em contraste com o aspecto maciço do interior das almofadas. O contato da borda da almofada com o material interalmofada é marcado por uma xistosidade milonítica, que obliterou as texturas vulcânicas (230D; 433B₁).

Os micrólitos de plagioclásio dispõem-se numa matriz fina, cinza escura (nicóis paralelos), com epidotos e anfibólios menores que 0,3 mm. Ocasionalmente, existem microfénocristais (0,4 mm) de plagioclásio saussuritizado e variolas (0,2-2,3 mm) alongadas, compostas por epidotos, quartzo, opacos e carbonatos (Figura 5.3.B). Uma nova geração de pistacita, opacos e clorita aparece em fraturas, crenulações e cisalhamentos.

b.4. Material Interalmofadas

Ocorre sob duas formas texturais, sendo uma lepidoblástica ou lepidonematoblástica (11C; 195₁; 195₂; 230D), e outra granoblástica fina, com fraca orientação mineral (127A; 127D; 433B₂).

No primeiro caso, predomina clorita sobre anfibólio (tremolita) e pistacita, com titanita e quartzo em proporções apreciáveis (11C, Tabela 5.3). A turmalina (n_o = verde azulado, n_e = incolor) é acessória, podendo incluir titanita e anfibólio. Superfícies S-C compõem a estrutura da amostra, sendo definidas por orientação de anfibólio, epidotos e titanita e, por vezes,

clorita mimética. Venulações de quartzo são dobradas em estilo apertado (195₁; 195₂), com neocrystalização (quartzo₂) em planos axiais e na xistosidade milonítica.

No segundo caso, o epidoto é o mineral mais abundante, identificando-se, ainda, plagioclásio, anfibólio e titanita. Encontraram-se relíquias de textura variolítica (Figura 5.3.B). Estas são elípticas (0,7-1,1 mm), contendo quartzo poligonal, anfibólio verde (actinolita) e carbonatos. Veios irregulares compostos de anfibólio, quartzo, pistacita e carbonatos neoformados truncam as texturas prévias e são, por sua vez, afetados por nova geração de veios antitaxiais de clorita ± quartzo.

5.3.2.2. Discussão

Os metabasaltos do "greenstone" Identidade possuem associações minerais e texturas típicas de metavulcânicas máficas arqueanas (MOORHOUSE, 1970, Pranchas XIII a XVI; CONDIE, 1981, p. 90-92). Nos tipos miloníticos e/ou mais recristalizados, essas feições são obliteradas. A composição modal com anfibólio (hornblenda actinolítica), epidotos, plagioclásio (oligoclásio - andesina), clorita e titanita indica o limite entre as fácies xisto verde e anfibolito (cap. 7), embora ainda seja aplicável a denominação geral de xistos verdes a essas rochas. Elas são, assim, petrograficamente distintas de espilitos, estes constituídos por albita, clorita, epidotos, calcita e titanita (AMSTUTZ & PATWARDHAN, 1974). Isto afasta, a priori, a possibilidade dos metabasaltos em lide terem sido muito modificados quimicamente durante e/ou após a extrusão, tal como admitido na espilitização.

As variações texturais e de granulação nos tipos menos deformados e menos recristalizados devem-se principalmente ao posicionamento relativo no pacote vulcânico. As fácies de borda de derrame são mais finas, maciças, afíricas, com relíquias de texturas intersetais, ofíticas, intergranulares, hialofíticas ou pilotaxíticas. As fácies internas aos derrames e aquelas termicamente afetadas por intrusões félsicas (metadacitos e metagranitóides), são mais grossas e

apresentam texturas nitidamente metamórficas (nematopoiquiloblástica, granonematoblástica), embora ainda mostrem relíquias de texturas traquitóides ou poiquilofíticas.

Dentre os minerais encontrados nos metabasaltos, apenas relíquias de microfenocristais de plagioclásio (núcleo com An79-67 e borda com An38-65) foram admitidos como fases magmáticas primárias. Fenocristais de olivina caso se confirmem, indicariam uma afinidade toleítica (olivina toleítos) ou mesmo alcalina dos metabasaltos. A dificuldade de reconhecer clinopiroxênio e olivina evidenciou a obliteração dos mesmos por fenômenos pós-extrusão e/ou metamórficos (desvitrificação, silicificação, cloritização, potassificação, uralitização). GÉLINAS & BROOKS (1974) descreveram a substituição de fenocristais de olivina resfriados rapidamente por agregados microcristalinos de quartzo com ou sem clorita em basaltos toleíticos. Em basaltos de alto Mg, a olivina é substituída exclusivamente por clorita + actinolita ± quartzo microcristalino, havendo inclusive basaltos que não guardam mais qualquer relíquia de olivina (substituição completa), embora retenham as delicadas texturas de resfriamento rápido.

As texturas ofítica, poiquilofítica e intergranular sugerem a presença de clinopiroxênio como uma fase sincrônica ao plagioclásio. O hábito microlítico, esquelético ou ripiforme deste e as texturas intersetais em metabasaltos finos indicam nucleação heterogênea. Isto ocorre durante o superresfriamento de magmas que se tornam muito viscosos, havendo a combinação de crescimento rápido com baixa taxa de difusão química (BRYAN, 1972; GÉLINAS & BROOKS, 1974; LOFGREN, 1983). Uma interpretação oposta (*i.e.*, resfriamento mais lento e maior taxa de difusão) foi inferida para os metabasaltos médios a grossos.

As bordas das lavas almofadadas e o material interalmofadadas apresentam maior complexidade petrográfica e textural em função da interação com o meio subaquático, comparativamente mais frio ao tempo da extrusão. A frequência de turmalina, carbonatos e quartzo ("metacherts"?) comprovou a contribuição em certos elementos (CO₂, B, Ca, Si) aos derrames máficos (SPOONER & FYFE, 1973; SCOTT & HAJASH Jr., 1976).

A abundância de texturas pilotaxíticas no interior das almofadas e traquitóides ou variolíticas nas partes externas (e interalmofadas) reflete diferentes taxas de superresfriamento

(mais rápido nas bordas). Embora possam, teoricamente, conservar as composições originais pelo superresfriamento mais rápido, as bordas das almofadas são submetidas a processos que produzem modificações químicas lentas (a altas temperaturas) ou rápidas (a baixas temperaturas) (SCOTT & HAJASH Jr., 1976).

A ocorrência de texturas variolíticas nas partes superiores de derrames maciços e nas partes externas de almofadas, têm implicações importantes. As variolas são interpretadas como o resultado de resfriamento rápido de dois magmas imiscíveis, sendo um riolítico de baixo potássio (variola) e outro toleítico (basalto) (GÉLINAS *et al.*, 1976). A vesiculação em toleitos oceânicos é proeminente entre 200 e 400 m de profundidade da lâmina d'água (40-20% volume de vesículas), chegando a um mínimo de vesiculação a 1,5-2 km de profundidade (MOORE & SCHILLING, 1973).

As brechas metabasálticas (**BAS2**), com matriz milonítica englobando fragmentos líticos (metadacito, metabasalto tipo **BAS1**) e de cristais (plagioclásio, quartzo) apresentam texturas porfiroclásticas, sendo interpretadas como partes de um vulcanismo sintectônico, explosivo (?), posterior ao vulcanismo basáltico predominante na área.

5.3.3. Metadacitos (DAC)

5.3.3.1. Descrição Petrográfica e Textural

a. *Características Gerais*

Petrograficamente, os metadacitos subdividiram-se em três fácies principais. A mais freqüente corresponde aos tipos desprovidos de fenocristais de anfibólio. Subordinadamente, encontraram-se fácies com anfibólio e outras enriquecidas em minerais máficos. De ocorrência restrita, citam-se brechas metadacíticas e milonitos / blastomilonitos diversos, derivados dos tipos precedentes.

Análises modais representativas desses litotipos encontram-se na Tabela 5.4. Notou-se uma variação na proporção de fenocristais, que totalizaram de 24,7 a 49%. Destes, o plagioclásio é onipresente, e o quartzo, freqüente. Anfibólio, titanita e apatita apareceram como microfenocristais subordinados em quantidade e tamanho. Concentrações máficas (biotita \pm clorita \pm epidotos \pm titanita \pm opacos \pm anfibólio) foram significativas em determinadas amostras (173, 176, 352B, 553F₂).

Descrições dessas fácies, além de um tópico adicional sobre os nódulos máficos, são dadas a seguir.

b. *Metadacitos sem Anfibólio e Anfibólio Metadacitos*

Os metadacitos sem anfibólio possuem textura inequigranular, porfirítica, com fenocristais (0,6-7 mm) de plagioclásio e quartzo numa matriz granoblástica, equigranular (0,03-0,1 mm) ou microporfirítica (quartzo, plagioclásio e titanita). Plagioclásio ripiforme ou microlítico, em parte alinhado (textura traquitóide), e intercrescimento granofirico estão presentes na matriz metadacítica. Esta contém, ainda, opacos, biotita cloritizada, clorita, muscovita, epidotos, carbonatos, apatita e turmalina.

Os anfibólio metadacitos também são inequigranulares, porfíricos, sempre com fenocristais de plagioclásio e anfibólio, além de quartzo e titanita ocasionais. A matriz é equigranular, com micropórfiros (0,2-0,5 mm) de titanita, apatita e anfibólio. Nos tipos de matriz muito fina (553F₁; 553F₂), grânulos de epidotos, quartzo e plagioclásio têm uma orientação preferencial, contornando os fenocristais, a semelhança de texturas pilotaxíticas.

Os fenocristais de quartzo são comumente monocristalinos e mostram forte extinção ondulante. Possuem formas hexagonais, triangulares, arredondadas ou irregulares (reabsorção e invasão pela matriz vulcânica), comuns em riolitos e quartzo pórfiros (MOORHOUSE, 1970, Pranchas II a VI). Podem ter inclusões de anfibólio, apatita, zircão, titanita e opacos. Em terminações e sombras de pressão, observou-se a recristalização para

quartzo poligonal. Os grãos da matriz são euédricos, menores que 0,05 mm, ocorrendo em locais protegidos (sombras de pressão e entre cristais boudinados).

Os fenocristais de plagioclásio são euédricos ou subédricos, tabulares, em parte arredondados ou corroidos, e intensamente sericitizados e/ou saussuritizados (Figura 5.4.A). Ocorrem isolados ou formando texturas glomeroporfíricas (Figura 5.4.A). Os pórfiros menos transformados mostraram oscilações composicionais (borda com An28, parte intermediária com An32, núcleo com An30). No interior do plagioclásio, também ocorrem cloritização e inclusões de opacos e da matriz desvitrificada. Os pórfiros e micropórfiros podem ter uma fina borda menos cálcica (An17-18).

Os fenocristais e microfenocristais de anfibólio (hornblenda; $2V_X=69-78$; $Z^c=15-20$; Z=verde amarelado, X=incolor) são subédricos ou anédricos, em seções retangulares ou prismáticas finas, por vezes orientados (553F₁; 553F₂). Os cristais alongados ou aciculares mostram geminação simples ou múltipla. Apresentam-se como monocristais ou policristais, estes contornando fenocristais do próprio anfibólio. Alteram para combinações de clorita, opacos, titanita, biotita e mica branca.

Completando os microfenocristais, têm-se apatita euédrica e titanita. Esta é marrom, subédrica, losangular, quadrática ou subarredondada. Ocorre isolada, em pórfiros quebrados, em policristais alongados, ou nas clivagens e terminações de anfibólio e biotita. Por fim, citam-se porfiroblastos (0,5 mm) anédricos de pirita, incluindo minerais da matriz.

c. *Metadacitos Máficos*

Estas variedades (352B, Tabela 5.4) caracterizaram-se pela alta proporção de biotita (pode atingir 15-20%) e por freqüentes texturas granofíricas ou micrográficas. São rochas inequigranulares, porfíricas, com fenocristais (0,5-2 mm) de plagioclásio (predominante) e quartzo, além de nódulos máficos (vide adiante). A matriz é granoblástica fina, equigranular ou

ligeiramente inequigranular, destacando-se microfenocristais (0,1-0,3 mm) de plagioclásio, quartzo, titanita, apatita e opacos.

Os fenocristais e microfenocristais, bem como a matriz, são texturalmente semelhantes àqueles dos metadacitos precedentes. Todavia, convém acrescentar: (i) a titanita apresenta suas partes centrais com lamelas de opacos (ilmenita?); (ii) os opacos são anédricos ou subédricos, em parte esqueléticos (0,5-0,9 mm), seguindo as clivagens ou formando uma coroa no anfibólio.

d. Brechas Metadacíticas

Apresentam uma matriz félsica muito fina, hipohialina modificada, fortemente anisotrópica, com uma marcante orientação de lamelas e micrólitos de clorita, anfibólio, epidotos e muscovita. Esta orientação foi interpretada como o resultado da superimposição de estruturas de fluxo primário (pilotaxítica) por deformação milonítica.

Os fenocristais e microfenocristais (Figura 5.4.B) de plagioclásio, quartzo, anfibólio, titanita e apatita são quebrados e possuem dimensões e, afora os aspectos deformacionais, texturas similares às encontradas nos outros metadacitos. Cita-se ainda a presença, nessas rochas, de fragmentos angulosos de metabasalto em contatos bruscos com metadacito (243C) ou marcados por recristalização estática de biotita (Faz. Nova Zelândia).

e. Nódulos Máficos

Correspondem às concentrações de minerais máficos encontradas praticamente em todos os metadacitos. Apresentam comportamento bem mais dúctil do que os fenocristais de quartzo, plagioclásio e anfibólio, os quais mostraram-se menos estirados ou por vezes euédricos ou subédricos. Caracterizaram-se pela forma lenticular e pela orientação concordante com estruturas planares (S_n , S_m).

A Tabela 5.5 contém as análises modais dos nódulos máficos de diversos metadacitos. Enfatiza-se que as porcentagens registradas equivalem à médias por amostras, implicando que nem todos os minerais ocorrem no mesmo local. Biotita, epídotos, titanita, clorita, opacos e, no caso de anfibólio metadacitos, hornblenda, são as fases principais. Por estarem fisicamente associados aos nódulos máficos, muscovita, quartzo, plagioclásio, carbonatos, turmalina e apatita também foram aqui considerados.

Anfibólio (hornblenda), titanita e minerais opacos são similares aos descritos nos metadacitos. A biotita ($\leq 0,8$ mm; Z=verde ou amarelo alaranjado, X=amarelo alaranjado) é lamelar, anédrica, situando-se entre cristais deformados e/ou remobilizados de outros minerais; desestabilizou para clorita, titanita, epídotos, opacos e muscovita em proporções variáveis.

Dentre os epídotos (0,04-0,7 mm), tem-se pistacita (amarela, euédrica ou subédrica), às vezes zonada (alanita marrom nas partes centrais, pistacita nas bordas), relacionada à alteração de biotita, anfibólio e plagioclásio. A clorita (0,05-0,4 mm) é verde ou amarela (quando oxidada), lamelar ou intersticial. A muscovita (0,1 mm) é lamelar, amarelo pálida, levemente pleocróica. Carbonatos, quartzo e plagioclásio são anédricos. A turmalina é subédrica, verde azulada, ocorrendo em fraturas ou incluída em mica branca e plagioclásio. A apatita é euédrica, hexagonal ou prismática, inclusa na biotita.

f. Metadacitos Deformados

Apresentam variações texturais e petrográficas desde metadacitos preservados (descritos previamente) até protomilonitos (305), ultramilonitos (173C) e blastomilonitos (155B; 178D; 311B). Como feições expressivas, têm-se: (i) sericitização, muscovitização e saussuritização acentuada de fenocristais de plagioclásio; (ii) recristalização parcial de fenocristais de plagioclásio, transformados em mosaicos euédricos de plagioclásio sódico e quartzo e, localmente, carbonatos, biotita e clorita; (iii) recristalização parcial de fenocristais de quartzo, resultando em venulações e barras descontínuas; (iv) preenchimento de "interboudins" de

fenocristais de quartzo e feldspato e fraturas pós-miloníticas por muscovita, quartzo, carbonatos, epidotos e porfiroblastos de pirita.

Em protomilonitos e milonitos, a textura é porfiroclástica, com rotação e estiramento de fenocristais de plagioclásio, quartzo, anfibólio, apatita e titanita. A extensiva muscovitização do plagioclásio ensejou o aparecimento de texturas lepidoporfiroclásticas. Sericita, muscovita, clinozoisita, pistacita, quartzo e turmalina associaram-se às modificações do plagioclásio. Já o anfibólio desestabilizou para epidotos, biotita, opacos, titanita e quartzo.

Os ultramilonitos possuem textura maciça, granulação fina ou muito fina (<0,1 mm) e cor esverdeada, assemelhando-se macroscopicamente a "metacherts". Diferenciaram-se destes por conterem porfiroclastos (0,1-0,5 mm) de quartzo e feldspatos e por possuírem uma superfície milonítica (S_m), dada por lamelas de muscovita e bandas de quartzo recristalizado.

Em blastomilonitos, observou-se a transmutação quase completa da matriz metavulcânica original, refletindo-se em maior porcentagem de muscovita e/ou biotita, e conseqüente textura lepidoblástica ou lepidoporfiroclástica. A estrutura S_m é delineada por faixas micáceas vs. bandas quartzosas (recristalização, estiramento e transposição de fenocristais de quartzo), formando planos S-C.

5.3.3.2. Discussão

Excluindo o forte hidrotermalismo de zonas miloníticas e os tipos recristalizados, os metadacitos mostraram-se textural e petrograficamente mais preservados do que as demais litologias do "greenstone". Isto se deve, em parte, ao caráter hipabissal dos mesmos (cap. 4), minimizando os efeitos da interação com fluidos subaquáticos e vulcanogênicos, exceto ao longo de falhas sinvulcânicas e em contatos de diques, soleiras e domos (CHOWN *et al.*, 1984).

As variações petrográficas dos metadacitos podem ser explicadas por diferenciação magmática, sendo as fácies menos evoluídas ricas em minerais máficos (biotita, anfibólio, apatita, titanita) e as mais evoluídas com maior quantidade de quartzo e plagioclásio. Modalmente,

classificaram-se como feno-dacitos ou feno-andesitos (STRECKEISEN, 1978). A abundância de fenocristais de quartzo, a matriz quartzo - feldspática e a grande proporção de biotita e de texturas granofíricas / micrográficas são coerentes com uma natureza dacítica / riolítica, e não andesítica. Isto conduziu a uma comparação dos metadacitos com subvulcânicas félsicas de "greenstones belts" arqueanos (CONDIE, 1981, cap. 3).

A presença de titanita requereu alguns comentários. Ela é típica de dacitos e riolitos cenozóicos, potássicos, com fenocristais de sanidina e biotita (EWART, 1979). Porém, no caso em foco, a melhor correlação se fez com dacitos e riolitos cenozóicos cálcio-alcalinos (plagioclásio >> quartzo > hornblenda; biotita, opacos, piroxênios, olivinas e cumingtonita subordinados), cujos magma possuem temperaturas de 900 a 725°C (EWART, 1979). Diversos autores consideraram a titanita estável em magmas oxidados (CARMICHAEL & NICHOLLS, 1967; WONES, 1989). Todavia, experimentos de fusão parcial a altas pressões e temperaturas indicaram ser este mineral estável em líquidos silicosos saturados em TiO₂, independentemente da fO_2 (HELLMAN & GREEN, 1979). Em recente estudo de titanita dacitos quaternários dos Andes, NAKADA (1991) concluiu que este mineral cristalizou em alto nível crustal (P=1,2-3,3 kbar) a partir de um magma riolítico oxidado, de temperatura relativamente baixa (T=740-700°C) e hidratado, com fenocristais de Mg-hornblenda, biotita e diopsídio, propondo-se a reação titanita + Ti-magnetita + quartzo = ilmenita + Ca-silicato (anfíbólio, piroxênio) + O₂.

A textura porfirítica e a matriz via de regra holocristalina evidenciaram uma evolução dos metadacitos em pelo menos dois estágios. O primeiro geraria os fenocristais (quartzo, plagioclásio, anfíbólio, titanita, apatita, biotita?), e o segundo, a matriz equigranular granofírica e microporfirítica. Inferiu-se, então, uma etapa inicial de cristalização lenta a maiores profundidades, formando-se as fases do "liquidus" (fenocristais), seguida por cristalização rápida, a baixas pressões, da matriz. Variações de pressão litostática (P_l), T, P_{H₂O} e fO_2 durante a cristalização refletiram-se em zonação oscilatória do plagioclásio (LOOMIS & WELBER, 1982), bordas de reabsorção em quartzo e plagioclásio (COX *et al.*, 1979, cap. 7) e de microfenocristais de titanita (NAKADA, 1991).

Os nódulos máficos requereram uma discussão à parte. A hipótese, aqui assumida, foi que eles representariam a transformação de fases cumuláticas (fenocristais de biotita, anfibólio, piroxênios?) variavelmente transformados por fluidos tardi-magmáticos (ver adiante) e/ou metamórficos. Como evidência em favor da biotita ser a fase primária, tem-se a sua abundância, bem como o fato desta ser o único mineral máfico de alguns nódulos (352B). De qualquer modo, inclusões de titanita, apatita, epídotos, quartzo e zircão indicaram que a biotita atual é metamórfica. Depondo a favor do anfibólio, relaciona-se o formato de seções basais desse mineral exibidas por diversos nódulos (32C, 73C, 178E), além da sua presença em algumas amostras (381, 553F₁, 553F₂).

A possibilidade de haver mistura incompleta ("mingling") de um líquido félsico com bolhas e/ou agregados cristalinos máficos precoces também deve ser discutida (os nódulos seriam enclaves). Fisicamente, o transporte de enclaves máficos por magmas félsicos exige uma maior vesicularização e menor quantidade de bolhas máficas, o que pode acontecer com lavas resfriadas rapidamente (EICHELBERGER, 1980), ou quando a matriz félsica possui mais que 30% de cristais (FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Se predominar volumetricamente o magma máfico já bastante cristalizado e, portanto, frio, o líquido félsico forma enxames de diques (FERNANDEZ & BARBARIN, 1991), a exemplo de afloramentos na Faz. Nova Zelândia (Figura 4.2.B).

A abundância de minerais hidratados, sejam como fases magmáticas preservadas (hornblenda), sejam como pseudomorfos ou como minerais de alteração (biotita, clorita, carbonatos, epídotos, muscovita, sericita, turmalina) mostrou que o magma dacítico era relativamente rico em voláteis (H₂O, B, CO₂, F). Isto justificou a alteração (autometassomática ou metamórfica?) generalizada de feldspatos e biotita e a não preservação de possíveis fenocristais de biotita e piroxênios.

As brechas metadacíticas, cuja matriz milonítica envolve fenocristais quebrados (quartzo, plagioclásio, anfibólio) e fragmentos de metabasalto, podem ser analisadas de duas maneiras. Na primeira, admitiu-se uma fase final de vulcanismo explosivo sintectônico à deformação milonítica. Como existem, também, brechas metabasálticas textural e estruturalmente

correlatas às metadacíticas, chegou-se a segunda implicação, *i.e.*, da contemporaneidade dos magmatismos félsico e máfico. Tal coexistência foi admitida, p. ex., na origem de titanita dacitos dos Andes, onde se considerou que houve um certo grau de mistura entre os magmas pouco antes da extrusão / intrusão (NAKADA, 1991).

5.3.4. Metagabros (GB)

5.3.4.1. Descrição Petrográfica e Textural

a. *Tipos Finos / Médios e Grossos*

As fácies finas, microgabróides, incluem tipos afíricos, maciços (460B), e porfiríticos / glomeroporfiríticos (504, 504B, 504C), possivelmente representando bordas de intrusões hipabissais. Os tipos de granulação média são referidos às amostras 37B, 60, 119, 147, 165, 552 e 571. As fácies grossas (24, 39D, 40, 41B, 42A, 122A, 123, 131, 276, 318B, 412, 587) apresentaram maior grau de recristalização de anfibólio e plagioclásio e são, em média, mais ricas em anfibólio que os metagabros finos a médios. As composições modais desses litotipos encontram-se na Tabela 5.6.

Textural e petrograficamente, há semelhanças entre as variedades finas a médias e as grossas. As primeiras possuem relíquias de texturas ofítica, subofítica e poiquilofítica (Figura 5.5.A) e granofírica. Nas grossas, predominam texturas porfiroblásticas, intergranulares e microporfiríticas (plagioclásio < 4 mm). Os minerais essenciais são anfibólio e epidotos, com proporções variadas de plagioclásio, clorita, titanita e quartzo. Como acessórios e/ou secundários, têm-se opacos, biotita, apatita, carbonatos, leucoxênio e mica branca.

O anfibólio (hornblenda ou hornblenda actinolítica; <4 mm; $2V_x=70-88$; $Z^c=20-25$; Z=verde amarelado, verde claro ou verde azulado, X=amarelo ou verde claro) é anédrico ou subédrico, freqüentemente pseudomorfisado para uma mistura de epidotos, carbonatos, opacos,

clorita fibrosa, quartzo e muscovita (rara). A abundância de inclusões de plagioclásio ripiforme resultou em texturas porfiroblásticas (Figura 5.5.A). O anfibólio de metagabros grossos afetados termicamente por intrusões metagranitóides (277F, Tabela 5.6) possui hábito esquelético (inclusões de quartzo e plagioclásio), cores internas mais fortes e bordas descoloridas (tremolita - actinolita; $Z^c = 11$). Extinção ondulante, encurvamento das clivagens e alteração para biotita, clorita e opacos foram também observados.

O plagioclásio ocorre ora como microfenocristais (<1 mm) subédricos, arredondados, ora como prismas finos, ripiformes, ora em grãos euédricos, não alterados (An22-26), resultantes de recristalização dos dois primeiros. Os microfenocristais e os tipos ripiformes possuem as partes centrais saussuritizadas e as bordas inalteradas. Assim, a composição de An26-37 do núcleo desses cristais representaria o teor mínimo de anortita do plagioclásio original.

O quartzo é intersticial, anédrico, ou constitui mosaicos poligonais (0,03-0,3 mm). O hábito vermicular ou arredondado de quartzo em intercrescimento paralelo com pistacita e plagioclásio sódico sugeriu a substituição de plagioclásio granofirico.

A titanita é anédrica a euédrica, granular (cinza escura) ou prismática, poiquiloblástica (0,3-2,5 mm) e esquelética (inclui restos de anfibólio, quartzo e grânulos de opacos). A clorita é verde pálida, lamelar, intersticial, neoformada a partir do anfibólio, sendo mais comum em fraturas e cisalhamentos.

Do grupo dos epidotos, tem-se pistacita e clinozoisita em cristais anédricos ou euédricos (0,1-1,3 mm), amarelo pálido ou incolores, gradando para um tipo fino, granular (<0,05 mm), de tonalidade cinza escura. Estes últimos associam-se à saussuritização, enquanto os primeiros relacionam-se com anfibólio e opacos.

A biotita (0,1-0,4 mm; Z=marrom, X=amarelo claro) é lamelar, subédrica ou anédrica, crescendo nas clivagens e terminações do anfibólio e em fraturas, onde se associa com clorita e grânulos opacos. Os minerais opacos são granulares (<0,05 mm) ou porfiroblásticos (0,3-0,9 mm), com inclusões de epidotos, titanita e anfibólio.

b. *Tipos Deformados*

Caracterizaram-se por diminuição no tamanho dos cristais, rotação e estiramento (de anfibólio, titanita e plagioclásio) e obliteração progressiva de texturas primárias, substituídas por nematoporfiroclásticas e porfiroclásticas (276, 463C, 463F, 553C, 553D). Essas modificações são exemplificadas na Figura 5.5.A.

Em blastomilonitos, as transformações foram generalizadas. Anfibólio e plagioclásio desapareceram em favor do substancial acréscimo em clorita, quartzo ou carbonato (521 e 417A, Tabela 5.6). A textura passou a ser lepidoblástica (521) ou bandada (Figura 5.5.B). Nos primeiros, a xistosidade milonítica (S_m) é marcada por lamelas de clorita (intersticial ou mimética) e bandas ricas em quartzo e plagioclásio sódico poligonais. Porfiroblastos esqueléticos pós-tectônicos de pistacita (verde pálida, euédrica) incluem titanita, quartzo e clorita de S_m . Os tipos bandados (Figura 5.5.B) compõem-se de: (i) faixas verdes, lepidoblásticas, com predomínio de clorita sobre pistacita; (ii) faixas félsicas, granoblásticas, constituídas por mosaicos euédricos de quartzo e carbonatos (0,1-0,4 mm). Nesses blastomilonitos bandados, destacaram-se nódulos e lentes de clorita mimética substituindo porfiroclastos de anfibólio; a titanita é reliquiar, anédrica, estirada no bandamento, e parcialmente transformada em pistacita e carbonatos.

5.3.4.2. Discussão

Os metagabros assemelham-se textural e petrograficamente aos metabasaltos médios a grossos. Dentre as feições primárias reconhecidas, citam-se fenocristais de plagioclásio ($An>37$) e relíquias de texturas ofítica, subofítica, poiquilofítica e intergranular.

Em função do avançado grau de transformação, não foi possível averiguar a presença de outras fases primárias (exs. olivina, piroxênios, magnetita). Admitiu-se, a priori, que uma fase magmática importante foram os fenocristais de plagioclásio. A etapa final de cristalização, ocorrente em condições hipabissais, incluiu plagioclásio ripiforme e clinopiroxênio

(textura ofítica / subofítica), seguidos pela formação eutética de quartzo e feldspato alcalino (textura granofírica). A hornblenda foi considerada como uma fase tardia, originada durante o metamorfismo estático sobre os piroxênios.

A natureza fortemente hidratada dos metagabros, particularmente em zonas miloníticas (Figura 5.5.B), sugeriu a interação com fluidos quentes. No meio subaquático, salmouras superaquecidas pelo calor das intrusões e extrusões básicas podem atingir (via falhas e fraturas) as partes internas de corpos gabróides (ITO & ANDERSON Jr., 1983). Um ambiente tectonicamente instável favoreceu a conjugação de processos deformacionais / metamórficos a altas temperaturas, formando hornblenda, sucedidos por fenômenos de baixa temperatura (500-250°C), estabilizando actinolita, carbonatos e quartzo (ITO & ANDERSON Jr., 1983).

5.4. METAGRANITÓIDES

5.4.1. Introdução

As composições modais dos metagranitóides encontram-se nas Tabelas 5.7 a 5.10, sendo ilustradas na Figura 5.6. No diagrama **Q-A-P** (Figura 5.6.A), os metagranitóides plotaram nos campos de quartzo dioritos / quartzo gabros, tonalitos / trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos, com parte dos enclaves máficos no campo de (monzo) dioritos / (monzo) gabros. As amostras analisadas seguiram um "trend" cálcio-alcálico, subdividido em duas linhas, sendo uma pobre em K_2O (1 - toleítica ou tonalítica - trondhjemítica) e outra de K_2O médio (2 - granodiorítica). Os leucogranitóides situaram-se no campo de granitos crustais, mas aparentando igualmente continuidade com a série cálcio-alcálica granodiorítica.

Os minerais máficos são mais abundantes nas rochas menos evoluídas (quartzo dioritos, enclaves máficos, fácies máficas de granodioritos e tonalitos), decrescendo no sentido daquelas enriquecidas em quartzo e feldspatos (Figura 5.6.B). Em princípio, distinguiram-se dois

"trends", sendo um (curva 1, Figura 5.6.B) com menos quartzo e K-feldspato (tonalitos e trondhjemitos), e outro (curva 2) com maior quantidade desses minerais (quartzo dioritos, granodioritos e leucogranitóides). Em geral, estas curvas coincidiram com àquelas dos "trends" tonalítico - trondhjemítico e granodiorítico, respectivamente, da Figura 5.6.A, salvo exceções. Os enclaves E1 formaram um grupo aparentemente distinto.

5.4.2. Quartzo Dioritos (QzD)

São referidos às amostras 509B (seções XZ e YZ) (corpo mapeado no norte da área, Anexo B1), 356 (pequena ocorrência no contato norte do "greenstone" com o granodiorito Rio Maria) e 581C e 583 (corpo do SW). As proporções modais encontram-se na Tabela 5.7. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita, e os acessórios e/ou secundários, clorita, epidotos, titanita, opacos, apatita, K-feldspato e carbonatos. Clorita, epidotos, carbonatos e titanita procederam da desestabilização de plagioclásio e anfibólio. Apesar das baixas proporções absolutas de quartzo (Tabela 5.7), os QzD plotaram próximos ou logo acima do campo dos tonalitos (Figura 5.6.A), podendo algumas amostras serem denominadas melatonalitos. Todavia, optou-se por conservar o termo quartzo diorito em função do mapeamento geológico e da clara separação dos mesmos com respeito aos outros metagranitóides (Figura 5.6.B). Os QzD do sul (583) têm conteúdos de máficos (e anfibólio, em particular) bem inferiores aos outros dois. Isto pode ser reflexo de variações locais ou indicar que o corpo do SW estaria associado com os trondhjemitos e não com o granodiorito Rio Maria.

Apresentam textura granonematoblástica a nematoblástica, sendo as fácies mais feldspáticas (581C; 583) equigranulares, xenomórficas, porfiroblásticas. Onde mais deformados e recristalizados (509B), são nematoporfiroclásticos, com uma foliação protomilonítica definida por orientação de anfibólio, biotita e barras de quartzo.

O anfibólio (hornblenda; $2V_x=70-76$; $Z^\wedge=21-27$; Z=verde azulado, verde amarelado ou verde cáqui, X=amarelo pálido) é prismático, anédrico ou subédrico, com tamanhos

variados (0,4-5 mm). Apresenta-se em porfiroblastos (inclusões de quartzo e plagioclásio) pré- a sintectônicos, rotacionados; cresceram na foliação ($S_n//S_m$) e em planos S-C ou foram contornados pela foliação S_m .

O plagioclásio é subédrico ou anédrico, tabular (≤ 4 mm), extensivamente epidotizado nas partes centrais. Recristalizou em fraturas dúcteis, bem como em faces laterais e terminações dos cristais, orientando-se nas superfícies S-C. O núcleo de alguns cristais possui composição de An31, devendo representar um teor mínimo em relação ao feldspato original. Clorita, muscovita e veios de epidoto são comuns como produtos de alteração.

A biotita (Z=verde amarelada, X=amarelo pálido) é lamelar, ocorrendo nas extremidades e clivagens do anfibólio e ao longo de planos de cisalhamento (C). Associa-se com epidotos e titanita.

O quartzo ocorre como monocristais, deformados, em parte poligonizados, ou em barras lenticulares descontínuas seguindo planos S-C. Nas barras, o quartzo é policristalino, com texturas variadas (recuperação, recristalização e crescimento de grãos).

Do grupo dos epidotos, distinguiram-se: (i) tipos oriundos de saussuritização (clinozoisita, zoisita); e (ii) cristais originados da desestabilização do anfibólio e/ou associados à biotita (pistacita). Os primeiros são incolores ou cinza, microlíticos ou em agregados (0,1-0,2 mm), presentes nos planos de geminação ou no núcleo do plagioclásio. Os tipos (ii) são amarelo pálidos, anédricos ou subédricos, por vezes poiquiloblásticos (0,4-0,7 mm) ou em atol, incluindo quartzo, anfibólio e biotita.

A titanita é marrom pálida, anédrica ou subédrica, menor que 0,4 mm, sempre em paragênese com biotita e epidotos; tipos porfiroblásticos englobam quartzo, anfibólio e plagioclásio (356). Os minerais opacos ocorrem como pontuações no interior da titanita ou como alteração da biotita. A clorita é verde clara, lamelar, mimética sobre biotita e anfibólio, ou formando manchas irregulares no interior do plagioclásio; em fraturas, associa-se com clinozoisita e pistacita. A apatita encontrou-se como inclusões euédricas ($< 0,1$ mm) em quartzo, plagioclásio e biotita.

5.4.3. Granodiorito Rio Maria e Enclaves Máficos

5.4.3.1. Granodiorito Rio Maria (**GDr_m** + **GD_m**)

O granodiorito Rio Maria, incluindo tipos leucocráticos dominantes (**GDr_m**) e fácies mais máficas (**GD_m**), compõe-se de duas variedades principais, a saber: (i) fácies equigranular (Figura 5.7.A) ou ligeiramente inequigranular (Figuras 5.7.B e C), constituída por hornblenda-biotita granodioritos (**HBGD**; 44A, 44B, 45, 47, 57O, 156B₁, parte de 156B₂); (ii) fácies inequigranular, microporfírica, com fenocristais tardi-magmáticos de K-feldspato, denominados de biotita granodioritos (**BGD**; 13A, 192B, 261C).

Em termos modais (Tabela 5.7), são essencialmente granodioritos, com raros tonalitos e monzogranitos (Figura 5.6.A). Quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita são os minerais essenciais; o anfibólio é varietal no **HBGD**. Como acessórios, citam-se apatita, zircão e turmalina. Titanita, epídotos e clorita são metamórficos. Os minerais máficos ocorrem isolados ou manteam os feldspatos. Nos tipos mais deformados, porfiroclásticos, os máficos estão reorientados (**S_n**, **S_m**) e desviados por barras de quartzo. Em sombras de pressão de feldspatos, ocorrem carbonatos, clorita e quartzo poligonal.

O quartzo é usualmente policristalino (Figuras 5.7.B e C), resultando da recristalização de monocristais magmáticos (Figura 5.7.A). Estes tipos neoformados apresentam morfologias variadas; passam de equidimensionais, euédricos (em sombras de pressão) a alongados (1 mm), estirados, definindo uma orientação preferencial e contornando os feldspatos (Figura 5.7.B). Um terceiro tipo de quartzo é ameboidal, arredondado, não deformado, ou preenchendo fraturas distensionais.

O plagioclásio é tabular, subédrico, com tamanhos variados (0,8-5,5 mm). Caracterizou-se pela intensa epidotização, decorrendo daí a sua tonalidade cinza escura sob nicóis paralelos, e a cor esverdeada em amostra de mão. Deste modo, a composição medida de An₂₆₋₃₀ no núcleo dos cristais deve corresponder a um valor mínimo. Uma fina (<0,1 mm) borda albítica,

inalterada, circunda os cristais saussuritizados. Mirmequita tipo "bulbous" e alteração para biotita e clorita ocorrem ocasionalmente.

O k-feldspato é pertítico e possui dimensões variadas desde grãos pequenos, anédricos, até porfiroblastos tabulares (1-10 mm), com inclusões de plagioclásio, quartzo e anfibólio. Neoformação de albita e clorita pode ocorrer ao longo da macla Carlsbad. Cristais irregulares de K-feldspato podem formar-se na borda ou no interior do plagioclásio.

O anfibólio (hornblenda; $2V_x=78-80$; $Z^{\wedge}c=28-30$; Z=verde amarelado, Y=verde ou amarelo claro, X=verde) é anédrico ou euédrico, prismático (0,2-2 mm), em parte com textura em atol ou colméia. Transforma-se em biotita, epidotos, titanita e anfibólio₂ (incolor ou verde pálido - tremolita / actinolita).

A biotita (Z=verde escuro ou marrom, X=amarelo pálido) é lamelar, anédrica ou subédrica. Possui extinção ondulante. Em parte, provém da desestabilização do anfibólio. Por sua vez, a biotita transforma-se em titanita, epidotos e biotita₂ (cores mais pálidas), ou mostra intercrescimento simplectítico com K-feldspato, plagioclásio e quartzo.

Os epidotos resultaram da desestabilização de plagioclásio, anfibólio e biotita. No primeiro caso (clinozoisita e pistacita), ocorrem nas porções centrais do feldspato, na forma de grânulos e micrólitos (<0,05 mm) ou agregados de cristais anédricos ($\pm 0,2$ mm). Nos dois últimos casos (pistacita; Z=amarelo pálido, Y=laranja esverdeado), associam-se às concentrações máficas (anfibólio, biotita, titanita), sendo anédricos (intersticiais ou esqueléticos) ou euédricos (prismáticos ou arredondados, atingindo 2 mm). A alanita apareceu raramente, caracterizando-se pela cor laranja escura, pleocroísmo forte e borda de pistacita; apresentou-se como inclusão ou em contatos interlobados com anfibólio ou, ainda, entre grãos de biotita e pistacita.

A titanita (marrom escura ou cinza) é anédrica ou euédrica, losangular ou prismática fina (quase acicular), com tamanho de 0,3 a 1,2 mm. Ocorre na clivagem, em fraturas "estilolíticas" e na periferia da biotita, assim como nos contatos de biotita com plagioclásio ou com anfibólio. Associa-se com apatita ou forma um manto incompleto (atol) na pistacita.

A clorita é verde, lamelar, anédrica, com cor interferência anômala; cresceu mimeticamente sobre a biotita. Os opacos são intersticiais, ocorrendo em fraturas e na clivagem da biotita. A apatita é euédrica, hexagonal ou prismática curta (0,01-0,3 mm), ocorrendo como inclusão na biotita e no plagioclásio saussuritizado e nas concentrações máficas. A turmalina é verde azulada, prismática fina, relacionada à saussuritização. O zircão é euédrico, prismático curto, incolor, incluído em quartzo e no interior das concentrações máficas. Os carbonatos são anédricos, intergranulares, presentes em fraturas e sombras de pressão de feldspatos.

5.4.3.2. Enclaves Máficos

a. *Enclaves Tipo 1 (E1)*

São referidas as amostras 2E, 44D, 156B₂, 186C, 186E, 206B e 206C, com diversas análises modais na Tabela 5.8. Os minerais essenciais são anfibólio, biotita, plagioclásio e epidotos. Como acessórios ou varietais, têm-se quartzo, titanita, clorita, K-feldspato, carbonatos, opacos, apatita, zircão, alanita e turmalina. Observaram-se diferenças nas proporções de plagioclásio e anfibólio, caracterizando-se uma subdivisão em fácies a biotita (2E, 186C, 186E) e fácies a biotita e anfibólio (44D, 156B₂, 206B, 206C), semelhantes àquelas do granodiorito Rio Maria. Em termos do somatório de minerais máficos, os enclaves **E1** separaram-se bem dos enclaves **E2** (Figura 5.6.B). Já no diagrama **Q-A-P**, há uma certa dispersão, com pontos de dioritos / gabros, monzodioritos / monzogabros e melatonalitos (Figura 5.6.A).

Texturalmente, os enclaves **E1** são variados, em parte devido a maior ou menor interação com a hospedeira granodiorítica. Isto foi evidenciado nas seções 44D, 156B₂ e 186C, onde a separação entre ambos é ora brusca, ora gradacional. Nos dois casos, os máficos (anfibólio, biotita, epidotos) estão reorientados e truncam o referido contato.

Amostras menos afetadas por milonitização e efeitos de contato (206B) possuem relíquias de textura intergranular, reconhecida por abundante plagioclásio ripiforme (0,2-0,8 mm),

com macla simples e sem orientação, em uma matriz intergranular fina, composta por epidotos, clorita, biotita e quartzo intersticial.

Com o aumento da interação do enclave com o granodiorito, obliterou-se a textura intergranular e formaram-se fenocristais poiquilíticos de microclina, que englobaram biotita, plagioclásio (An₂₁₋₂₆) e anfibólio. Em bolsões granoblásticos, ocorre anfibólio grosso (hornblenda; $2V_x=78-80$; $Z^{\wedge}c=23-26$; verde azulada) porfiroblástico (2-4,5 mm), parcialmente transformado para combinações de biotita, epidotos, clorita, tremolita, carbonato e quartzo. Algumas partes dos enclaves apresentaram porfiroblastos (0,4-2 mm) de titanita marrom, euédrica. Além do tipo ripiforme, o plagioclásio também ocorre como micropórfiros (0,8-2,3 mm) extensivamente epidotizados nas porções centrais e recristalizados nas bordas, onde encontraram-se mosaicos poligonais de plagioclásio₂, microclina, epidotos, quartzo, anfibólio e apatita. A biotita é amarelo esverdeada, lamelar, anédrica ou subédrica, compondo faixas lepidoblásticas descontínuas (S_n ou S_n+S_m), que contornam ou truncam anfibólio, plagioclásio e os bolsões granoblásticos supracitados. A turmalina é verde escura, subédrica, prismática, em contato gradativo com pistacita ou substituindo o anfibólio. Apatita, zircão e alanita são raros, todos com hábitos similares àqueles descritos no granodiorito.

Finalizando os enclaves **E1**, cita-se um blastomilonito máfico, xistoso, encontrado como xenólito em trondhjemitos (pto. 2, amostra 2E). Pela sua semelhança textural e petrográfica com os enclaves **E1**, achou-se conveniente discuti-lo aqui, e não no item específico de trondhjemitos / tonalitos. O blastomilonito tem textura lepidoblástica ou lepidoporfiroclástica, onde biotita (lamelar, subédrica; Z =verde escuro, X =amarelo pálido) e pistacita (amarelo alaranjado; $2V_x=80$; 0,6-1 mm) contornam ou truncam porfiroclastos precoces de pistacita, formando estruturas **S-C**. Na sombra de pressão de policristais de pistacita, encontraram-se mosaicos poligonais de quartzo fino (<0,05 mm), envolvendo fragmentos da própria pistacita e de biotita. O plagioclásio manteve o hábito prismático fino, mas raramente está geminado; recristalizou para grãos menores com contatos mútuos interdigitados e seguindo planos **S-C**. Clorita e titanita, originados da biotita, ocorrem esporadicamente.

b. *Enclaves Tipo 2 (E2)*

São referidas as amostras 44C, 44F (seções XZ, YZ e XY), 44G, 171A (seções ZX, YZ e XY), 171C (seções XZ, YZ e XY), com várias análises modais na Tabela 5.8. Correspondem a quartzos dioríticos ou melatonalitos (Figura 5.6.A). Sempre contêm biotita e anfibólio, com o total de máficos inferior ao dos enclaves E1 (Tabela 5.8, Figura 5.6.B).

Em relação aos enclaves E1, são mais grossos (inequigranulares ou equigranulares) e lepidonematoblásticos. Distinguiram-se das fácies menos evoluídas do granodiorito Rio Maria por suas menores quantidades de quartzo e K-feldspato e maior proporção de anfibólio (44C, 44F, 44G). Texturas nematoporfiroclásticas ocorrem nas amostras mais deformadas, a exemplo do contato NE do "greenstone" (171A, 171C).

O anfibólio (hornblenda; $2V_x=78$; $Z \wedge c=24$; Z=verde amarelado, Y=verde escuro ou verde azulado, X=verde claro) é prismático, anédrico ou subédrico, podendo ter macla simples ou múltipla. Alguns cristais quadráticos sugeriram pseudomorfos sobre clinopiroxênio. Transformou-se parcialmente em actinolita, biotita e/ou pistacita, especialmente em fraturas e zonas miloníticas.

O plagioclásio é tabular (0,5-4,5 mm), subédrico, bastante saussuritizado, o que impediu a determinação do seu teor em anortita. O padrão de alteração sugeriu zonação oscilatória. A recristalização dinâmica gerou subgrãos (0,1-0,3 mm) e policristais de plagioclásio₂ (sem sinais de alteração), coexistentes com epidotos, quartzo, biotita e anfibólio, obliterando-se o hábito tabular original do feldspato.

O quartzo é intersticial ou define mosaicos euédricos, não deformados, englobando pequenos cristais de anfibólio, biotita e epidotos. Em tipos miloníticos (171A, 171C), compõe barras lenticulares (espessura 1-5 mm) descontínuas, policristalinas (grãos com extinção ondulante ou em processo de crescimento), evoluindo até um bandamento milonítico (S_m).

A biotita (Z=verde amarelado, X=amarelo pálido) é anédrica ou subédrica, lamelar (0,1-1,8 mm), originada a partir do anfibólio e orientada no plano S_m ; forma textura simplectítica com quartzo ou cresce nos planos de macla do plagioclásio. Os epidotos (pistacita, com

Z=amarelo pálido e Y=amarelo alaranjado; clinozoisita) procederam da saussuritização ou associaram-se ao anfibólio; são anédricos ou euédricos, de dimensões microlíticas ou atingindo 1,2 mm. O K-feldspato (microclina) tem hábito anédrico ou subédrico, estando variavelmente poligonizado ou recristalizado.

A clorita é esverdeada, oriunda da alteração mimética de biotita ou como cristais intragranulares no plagioclásio. Traços de rutilo acicular (0,1 mm) ou quadrático, de cor vermelha escura, encontraram-se como inclusões em biotita e titanita. Os opacos são subédricos, prismáticos (0,3-0,9 mm), incluindo quartzo. A apatita é hexagonal ou arredondada, incluída em quartzo e plagioclásio recristalizado. O zircão é euédrico ou subédrico, prismático curto, com vértices arredondados e zonação incipiente.

A titanita é marrom, destacando-se como belos porfiroblastos tardi- ou pós-tectônicos, losangulares ou esqueléticos, ou com texturas em atol, colméia ou coroas. Englobou pistacita, plagioclásio saussuritizado, biotita e anfibólio. Um outro tipo tem cor cinza escura, ocorrendo em grânulos e filmes na clivagem e em terminações de biotita.

5.4.4. Trondhjemitos e Tonalitos (THJ + mTHJ)

5.4.4.1. Trondhjemitos

São referidos às amostras 2C, 20, 157, 159, 341, 343, 453 e 513D (Tabela 5.9). Plagioclásio e quartzo são os minerais essenciais. Como varietais, acessórios ou secundários, citam-se biotita cloritizada, K-feldspato, epídotos, clorita, titanita, carbonatos, apatita, opacos, zircão e turmalina. Modalmente, plotaram no campo de tonalitos, porém o caráter hololeucocrático ($M < 10\%$) da maioria das amostras permitiu classificá-las como trondhjemitos (Figura 5.6.A). A rigor, apenas 341 e 343 não seriam trondhjemitos, já que $M > 10\%$; porém, considerando que os epídotos resultaram da transformação de plagioclásio e biotita, esta

denominação foi a mais apropriada. A alta proporção de muscovita, procedente da alteração do plagioclásio, acentuou o enriquecimento em quartzo de 341 e 453.

Apresentam textura equigranular xenomórfica a hipidiomórfica (Figura 5.8), ou inequigranular, microporfírica (fenocristais com 5-8 mm de quartzo e plagioclásio), localmente glomeroporfírica. Em função da baixa porcentagem de minerais lamelares ou prismáticos, não se observou uma orientação proeminente, exceto nos tipos protomiloníticos (343) e ultramiloníticos (341, 565A). Nestes, definiu-se a foliação S_m pelo alinhamento de muscovita e forte estiramento e boudinagem de porfiroclastos de epídotos e de plagioclásio, bem como pela concentração de máficos. As texturas primárias foram obliteradas por recristalização generalizada, formando-se um mosaico equigranular fino, com quartzo, feldspatos, epídotos e muscovita.

O quartzo é anédrico, monocristalino ou em parte recristalizado (Figura 5.8) e reorientado, podendo incluir plagioclásio e biotita. O plagioclásio é equidimensional ou tabular, anédrico ou subédrico, com graus variados de transformação (sericita, muscovita, epídotos, carbonatos e clorita), o que destruiu a sua geminação. Apenas em alguns cristais saussuritizados foi possível determinar a composição de suas partes centrais (An25-36). A biotita (Z=verde amarelado, X=amarelo pálido) via de regra está transformada para uma mistura de clorita verde, titanita e biotita₂ (verde pálida), constituindo agregados máficos.

Dentre os epídotos, tem-se pistacita (amarelo pálida; $2V_x=68-75$), procedente principalmente da saussuritização; atingem tamanhos apreciáveis (2 mm) e formam texturas em colméia. Localmente, ocorre alanita amarelo alaranjada, zonada (borda de pistacita), esquelética. Apatita e zircão (zonado, incolor ou marrom pálido) são euédricos, prismáticos curtos ou em seções de bipirâmides (zircão), inclusos em plagioclásio e quartzo. A apatita associa-se, em parte, aos produtos de saussuritização. Os carbonatos são intergranulares ou preenchem fraturas.

5.4.4.2. Tonalitos

Apresentam maior variação petrográfica e textural do que os trondhjemitos. Dentre os máficos, predomina a biotita, sendo o anfibólio restrito ou ausente (Tabela 5.9). As amostras mais representativas (16, 156A) têm textura inequigranular seriada, xenomórfica ou hipidiomórfica, com microfenocristais (0,7-5 mm) de plagioclásio. Observaram-se, localmente, fácies máficas e finas, com textura granolepidoblástica ou porfiroclástica (17₁, 17₂). Por último, citam-se raras fácies microgranodioríticas (377), com textura inequigranular, microporfírica (1-3 mm) e fenocristais de quartzo, plagioclásio e K-feldspato.

O quartzo é geralmente anédrico, ora como microfenocristais (1-6 mm) com forte extinção ondulante, ora em tipos recristalizados, subédricos, com textura de subgrãos (0,05-0,3 mm). O plagioclásio é subédrico, tabular (micropórfiros de 1-4 mm), podendo estar, ou não, saussuritizados, neste caso com An₂₆₋₂₉. A biotita (Z=verde escuro, X=amarelo) é lamelar, anédrica ou esquelética, variavelmente transformada para pistacita, titanita, clorita, opacos e muscovita; esses minerais, juntamente com restos da biotita original, compõem concentrações máficas, lenticulares (tamanho < 3,5 mm), orientadas na foliação **S_m**.

O K-feldspato é anédrico e aparece tanto em microfenocristais (1,8 mm), como na matriz granoblástica de microtonalitos / granodioritos (377) e de tonalitos normais (17₁, 17₂). O anfibólio (hornblenda; 2V_x=74-80; Z^{Ac}=26; Z=verde, X=amarelo) é anédrico, prismático, tabular (<1,5 mm); encontra-se geralmente modificado para combinações de biotita, epidotos e titanita, que podem manter o anfibólio.

Do grupo dos epidotos, tem-se pistacita, de cor amarelo alaranjada, hábito prismático, anédrico ou euédrico, proveniente da saussuritização, bem como de biotita e anfibólio. Carbonatos, clorita e muscovita são as outras fases associadas à pistacita e à alteração de plagioclásio, biotita e anfibólio. Parte dos opacos também revelou a mesma origem; outros são primários. A apatita e o zircão são euédricos, prismáticos curtos (0,01-0,3 mm), hexagonais

(apatita), ligeiramente pleocróicos (marrom) no caso do zircão. A turmalina é marrom escura ou verde azulada, euédrica, encontrada como inclusões em quartzo ou associada à saussuritização.

5.4.5. Leucogranitóides (GR)

5.4.5.1. Pequenos "Stocks"

São referidas as amostras 25 e 27 do NW da área, e 50, 52, 247A e 250 do SE (Tabela 5.10). Correspondem a rochas hololeucocráticas ou leucocráticas, plotando como monzogranitos e granodioritos (Figura 5.6.A), sendo a proporção de máficos inferior a 6,5% (Figura 5.6.B). Plagioclásio, quartzo e K-feldspato são os minerais essenciais, com biotita varietal. Como acessórios ou secundários, ocorrem titanita, clorita, carbonatos, apatita e zircão. A textura é equigranular hipidiomórfica ou ligeiramente inequigranular (Figura 5.9.A). Em geral, são isotrópicos ou, quando deformados, possuem uma fraca orientação de quartzo.

O quartzo é geralmente anédrico, intersticial, na forma de monocristais (1-5 mm) com forte extinção ondulante. Bandas de deformação, subgrãos (0,05-2 mm) e contatos interlobados afetaram parcialmente os monocristais. Quartzo arredondado ou subedral (0,1-1,5 mm), não deformado, ocorre como venulações e em fraturas.

O K-feldspato (microclina pertítica) tem tamanhos variados (0,6-3 mm) e hábito subédrico a anédrico, podendo, por vezes, incluir quartzo.

O plagioclásio (An₂₅₋₂₈) é anédrico ou subédrico, tabular (0,5-3 mm), encontrando-se usualmente alterado, com sericita ± muscovita ± epídotos nas partes centrais, enquanto as bordas são límpidas. Plagioclásio sódico intergranular apareceu nas terminações da microclina (Figura 5.9.A).

A biotita (Z=verde escuro, X=amarelo pálido) é lamelar, com raras inclusões de zircão e apatita. Ocorre em cristais isolados ou em agregados poliminerálicos (1,5-2,5 mm) com

clorita, epidotos, opacos, titanita, muscovita, apatita e biotita₂ (granular ou lamelar, intersticial, em continuidade ótica com a biotita original).

Clorita (verde, lamelar), titanita (marrom pálida, subédrica) e opacos (quadráticos ou irregulares) resultaram da desestabilização de biotita. Estes minerais, juntamente com carbonatos, são freqüentes também em falhas e cisalhamentos rúpteis.

5.4.5.2. Diques

São referidos às amostras 57C, 57E, 57K, 264BX₁, 362H₁ e 362H₂ (Tabela 5.10). São rochas hololeucocráticas ou leucocráticas, em média mais enriquecidas em minerais máficos (1,5-10,1%, média=5,5%) do que aqueles dos pequenos "stocks" (1-6,3%, média=2,35), plotando próximo da linha M=10% no triângulo (Q+Kf)-P-M (Figura 5.6.B). Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio e K-feldspato, permitindo classificá-los como monzogranitos (57E, 362H₁), granodioritos (57E, 57K) e transicionais entre granodiorito e tonalito (264BX₁). Como acessórios e/ou secundários, citam-se biotita, epidotos, titanita, clorita, opacos e muscovita.

Texturalmente, são, em geral, inequigranulares, por vezes porfiríticos, destacando-se fenocristais poiquilíticos de K-feldspato. Estes são contornados por uma foliação protomilonítica (S_m), definida por lamelas de biotita, prismas de epidotos e barras de quartzo. Em amostras recristalizadas (362H₁; 362H₂), tem-se uma textura equigranular xenomórfica ou hipidiomórfica.

O quartzo é anédrico e sempre ocorre como monocristais, em mosaicos euédricos em sombras de pressão, ou formando coroas em torno dos feldspatos; os contatos são curvos, retilíneos, côncavo - convexos e interdigitados. O plagioclásio (An₂₅₋₃₀) é anédrico, tabular (0,5-2,5 mm), estando comumente alterado (mistura de epidotos finos e mica branca), resultando em tonalidade cinza escura sob nicóis paralelos.

O K-feldspato (microclina) é subédrico, prismático alongado ($\leq 6,3$ mm). Os cristais maiores são pertíticos, podendo ter mirmequitas ("bulbous") ou serem poiquilíticos esqueléticos (inclusões de plagioclásio saussuritizado, quartzo e biotita cloritizada).

A biotita (Z=amarelo esverdeada, X=amarelo pálido) é lamelar, anédrica ou subédrica, via de regra formando agregados lenticulares descontínuos (S_m), que contornam e rotacionam feldspatos e quartzo; transformou-se parcialmente em epídotos, titanita e clorita. Dentre os epídotos, domina a pistacita (amarelo pálida, granular - $< 0,05$ mm, ou prismática - 2 mm), resultante da transformação de plagioclásio e de biotita. A alanita é rara, caracterizando-se por ser quase isotrópica (metamítica) e pela associação com pistacita.

A mica branca é fina (sericita) ou lamelar (muscovita), neoformada a partir do plagioclásio. A titanita é marrom pálida ou cinza escura, euédrica ou subédrica, losangular (0,1-0,8 mm), por vezes porfiroblástica (inclusões de epídotos, biotita, apatita, zircão), orientada em S_m . A apatita e o zircão são euédricos, prismáticos curtos ($\leq 0,2$ mm), triangulares (apatita) ou em seções de bipirâmides e avermelhados (zircão). Os opacos são anédricos ou subédricos, relacionados às concentrações máficas (biotita + epídotos + titanita).

5.4.5.3. Leucogranitóides Deformados

Diversas texturas de origem tectônica (estiramento; boudinagem; recristalização mineral; mobilizados de quartzo, epídotos, clorita e opacos; bandas de cisalhamento e foliação milonítica) encontraram-se praticamente em todos os leucogranitóides. Elas são, todavia, mais penetrativas nos milonitos / ultramilonitos, e melhor impressas nos diques em comparação aos pequenos "stocks". Em locais com ação mais intensa de deformação rúptil, as texturas primárias foram obliteradas por trituração, moagem e brechação (19A, 136, 323). Por vezes (19A), os processos rúpteis foram seguidos por recristalização de pirita euédrica, quadrática ($\leq 0,4$ mm), pós-tectônica.

Os milonitos / ultramilonitos (18A) são macroscopicamente semelhantes a "metacherts" róseos, diferindo destes por terem porfiroclastos de quartzo e feldspatos. Possuem granulação muito fina ($\leq 0,1$ mm) em relação aos seus protólitos (1-2,5 mm). No seio da matriz milonítica, destacaram-se agregados poligonais de plagioclásio, quartzo e microclina, orientados em S_m , devendo representar a recristalização completa de fenocristais magmáticos dos mesmos minerais. Afetando essas texturas e a foliação S_m , citam-se porfiroblastos (0,2-0,9 mm) quadráticos de pirita e veios de epidotos.

Os blastomilonitos são representados por dois tipos distintos: (i) pouco modificado com respeito ao protólito, sendo rico em biotita (264BX₂, Tabela 5.10); e (ii) totalmente modificado em relação ao material original, sendo agora muscovita xistos esverdeados, filoníticos (53B e 430G, Tabela 5.10).

Os blastomilonitos (i) ocorrem em zonas de cisalhamento dúctil do norte da área. A alta porcentagem relativa de quartzo e minerais máficos deslocou a sua composição para o campo de granitóides ricos em quartzo (Figura 5.6.A) e para a direita da linha 2 na Figura 5.6.B. Comparado às amostras menos deformadas do mesmo afloramento (comparar 264BX₁ com 264BX₂, Tabela 5.10), são mais ricos em quartzo, biotita, epidotos, titanita e opacos e mais pobres em K-feldspato e plagioclásio. Texturalmente, são granolepidoblásticos ou granulares hipidiomórficos, com a xistosidade S_m (biotita verde amarelada + pistacita) contornando microfenocristais (≤ 3 mm) de plagioclásio saussuritizado.

Os blastomilonitos (ii) são praticamente monominerálicos, compostos essencialmente de muscovita, não tendo sido plotados nos diagramas da Figura 5.6. Esta mica é fina, lamelar, levemente esverdeada, marcando a superfície S_m . Difractogramas de raios X mostraram picos de muscovita 1M (2,57Å; 4,99Å; 10,06Å) e pequena quantidade de caolinita 1M_d (2,39Å; 3,58Å; 7,14Å). Esta última foi interpretada como resultante da alteração da muscovita por lixiviação do potássio (WINCHEL, 1951, p.368). O quartzo ocorre como porfiroclastos em geral monocristalinos, corroídos ou invadidos por muscovita e contornados por

S_m (Figura 5.9.B). Os opacos (sulfetos oxidados, em parte) são finos, granulares, lamelares ou aciculares ($\leq 0,4$ mm), formando faixas descontínuas ao longo de S_m .

5.4.6. Discussão

5.4.6.1. Granodioritos, Trondhjemitos, Tonalitos e Quartzo Dioritos

Os três primeiros são petrograficamente semelhantes aos clássicos *TTGs* (*Trondhjemitos*, *Tonalitos*, *Granodioritos*) arqueanos (CONDIE, 1981, cap. 5; MARTIN *et al.*, 1983; MARTIN, 1985, 1987). Isto implicou dois "trends" evolutivos, sendo um cálcio-alcalino de baixo potássio (tonalitos e trondhjemitos) e outro cálcio-alcalino de potássio médio (granodioritos) (Figura 5.6.A). Duas características macroscópicas distinguiram os *TTGs* em foco daqueles referidos na literatura, enumerando-se: (1) abundância de enclaves máficos nos granodioritos; e (2) grande volume de granodioritos com respeito a tonalitos e trondhjemitos na região de Rio Maria.

As variações modais nos granodioritos sugeriram uma série de diferenciação, hipótese coerente com estudos petrográficos e químicos do granodiorito Rio Maria na sua área tipo (MEDEIROS, 1987; MEDEIROS & DALL'AGNOL, 1988). Textural e petrograficamente, os granodioritos em lide são similares a séries cálcio-alcalinas Candomianas (=Brasiliano) do Maciço Armoricano (GRAVIOU, 1984). Os termos precoces são mais ricos em máficos (hornblenda < biotita), e têm menos quartzo e mais plagioclásio (Tabela 5.7). As diferentes fácies do granodiorito apresentaram uma ordem de cristalização típica de magmas hidratados, ou seja: (1^o) fases de "liquidus" com combinações de hornblenda, biotita e plagioclásio euédricos, podendo conterem inclusões de apatita e zircão; (2^o) fases de final de cristalização, com fenocristais de K-feldspato poiquilítico / porfiroblástico, titanita porfiroblástica e quartzo. Feições tardi- ou pós-magmáticas, ainda a altas temperaturas, foram marcadas por neoformação de biotita, hornblenda (em parte actinolítica) e quartzo, formação de pertitas e de mirmequitas (PITCHER & BERGER,

1972; PHILLIPS, 1974, 1980; SIMPSON & WINTSCH, 1989), e microestruturas dúcteis S-C não penetrativas (GAPAIS, 1989a, b).

A ocorrência de biotita e hornblenda como minerais precoces mostrou a presença de água no magma granodiorítico. Em tal caso, o plagioclásio seria o único tectossilicato a nuclear na presença de Fe e Mg (NANEY & SWANSON, 1980). É a quantidade de água que determina a presença de hornblenda, plagioclásio ou de ortopiroxênio, como fases do "liquidus" (NANEY & SWANSON, 1980). Como exemplo, abaixo de 2% em peso de H₂O, ortopiroxênio ± plagioclásio precedem hornblenda a temperaturas de 900 a 1000°C e pressões de 2 e 8 kbar (fig. 4b desses mesmos autores). A quantidade de água do magma é um dos fatores críticos na determinação da(s) fase(s) do "liquidus", conforme discutido por WHITNEY (1988). Segundo este autor, 2 a 4% em peso de H₂O é uma estimativa razoável para magmas silicosos. Os magmas contendo acima de 4% H₂O atingem a saturação em vapor a grandes profundidades, cristalizando como um granito fino antes de atingir altos níveis crustais. Abaixo de 2% H₂O, tem-se o "liquidus" a 1000°C, obtendo-se elevada taxa de cristalização antes de 900°C. A textura inequigranular seriada ou porfírica (plagioclásio, K-feldspato), com matriz média, evidenciou episódios de cristalização predominantemente lenta a profundidades elevadas.

O aumento do grau de cristalização e a ascensão do magma diminuem a solubilidade dos componentes voláteis no líquido, aumentando a P_f e a fO_2 no sistema (BURNHAM & JAHNS, 1962; HAMILTON *et al.*, 1964; MUELLER & SAXENA, 1977, cap. 12 e 15), fato essencial na evolução de magmas cálcio-alcálicos (OSBORN, 1959; GILL, 1978). A P_{H_2O} produz o aumento da fO_2 , favorecendo a cristalização de titanita (CARMICHAEL & NICHOLLS, 1967; CZAMANSKE & WONES, 1973; WONES, 1989). A grande quantidade desses componentes (H₂O, F, B, CO₂) no estágio tardi-magmático refletiu-se em saussuritização extensiva, cloritização de biotita e hornblenda, formação de carbonatos intergranulares e de apatita e turmalina associadas à saussuritização.

A seqüência de cristalização e as texturas são coerentes com uma intrusão granodiorítica sintectônica a uma deformação não pervasiva e de baixa intensidade (VAN DER

MOLEN & PATERSON, 1979; GAPAIS, 1989a, b). Por outro lado, os efeitos de contato no "greenstone", com formação de paragêneses em fácies xisto verde a anfibolito, caracterizaram a sua colocação em nível crustal relativamente elevado e pressão baixa (WINKLER, 1977, p. 155; TURNER, 1981, p. 420). De acordo com trabalhos experimentais (EGGLER, 1972; PIWINSKI, 1973; STERN *et al.*, 1975), em magmas andesíticos, granodioríticos e tonalíticos, a pressões entre 2 e 4 kbar, a cristalização do plagioclásio ocorreu antes do anfibólio. Segundo tais autores, o anfibólio começou a cristalizar entre 950 e 900°C, a partir de um magma original com 3,5-5% em peso de H₂O e com temperatura de "liquidus" de 1100-1000°C.

Os tonalitos e trondhjemitos (*TTs*) apresentaram algumas particularidades com respeito aos granodioritos, a saber: (i) escassez de enclaves máficos; (ii) raridade ou ausência de K-feldspato e hornblenda, exceto em alguns tonalitos; (iii) abundância de plagioclásio, sendo o quartzo, em média, mais elevado (Tabelas 5.7 e 5.9). Na seqüência de cristalização, formaram-se fenocristais de plagioclásio (oligoclásio - andesina) e biotita, seguidos de quartzo e K-feldspato (nos tonalitos), podendo os três incluírem apatita e zircão. Epidotos, carbonatos, muscovita, clorita, turmalina e parte da apatita constituíram fases secundárias tardi- ou pós-magmáticas. Tal como nos granodioritos, esses minerais revelaram a natureza original rica em água do magma que gerou os tonalitos e trondhjemitos. O reconhecimento de texturas e minerais primários ou pouco modificados (Figura 5.8), invalidou a hipótese dos trondhjemitos serem de origem metassomática (DRUMMOND *et al.*, 1986). Assim, as variações petrográfica sugeriram uma série diferenciada entre tonalitos e trondhjemitos (BARKER, 1979). A suíte completa incluiria hornblendito, gabro, diorito, tonalito e trondhjemito (BARKER & ARTH, 1976). Há, então, a possibilidade dos quartzo dioritos terem uma ligação genética com os *TTs*.

5.4.6.2. Enclaves Máficos

Enclaves máficos são característicos de granitóides orogênicos, particularmente de séries cálcio-alcálicas (DIDIER, 1973; COCIRTA *et al.*, 1989). Eles foram considerados de

origem magmática, com posicionamento e cristalização aproximadamente sincrônica aos da rocha hospedeira (REID Jr. *et al.*, 1983; BAILEY, 1984). A similaridade petrográfica e química existente entre o enclave e a hospedeira foi interpretada como um parentesco adquirido no momento em que os magmas félsico e máfico foram colocados em contato mútuo (LETERRIER & DEBON, 1978). Os processos de troca de elementos químicos, introdução mecânica de cristais no enclave e o equilíbrio térmico começaram a atuar a partir deste momento e seguiram até a solidificação final do conjunto, de acordo com síntese de FERNANDEZ & BARBARIN (1991).

Devido às propriedades físicas (P, T, η , composição) contrastantes entre um magma félsico e outro máfico, dificilmente se atinge uma mistura completa ("mixing"), observando-se, na realidade a preservação de texturas ígneas nos enclaves ("mingling" ou "commingling") (BARBARIN, 1988). O fenômeno de "mixing" é favorecido quando predomina o magma máfico, enquanto o oposto favorece o processo de "mingling" (KOUCHI & SUNAGAWA, 1983).

O grau de mistura ("mixing" vs. "mingling") depende, dentre outros fatores, da diferença de cristalinidade entre a hospedeira e o enclave (REID Jr. *et al.*, 1983) e da ação de correntes de convecção (KOUCHI & SUNAGAWA, 1983; SPARKS & MARSHALL, 1986). Quando o magma hospedeiro tem baixa proporção (<30%) de cristais, a velocidade das correntes de convecção e a turbulência permitem efetivar a mistura na escala centimétrica ou menor, formando uma rocha híbrida. Entre 30% e 70% de cristalização da hospedeira, os enclaves são preservados. Porém, com alta taxa de cristalização (>70%), geram-se brechas, enxames de diques félsicos e/ou máficos e enxames de enclaves (SUTCLIFFE, 1989).

Os enclaves máficos em estudo revelaram texturas e graus de interação variados com a hospedeira granodiorítica. Os tipos mais preservados podem ter texturas de resfriamento rápido (enclaves **E1**), enquanto parte dos enclaves **E2** são médios a grossos (dioríticos). Foi possível caracterizar a seqüência de cristalização como: (1^o) hornblenda e plagioclásio (ripiforme ou como fenocristal com zanação oscilatória), com relictos de clinopiroxênio; (2^o) biotita (a partir de hornblenda), quartzo, K-feldspato (porfiroblastos), titanita (final de cristalização); (3^o)

cloritização de biotita e de hornblenda, saussuritização de plagioclásio, além de formação de carbonatos, turmalina e epídotos, devidos a ação de fluidos tardi- ou pós-magmáticos. Esta seqüência e as texturas de substituição e recristalização mineral são semelhantes às encontradas na hospedeira granodiorítica. A abundância de biotita nos enclaves sugeriu a potassificação dos mesmos pelo magma granodiorítico.

Várias interpretações foram propostas para a origem dos enclaves máficos, destacando-se: (i) resíduo de fusão (CHAPPELL, 1978); (ii) cristalização precoce ou cumulática (MAURY *et al.*, 1978); (iii) restitos de intrusões básicas ou de magmas que fundiram rochas crustais e geraram magmas granitóides (DIDIER & LAMEYRE, 1969); (iv) magma "mingling", discutida anteriormente. Embora os enclaves **E2** tenham texturas indicativas de cristalização a profundidades comparativamente grandes (tipos dioríticos) e com texturas e petrografia sugerindo uma associação íntima com os granodioritos, o mesmo não se aplicou diretamente aos enclaves **E1**. Estes podem ser tanto produtos de cristalização precoce, em profundidade, restitos de fusão (MEDEIROS, 1987), ou cumulados de granodioritos, mas que cristalizaram rapidamente (REID Jr. *et al.*, 1983). Como hipótese, admitiu-se que quando o magma granodiorítico parcialmente cristalizado, intruiu o "greenstone", ele já portava bolhas máficas com diferentes graus de cristalização e com fontes possivelmente diversas.

5.4.6.3. Leucogranitóides

Apresentaram texturas e composições distintas em comparação aos *TTGs*. A biotita foi o único mineral máfico precoce, cristalizado sincronicamente ou após o plagioclásio, podendo ambos incluírem apatita e zircão. Foram seguidos por quartzo e K-feldspato poiquilítico. A recristalização no estado sólido obliterou parcialmente o hábito e as relações texturais dessas fases. Tal como nos *TTGs*, detectou-se, novamente, a ação de fluidos tardi- ou pós-magmáticos através de transformações de biotita (para clorita, epídotos, opacos, muscovita, titanita) e de

plagioclásio (sericitização / saussuritização). Porfiroblastos de titanita caracterizaram o aumento na fO_2 no final da cristalização (CZAMANSKE & WONES, 1973; WONES, 1989).

Demonstrou-se experimentalmente que a seqüência de cristalização de líquidos graníticos subsaturados depende do seu teor em água, conforme segue (MAALOE & WYLLIE, 1975). Em sistemas com menos que 1,2% em peso de H_2O , o quartzo precedeu a biotita; para $1,2\% < H_2O < 2,5\%$, a biotita cristalizou após o K-feldspato e antes do quartzo; se $H_2O > 2,5\%$, a biotita formou-se antes do K-feldspato. Extrapolando-se os resultados experimentais aos dados aqui apresentados, o magma granítico teria uma quantidade de água em torno de 2,5% em peso, favorecendo a cristalização de biotita a altas temperaturas e baixas pressões.

A ocorrência de mesoestruturas (Figura 4.6) e superfícies S-C (Figura 4.7) concordantes com estruturas de fluxo magmático (alinhamento de fenocristais de feldspatos), a recristalização generalizada da matriz e a associação ubíqua com zonas de cisalhamento, indicaram serem os leucogranitóides sintectônicos ao mesmo evento que afetou os *TTGs*. A deformação afetou o leucogranito em fase de resfriamento, quando o seu comportamento viscoso ensejou a formação de quartzo com contatos interdigitados, intergranulares ou em fraturas tracionais nos feldspatos (VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979; GAPAIS, 1989a, b).

As feições citadas permitiram correlacionar os leucogranitóides aos granitos potássicos tardi-Arqueanos descritos na literatura (CONDIE, 1981, cap. 5; MARTIN & QUERRÉ, 1984). Eles correspondem geralmente a uma granitogênese tardi- ou pós-"greenstone", com importante contribuição crustal na sua gênese (QUERRÉ, 1985). Tal origem foi corroborada pela presença de alguns enclaves de granodiorito parcialmente digeridos (Figura 4.6), além de raros enclaves máficos (restitos de fusão?).

5.5. VEIOS DE QUARTZO

5.5.1. Veios Pré- a Sintectônicos a D_m

Este grupo incluiu diversos veios de quartzo, afetados em graus variados pela deformação milonítica (D_m). Existem tipos pouco deformados - VQ_1 (53B, 123B), moderadamente deformados, protomiloníticos / miloníticos - VQ_2 (51A), e fortemente deformados, ultramiloníticos - VQ_3 (Figura 5.10.A). Por fim, espécies blastomiloníticas apresentaram abundantes texturas de crescimento de grãos - VQ_4 (Figura 5.10.B).

Esses veios compõem-se essencialmente de quartzo, podendo terem turmalina e filmes de muscovita \pm hidróxidos de ferro em fraturas. É comum a brechação e fragmentação em fraturas e falhas. Algumas diferenças texturais entre os veios VQ_1 a VQ_4 são descritas abaixo.

- VQ_1 - O quartzo é monocristalino ou localmente granuloso ou poligonizado ($\pm 0,05$ mm).
- VQ_2 - Contém maiores proporções de quartzo poligonizado e recristalizado (0,1-0,5 mm; extinção ondulante fraca) em torno de monocristais de quartzo, que ficaram isolados como porfiroclastos.
- VQ_3 - O quartzo é fortemente estirado (0,1-0,2 mm), orientado na foliação milonítica - S_m (Figura 5.10.A). Encontraram-se bandas de deformação mais finas do que as dos veios $VQ_{1,2}$, e contatos em alto ângulo, retilíneos, côncavo - convexos e interdigitados. A superfície S_m contorna porfiroclastos ($\pm 0,5$ mm) de quartzo e está suavemente crenulada.
- VQ_4 - Distinguiram-se dos veios VQ_3 pela maior quantidade de quartzo recristalizado, sem extinção ondulante. Apresentam texturas poligonais, migração de limites de grãos e crescimento exagerado de grãos (Figura 5.10.B) superpondo as texturas miloníticas prévias.

5.5.2. Veios Pós-Tectônicos a D_m

Aqui foram considerados veios macroscopicamente maciços, sem orientação visível de quartzo, mesmo quando afloraram no interior de zonas de cisalhamento (51C, 96 e 430C). Contêm quartzo euédrico ou subédrico, com extinção fortemente ondulante, não orientados, com tamanhos entre 1,8 e 6,5 mm. Filmes e grânulos de hidróxidos de ferro ocorrem entre os grãos de quartzo e em fraturas. Algumas amostras contêm veios de sulfetos, principalmente pirita (seção polida 430C). Esta é anédrica ou subédrica, quadrática ou prismática (0,4-5 mm), em parte porfiroblástica; altera para limonita em fraturas. Os contatos desses veios com a hospedeira quartzosa é brusco, por cisalhamentos ou por grãos de quartzo neoformados, cristalizados perpendicularmente às paredes dos veios.

5.5.3. Discussão

As texturas encontradas nos veios de quartzo indicaram recristalização extensiva no estado sólido. A recristalização dinâmica por migração de limites de grãos e crescimento exagerado de cristais nos veios VQ_2 a VQ_4 sugeriram a prevalência de temperaturas elevadas. Posteriormente, houve a superposição por fenômenos de baixa temperatura, do tipo extinção ondulante e fraturas rúpteis.

5.6. DIQUES RIOLÍTICOS E DIABÁSICOS

5.6.1. Diques Riolíticos

5.6.1.1. Características Gerais

Definiram-se três grupos texturais, denominados **DA₁**, **DA₂** e **DA₃**. Esta subdivisão baseou-se na proporção relativa de matriz vs. fenocristais, no tamanho dos cristais e na proporção de texturas granofíricas e micrográficas (Tabela 5.11), devendo traduzir o resfriamento crescentemente mais rápido no sentido **DA₁** a **DA₃**. No triângulo **Q-A-P**, observou-se o predomínio de riolitos, com algumas amostras no campo de álcali-feldspato riolitos e outras relativamente enriquecidas em quartzo (**DA₁**, 164A).

5.6.1.2. Riolitos do Grupo **DA₁**

Apresentaram maior abundância de texturas granofíricas e micrográficas. Possuem textura inequigranular porfirítica, seriada, ou localmente glomeroporfirítica, com fenocristais (0,2-3 mm) de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e alanita. A matriz é inequigranular, composta de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, apatita, opacos, fluorita, clorita e epidotos.

Os fenocristais de quartzo são anédricos ou euédricos, monocristalinos, com formatos hexagonais, triangulares ou retangulares, vértices subarredondados e arestas parcialmente reabsorvidas. Estas formas são típicas de fenocristais de quartzo de alta temperatura (quartzo β) (DEER *et al.*, 1983), embora os cristais atuais correspondam a forma estável a baixas temperaturas (quartzo α).

Os fenocristais de K-feldspato (ortoclásio; $2V_x=58$) são anédricos ou subédricos, pertíticos ou micropertíticos, com macla Carlsbad, Encontram-se virtualmente alterados para

grânulos e pontuações de argilo - minerais e opacos, adquirindo uma tonalidade cinza escura sob nicóis paralelos.

Os fenocristais de plagioclásio têm hábito tabular, anédrico ou subédrico. Apareceram isolados ou em agregados com K-feldspato e quartzo. Mostraram-se parcialmente alterados para sericita, muscovita e clorita.

A alanita ocorre raramente, sendo euédrica, prismática ($\leq 1,5$ mm), com inclusões de quartzo e zircão. A fluorita é anédrica ou subédrica, ocorrendo intersticialmente entre fenocristais de feldspatos e quartzo ou ainda na matriz. Os outros minerais, que apareceram apenas na matriz, como acessórios ou como produtos de alteração de biotita e/ou plagioclásio, são clorita, epidotos, mica branca, opacos e zircão. Em especial, a clorita é verde ou amarela, anédrica, intersticial ou radial (esferulitos?), ou como pseudomorfos sobre biotita.

5.6.1.3. Riolitos do Grupo **DA₂**

Textural e petrograficamente, são semelhantes aos tipos **DA₁**, dos quais diferiram pela maior quantidade de matriz e de texturas granofíricas e micrográficas. A textura é ligeiramente inequigranular porfirítica ou glomeroporfirítica (fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, variando de 0,2 a 4,5 mm).

Como particularidades, o K-feldspato mostrou $2V_x$ baixo (± 30), podendo ter uma coroa de plagioclásio (textura rapakivi?). Alguns fenocristais são repletos de inclusões de quartzo, que se extinguem simultaneamente, formando uma textura em peneira.

Na matriz equigranular fina, ressaltou-se a existência de uma leve orientação de lamelas de biotita cloritizada. Embora raros, ocorrem cristais não identificados (clinopiroxênio? anfibólio?), com seção prismática fina ou quase acicular, pseudomorfisado para clorita \pm carbonatos \pm opacos.

5.6.1.4. Riolitos do Grupo **DA₃**

Apresentaram maior porcentagem de matriz, sendo os fenocristais menos abundantes e de menores dimensões (0,4-2 mm) em comparação aos **DA₁** e **DA₂**. São frequentes as coroas de plagioclásio (alterado) em torno de pórfiros de K-feldspato (textura rapakivi?). Este é quase uniaxial (sanidina), subédrico ou euédrico, por vezes com abundantes inclusões de quartzo.

A matriz é equigranular anédrica, fina ou muito fina, em parte granofírica, contendo quartzo, feldspatos, clorita, biotita orientada (textura hialofítica) e opacos quadráticos (<0,05 mm). Localmente, notaram-se seções basais de anfibólio transformado em clorita, opacos e mica branca.

5.6.1.5. Discussão

As variações texturais e de granulação nos diques riolíticos foram controladas pela posição de amostras ora em partes internas (mais grossos), ora em bordas (mais finos ou afaníticos) dos diques. Por outro lado, as texturas finas ou grossas em diques de locais diferentes podem indicar níveis de colocação também variados, sendo os primeiros mais rasos. Relações de campo (ausência de deformação dúctil e de metamorfismo, truncamento de unidades em fácies xisto verde) e texturais (textura granofírica, fenocristais de quartzo embaiados) caracterizaram os riolitos como intrusões de alto nível crustal.

Apesar das variações texturais, os diversos riolitos possuem mineralogia semelhante. As frequentes texturas porfíricas ou glomeroporfíricas mostraram que quartzo e plagioclásio foram as fases do "liquidus". Fenocristais de K-feldspato (ortoclásio ou sanidina) e de alguma alanita já apresentam abundantes inclusões de quartzo (textura em peneira), sugerindo a cristalização dos mesmos em estágio posterior. O conjunto de fenocristais representou um período de cristalização lenta a pressões e temperaturas mais elevadas (COX *et al.*, 1979).

Os minerais precoces (fenocristais) tornaram-se instáveis ao serem levados a níveis crustais rasos, resultando em bordas de reabsorção no quartzo e em finas coroas de Na-plagioclásio no K-feldspato. Neste momento, deu-se a cristalização da matriz equigranular, com o crescimento simultâneo de quartzo_2 e K-feldspato_2 (textura granofírica ou micrográfica), plagioclásio_2 (An?), além de biotita, opacos quadráticos (magnetita?) e raros grãos de anfibólio, atualmente pseudomorfisados.

Comparando-se a mineralogia encontrada com experimentos de cristalização de biotita granitos a 2 kbar (MAALOE & WYLLIE, 1975), a ausência de biotita como fase de "liquidus" sugeriu um valor de H_2O inferior a 1,2% em peso. Magmas graníticos com baixo teor em água podem ser gerados por fusão da crosta e ascender formando riolitos (WYLLIE *et al.*, 1976). Admitindo-se baixos teores de água ($\pm 1,0\%$) e aplicando-se os resultados experimentais de granitos segundo WHITNEY (1975, 1988), optou-se pela seguinte seqüência de eventos: (i) a altas pressões (8 kbar), cristalizou primeiro plagioclásio, seguido por plagioclásio + quartzo e, depois, plagioclásio + quartzo + K-feldspato, o que é coerente com a petrografia observada; (ii) com a ascensão, o magma cristalizou fases de baixa pressão (2 kbar) e desestabilizou o quartzo, sendo a nova seqüência plagioclásio, plagioclásio + K-feldspato, plagioclásio + K-feldspato + quartzo; (iii) resfriamento rápido e formação da matriz em subsuperfície.

A pequena quantidade de água no magma riolítico foi atestada pelas baixas proporções de minerais hidratados (biotita, anfibólio). Mesmo assim, os voláteis tardi-magmáticos propiciaram a formação de fases secundárias (clorita, opacos, mica branca). A fluorita é uma feição ímpar desses riolitos, indicando a ocorrência de flúor no magma original. Altos teores em F e Cl e baixos em H_2O foram encontrados em granitos intracratônicos do tipo A (COLLINS *et al.*, 1982), produzidos pela fusão parcial de crosta continental (COLLINS *et al.*, 1982; CREASER *et al.*, 1991). Anatexia crustal induzida por "underplating" ou intrusão de magmas básicos foi admitida por DALL'AGNOL *et al.* (1994) para a origem dos granitos anorogênicos, hipótese aqui aplicada também aos diques em lide. Temperaturas elevadas e alto flúor em magmas graníticos

tipo A promovem baixas viscosidades (CLEMENS *et al.*, 1986), favorecendo a cristalização fracionada.

5.6.2. Diques Diabásicos

5.6.2.1. Descrição Petrográfica e Textural

Possuem textura intergranular ou subofítica. São rochas isotrópicas, com sinais apenas de deformação dútil (clivagem de fratura finamente espaçada). Modalmente (amostra 247B), compõem-se de plagioclásio (61,6%), clinopiroxênio (18,8%), magnetita (8,9%), anfibólio (5,1%), quartzo + K-feldspato (3,7%). Como acessórios, apareceram clorita (1,7%), biotita (0,2%) e carbonatos (<0,1%). Em diagramas **Q-A-P** e **P(plagioclásio)-Px(piroxênio)-Hb(hornblenda)** (STRECKSEIN, 1976), classificaram-se como leucogabros.

O plagioclásio (An38) é prismático alongado (0,7-2,2 mm), subédrico e praticamente sem alteração. Mostra extinção ondulante e encurvamento dos planos (010). O clinopiroxênio (augita; $2V_z=42$; $Z_{\wedge c}=35$; Z=marrom pálido) forma mosaicos poligonais (0,8-2,4 mm) entre os prismas de plagioclásio (textura intergranular), apresenta extinção ondulante e altera para biotita, anfibólio e carbonato.

A magnetita é euédrica, quadrática, prismática, lamelar ou intersticial, comumente poiquilítica (0,2-1,3 mm), englobando plagioclásio e clinopiroxênio. O anfibólio (hornblenda) é verde escuro, anédrico, intersticial, resultando da uralitização. A biotita é marrom, subédrica, lamelar, ocorrendo sempre em continuidade cristalográfica com anfibólio e clinopiroxênio, evidenciando a sua origem tardi-magmática. O quartzo é intersticial, anédrico, arredondado ou vermicular presente como cristais isolados (<0,2 mm) ou em intercrescimento granofírico com K-feldspato.

5.6.2.2. Discussão

A ausência de fenocristais precoces na cristalização e o amplo predomínio de texturas subofíticas e intergranulares indicaram a natureza hipabissal dos diabásios. Segue-se que a cristalização transcorreu sob pressão mais ou menos constante. Com o resfriamento progressivo, cristalizaram: (1º) plagioclásio (andesina) e clinopiroxênio; (2º) magnetita poiquilítica; (3º) quartzo e K-feldspato em textura granofírica; (4º) uralitização de clinopiroxênio e potassificação de hornblenda. Estas feições foram superimpostas por deformação rúptil, que produziu extinção ondulante, encurvamento de planos cristalográficos de piroxênio e plagioclásio.

Apesar de ter sido estudada apenas uma amostra de diabásio, notou-se um claro contraste em termos de composição e textura com respeito aos riolitos. À semelhança destes, porém, cita-se a ausência de fases hidratadas de "liquidus", implicando que no início da cristalização o magma fonte dos diabásios era extremamente subsaturado (formou clinopiroxênio), tendendo a saturação no final (hornblenda).

5.7. CONCLUSÕES

O exame de texturas primárias e tectônicas permitiu agrupar as litologias precambrianas em três grandes conjuntos, em acordo com a estratigrafia adotada no cap. 4:

- (1º) terrenos gnáissicos (embasamento), com forte recristalização dinâmica obliterando parcialmente as texturas originais;
- (2º) rochas do "greenstone belt" e metagranitóides, com texturas preservadas em domínios protegidos de deformação dúctil;
- (3º) diques de riolitos e diabásios, com texturas magmáticas intactas.

No "greenstone belt" Identidade, encontraram-se:

- 1- metaultramáficas com relíquias de texturas "spinifex", mostrando a existência de vulcanismo komatiítico;
- 2- metabasaltos, em parte variolíticos, com freqüentes texturas de resfriamento rápido e de fluxo magmático;
- 3- metadacitos, com variabilidade petrográfica e textural indicativas de diferenciação magmática e caráter hipabissal; foram comparadas a séries de dacitos / riolitos cálcio-alcálicos cenozóicos, com magma original hidratado, oxidado e com temperatura de cristalização entre 900 e 725°C; nódulos e enclaves máficos volumetricamente subordinados, bem como brechas basálticas e dacíticas sin-miloníticas, sugeriram a intermitência de um magmatismo máfico / félsico pós-vulcanismo basáltico inicial;
- 4- metagabros com cristalização predominantemente hipabissal; admitiu-se uma composição primária anidra (clínopiroxênio e plagioclásio no "liquidus"), com extensiva hidratação tardi- ou pós-magmática (uralitização, saussuritização, cloritização, carbonatização).

No caso dos metagranitóides, reconheceram-se:

- 5- tipos *TTGs* (*Trondhjemitos*, *Tonalitos*, *Granodioritos*), precedentes ao plutonismo potássico (leucogranitóides);
- 6- os *TTGs* apresentaram características petrográficas de suites cálcio-alcálicas de potássio baixo (*trondhjemitos* e *tonalitos*) ou médio (*granodioritos*), citando-se a abundância de enclaves máficos (em *granodioritos*), presença de hornblenda nas fácies menos evoluídas, caráter máfico e hidratado e alta fO_2 (presença de titanita e magnetita) do magma parental; são intrusões rasas, que provocaram auréolas metamórficas nos contatos com o "greenstone";
- 7- em contraste com os *TTGs*, os leucogranitóides são rochas bastantes evoluídas, sem anfibólio e com pouca biotita.

Concernente aos diques riolíticos e diabásicos:

- 8- são intrusões de alto nível crustal, aparentemente não relacionadas geneticamente;
- 9- em particular, os riolitos possuem características petrográficas similares às de rochas subvulcânicas associadas com granitos intracratônicos;
- 10- os diabásios derivaram de uma magma basáltico com pouca água (a hornblenda é tardia), com cristalização em condições relativamente oxidantes (alta fO_2 ; contêm magnetita poiquilitica).

6. ESTRUTURAL

6.1. INTRODUÇÃO

A dificuldade de se caracterizar estruturalmente os terrenos granito - "greenstone" arqueanos é conhecida na literatura (CONDIE, 1981, cap. 6; WINDLEY, 1986, p. 38-39). A área em lide não foge a esta regra. Embora afetada por uma deformação de intensidade relativamente baixa, o seu estudo foi dificultado por descontinuidade de afloramentos, coberturas lateríticas e acentuado intemperismo tropical.

Para contornar tais obstáculos, procedeu-se à análise estrutural, subdividindo-se a região em domínios de homogeneidade. Adotou-se a sistemática de agrupamento de estruturas, obedecendo a critérios de superposição, estilos e penetratividade (TURNER & WEISS, 1963; RAMSAY, 1967; RAMSAY & HUBER, 1983, 1987; WILLIAMS, 1985). Deste modo, enfatizaram-se: (i) relações de truncamento entre estruturas; (ii) nos domínios sem critérios de superposição, usaram-se similaridades de estilo e de orientação estrutural; (iii) correlações entre fábricas tectônicas e magmáticas.

Além da caracterização geométrica, quantificou-se a deformação pelo método R_f/ϕ (item 6.3). Atenção particular foi dada às zonas de cisalhamento, procurando-se critérios cinemáticos indicativos do mecanismo de deformação (item 6.4.) e de um modelo geométrico - estrutural (item 6.5).

Na terminologia adotada, as fases de deformação designaram-se, da mais antiga para a mais jovem, D_1 (D_{n-1}), D_2 (D_n , D_m , D_{n+1}) e D_3 (D_{n+2}). Superfícies tectônicas denominaram-se S (S_n , S_{cc} , S_m , S_{n+1} , S_{n+2}), reservando-se S_0 para estruturas primárias. Lineações seguiram BELL & DUNCAN (1978), sendo chamadas de F (ex. F_n^0 = eixo de dobra D_n , medido em S_0) ou L (ex. L_{cc}^m = lineação de interseção de S_{cc} com S_m , medida em S_m ; L_1

= lineação de estiramento no plano S_1). Detalhes sobre a simbologia empregada são referidos a JARDIM DE SÁ & HACKSPACHER (1982).

S_m e L_m foram os símbolos aplicados respectivamente a planos e lineações miloníticas, originados no evento D_m . Seguindo uma convenção clássica, considerou-se XY como o plano de foliação / bandamento / xistosidade, Z a direção de encurtamento máximo (perpendicular a XY) e X a direção de estiramento máximo e transporte tectônico, com $X \geq Y \geq Z$, sendo X , Y e Z os eixos do elipsóide de deformação finita (RAMSAY & GRAHAM, 1970; NICOLAS & POIRIER, 1976; PASSCHIER *et al.*, 1990).

De acordo com esses critérios, determinaram-se três eventos de deformação:

D_1 (D_{n-1}) - corresponde a uma foliação e/ou bandamento metamórfico reliquiar (S_{n-1}), observado exclusivamente em ortognaisses (GN);

D_2 (D_n , D_m , D_{n+1}) - afetou estruturas D_1 de ortognaisses e feições primárias nos outros litotipos; foram geradas dobras isoclinais ou apertadas (D_n), com foliação de plano axial (S_n) localmente penetrativa, progredindo para zonas de cisalhamento dúctil (D_m); nestas, detectou-se uma fábrica planar proeminente (S_m), dobrada por crenulações tardias (D_{n+1}), com desenvolvimento de uma foliação de plano axial descontínua (S_{n+1} ou S_{cc});

D_3 (D_{n+2}) - corresponde a uma série de estruturas, incluindo dúcteis - rúpteis a rúpteis, formando dobras suaves ou abertas (sem recristalização de plano axial), falhas diversas, brechas, cataclasitos e fraturas; foi o único evento registrado em diques riolíticos e diabásicos.

Objetivando dar uma visão regional da área mapeada, seguem-se em anexo a distribuição das principais mesoestruturas na forma de figuras e bloco-diagramas (Anexo B4). A respectiva interpretação macroestrutural encontra-se no Anexo B1 e, com maiores detalhes, no Anexo B5. Citações de pontos são referidas aos Anexos B2 e B3.

6.2. CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS

6.2.1. Evento D_1 (D_{n-1})

A sua ocorrência restringiu-se aos terrenos gnáissicos do norte da área (GN). Aparece como uma foliação (biotita) ou bandamento (S_{n-1}) de espessura milimétrica, composto por alternâncias ricas ora em feldspatos + quartzo, ora em biotita. A superfície S_{n-1} encontrou-se em dobras intrafoliais isoclinais, transpostas (Figura 6.1.A) ou truncadas por leucogranitos e estruturas S_n (Figura 6.1.B). O desdobramento de S_{n-1} sugeriu direções originais variáveis de WNW-ESE a NW-SE, ou localmente N-S (Figura 6.1.B). Em zonas de cisalhamento de alta temperatura, notou-se a obliteração da fábrica S_{n-1} (Figura 6.1.C).

A fina espessura e a sua ocorrência freqüente, especialmente na região de Xinguara, sugeriram ser o bandamento S_{n-1} uma estrutura de origem metamórfica. Outra alternativa, a ser verificada em estudos posteriores, é a de que S_{n-1} representaria uma fábrica magmática (ALTHOFF *et al.*, 1994).

6.2.2. Evento D_2 (D_n, D_m, D_{n+1})

Para efeitos de apresentação, a área foi subdividida em três domínios (Figura 6.2), com o "greenstone" numa porção central (domínio I) e os metagranitóides a norte (domínio IIN) e a sul (domínio IIS).

6.2.2.1. Fase D_n

a. *Aspectos Macroscópicos*

Em termos de penetratividade, D_n foi melhor definido nos ortognaisses (GN), onde está representada por uma foliação ou fino bandamento (S_n) de plano axial de dobras intrafoliais (Figuras 6.1.A e C). A foliação S_n , neste exemplo, seria sincrônica às intrusões leucograníticas (Figura 6.1.C).

Em outras situações, tem-se uma foliação descontínua, de penetratividade variável, definida pela orientação de biotita, barras de quartzo e fenocristais de plagioclásio em metagranitóides e enclaves máficos (domínio IIN). Localmente, esta superfície corresponde ao plano axial de dobras apertadas ou isoclinais, afetando apófises de granodioritos e leucogranitos.

No "greenstone" (domínio I), notou-se uma relação angular de S_n (alinhamento incipiente de anfibólio - S_n) com bandas composicionais (S_0) em metagabros (Figura 4.13.A). Os metabasaltos apresentam uma clivagem espaçada, usualmente preservando texturas primárias (Figura 4.8). Já no material interalmofadas, tem-se uma xistosidade S_n definida por anfibólio fino, clorita e filonetes de quartzo, que contornaram ou se amoldaram ao formato das almofadas. Venulações de quartzo e epidotos, intercaladas nas interalmofadas, foram dobradas em estilos variados, de acordo com suas orientações pré-tectônicas.

Para definir a macroestrutura, usaram-se critérios de topo estratigráfico vs. estrutural ("facing" - POULSEN *et al.*, 1980; BORRADAILE, 1982), tais como concentrações de variolas em metabasaltos ou de fenocristais de plagioclásio em metagabros (Figura 4.13.B), convexidade de almofadas, relações de S_0 vs. S_n (Figura 4.13.A) e o mergulho diversificado de derrames basálticos. Assim, admitiu-se a presença de antiformes e sinformes com eixos de mergulho baixo ou moderado (F_n na Figura 6.2.B) e holomorfismo restrito no "greenstone" (Figura 6.2.A).

A orientação dominante das superfícies S_n situou-se nas direções NW-SE e WNW-ESE (Figuras 6.2.B e E). Existem, ainda, ocorrências de relíquias de intrafoliais centimétricas em rochas metaultramáficas, onde S_n é NE-SW (Figuras 6.3.A e B). Neste caso, não há uma explicação conclusiva para o "trend" anômalo de S_n . Ele pode relacionar-se à proximidade do contato com os metagranitóides do SW ou ser uma fábrica rotacionada pela deformação milonítica (D_m). Direções NNE de S_n também foram vistas no plano axial de dobras isoclinais reclinadas, assimétricas, afetando diques metadacíticos na Faz. Nova Zelândia (Figura 6.3.C).

Os padrões de polos de S_n (Figuras 6.2.B e F) foram interpretados como uma distribuição em leque divergente no "greenstone" (ver perfil no Anexo B1). A ausência de atitudes subhorizontais de S_n e a sua orientação relativamente constante nos "trends" WNW-ESE e NW-SE mostraram que não existe redobramento de S_n , reforçando a hipótese acima. Logo, os mergulhos originais de S_n seriam subverticais, direcionados WNW-ESE, correspondendo aos planos axiais de dobras D_n no "greenstone" (afetou superfícies S_0) e a uma superfície descontínua nos metagranitóides. As vergências opostas de S_n (Figuras 6.2.C, D e E) concordaram com o padrão verificado no domínio I (Figura 6.2.B) e em toda a área (Figura 6.2.F). Isto sugeriu que a estruturação divergente em escala regional relacionou-se temporal e espacialmente à colocação dos metagranitóides. Um exemplo geometricamente similar, com a mesma interpretação, foi descrito por FYSON (1981) para a Província Slave (Canadá).

b. Microestruturas

Em ortognaisses GN, a fábrica S_n caracterizou-se por uma foliação regular, penetrativa, de biotitas, paralela a um microbandamento metamórfico.

Na litologias do "greenstone", microestruturas S_n foram vistas localmente. Em clorita-tremolita xistos, derivados de rochas ultramáficas, tem-se uma lineação mineral (L_x) definida pelo alinhamento de prismas colunares de tremolita (Figura 5.1). Em cortes paralelos a L_x , a extensão foi de apenas 3 a 12%, interpretando-se L_x como uma lineação magmática pouco

modificada por D_n . A ausência de rotação e a microboudinagem simétrica de tremolita indicaram ser L_x uma direção de distensão limitada, paralela ao "trend" geral do "greenstone".

6.2.2.2. Fase D_m (Deformação Milonítica)

a. *Sumário sobre Zonas de Cisalhamento*

a.1. Conceitos Básicos

Zonas de cisalhamento correspondem classicamente a faixas anastomosadas, de espessura finita, com forte concentração de deformação dúctil (Figura 6.4.A), heterogênea, não-coaxial (RAMSAY & GRAHAM, 1970; RAMSAY, 1980; WHITE *et al.*, 1980; RAMSAY & HUBER, 1987). Elas são importantes por interligarem e/ou atravessarem diferentes níveis crustais, servindo como canais preferenciais de circulação de fluidos (McCAIG, 1984; SINHA *et al.*, 1986; GLAZNER & BARTLEY, 1991), acomodando parte da deformação e funcionando como superfícies de descolamento entre blocos tectônicos (BURG *et al.*, 1981; COWARD, 1984; GRAY *et al.*, 1991).

Milonitos são as rochas formadas em zonas de cisalhamento. Elas possuem uma granulação mais fina e estruturas planares e lineares mais marcantes do que o material protolítico (BELL & ETHERIDGE, 1973; WHITE *et al.*, 1980; TULLIS *et al.*, 1982). Em termos reológicos, os milonitos são meios de fácil deformação ("strain softening"). Isto se deve a diversos fatores, destacando-se taxa elevada de deformação, reações de amolecimento e alta pressão de fluidos. Tais condições favorecem a diminuição de granulação através de cominuição mecânica e contínua recristalização dinâmica (WHITE *et al.*, 1980). A competição entre os mecanismos de cominuição mecânica e recristalização / crescimento mineral origina a série dos milonitos (cominuição > recristalização) e blastomilonitos (recristalização > cominuição) (SIBSON, 1977).

Comumente, os milonitos contêm associações minerais na fácies xisto verde (BEACH, 1976; KERRICH *et al.*, 1977; McCAIG, 1984; CREVOLA, 1987), embora também se formem nas fácies anfíbolito e granulito (BEACH, 1980; MARQUER, 1987). Assim, BOULLIER & GUEGUEN (1975) consideraram uma subdivisão em dois grupos: (i) milonitos plásticos (classe I) - baixa temperatura e deformação intensa, caracterizando-se por estiramento e boudinagem de porfiroclastos, com recristalização subordinada; (ii) milonitos superplásticos (classe II ou SP) - alta temperatura e deformação fraca, com intensa recristalização de porfiroclastos e geração de estruturas bandadas ou laminadas.

O critério baseado na porcentagem de matriz foi facilmente aplicado a milonitos derivados de protólitos com textura média ou grossa. Neste caso, incluíram-se metagranitóides, metadacitos porfiríticos, metagabros e quartzo dioritos. Todavia, em metadacitos finos, não porfiríticos, metabasaltos, metagabros e enclaves máficos finos, não foi fácil definir os minerais neoformados. Para contornar tal problema, analisaram-se perfis transversais às zonas de cisalhamento, de modo a controlar a variação da intensidade da deformação e definir as rochas hospedeiras e os milonitos delas derivados (GRAPES *et al.*, 1977; GILOTTI, 1989). Deste modo, identificaram-se dois tipos principais de milonitos / blastomilonitos, sendo um xistoso ou laminado, rico em muscovita, talco ou clorita (ortomicaxistos de CREVOLA, 1987), e outro maciço, fino, confundido macroscopicamente com "metacherts".

a.2. Fábricas Plano - Lineares, Dobras e Critérios Cinemáticos

Sínteses sobre estruturas e critérios cinemáticos em zonas de cisalhamento podem ser vistas em NICOLAS (1984, caps. 6.3, 8.3 e 9.5), BARKER (1990, p. 89-103) e PASSCHIER *et al.* (1990, caps. 3.4 e 4.4). Os parágrafos seguintes basearam-se principalmente nestes autores.

A feição estrutural mais proeminente das zonas de cisalhamento é o desenvolvimento de tectonitos L-S. A foliação milonítica (S_m) representa a superfície de movimento, considerada paralela ao plano XY do elipsóide de deformação finita. O eixo de

encurtamento principal (**Z**) é ortogonal a **S_m**, enquanto **X**, contido em **S_m**, indica a direção de transporte (RAMSAY & GRAHAM, 1970).

As fábricas planares correspondem a superposição e/ou formação sincrônica de: (i) achatamento, estiramento e rotação de marcadores prévios do tipo aglomerados de cristais ou rochas (enclaves, soleiras, diques), e (ii) recristalização e orientação cristalográfica preferencial de quartzo, micas e feldspatos. A deformação progressiva por cisalhamento simples, afetando veios pré-tectônicos, origina dobras assimétricas, afinamento e boudinagem, dependendo da orientação pretérita dos marcadores (Figura 6.4.B). Já veios sintectônicos formam-se em fraturas a 45° da direção de cisalhamento e são rotacionados continuamente, resultando nas chamadas fendas de tração sigmoidais (RAMSAY & HUBER, 1983) (Figura 6.4.B). Com deformação muito intensa, o produto final poderá ser uma rocha fortemente foliada, xistosa ou bandada, em geral com fábricas originais obliteradas.

As fábricas lineares em zonas de cisalhamento são lineações de estiramento, mineral e de interseção. Apenas as duas primeiras têm implicações cinemáticas por serem paralelas a direção de transporte (PASSCHIER *et al.*, 1990). Provavelmente, a estrutura mesoscópica mais espetacular das zonas de cisalhamento dúctil sejam as dobras em bainha (Figura 6.4.C), também chamadas tubulares ou cônicas (COBBOLD & QUINQUIS, 1980). São dobras não cilíndricas, com charneiras curvas, desenvolvidas em regimes de deformação muito intensa por cisalhamento simples (RHODES & GAYER, 1977; RAMSAY, 1980; GHOSH & SENGUPTA, 1984). Charneiras e lineações de eixos de dobras, que são inicialmente paralelos ao eixo **Y** do elipsóide de deformação finita, rotacionam progressivamente na direção de estiramento e transporte máximo (**X**), que passa, então, a coincidir com os eixos de dobras em bainha (ESCHER & WATTERSON, 1974; COBBOLD & QUINQUIS, 1980; RAMSAY, 1980; BURG *et al.*, 1981). Instabilidades mecânicas ou mudanças localizadas no regime de deformação podem provocar encurtamento do plano milonítico, gerando dobras oblíquas (Figura 6.4.C), cujo eixo é paralelo a **X** e a simetria é similar a de dobras em bainha (COWARD, 1984; PASSCHIER *et al.*, 1990).

A determinação do sentido de movimento em zonas de cisalhamento utiliza a forma e/ou relação geométrica de diferentes marcadores, observados em cortes paralelos a **X** e perpendiculares ao plano de movimento (**S_m**). Um sumário destes critérios é ilustrado na Figura 6.4.D. Inicialmente, a zona de cisalhamento possui uma forma interna anastomosada, com a superfície milonítica **S_m** (foliação, xistosidade, bandamento composicional) contornando domínios pouco deformados (fragmentos de rocha e/ou de cristais) e dispendo-se obliquamente às margens da zona (Figura 6.4.A). A nível mesoscópico, identificam-se diferentes estilos de dobras em marcadores pré-tectônicos e sintectônicos (Figura 6.4.B) e dobras em bainha ou oblíquas indicando a direção de transporte (**X** na Figura 6.4.C). Em maior detalhe, a Figura 6.4.D mostra os principais marcadores cinemáticos:

(1) foliações conjugadas **S-C**, sendo **C** = plano de cisalhamento, onde a deformação é mais intensa, e **S** = xistosidade (BERTHÉ *et al.*, 1979a; LISTER & SNOKE, 1984); (2) bandas de cisalhamento ou clivagem de crenulação extensional (**C'**) (PLATT & VISSERS, 1980; WHITE *et al.*, 1980); (3), (6), (10) obliquidade de elementos planares sintectônicos (3-micas, 6-quartzo) e de objetos rígidos (10); (4) fraturas antitéticas em porfiroclastos; (5), (7) forma losangular de feldspatos (5) e micas (7); (8), (9) porfiroclastos recristalizados nas extremidades, classificados como δ (8) e σ (9); (11) simetria de dobra em bainha em corte **XZ**.

b. Mesoestruturas na Área de Ocorrência do "Greenstone" Identidade

b.1. Caracterização Geral

A feição mais proeminente são os tectonitos planares (**S>L**). Predominam fábricas assimétricas dextróginas, com exemplos de rotação de superfícies **S₀** e **S_n** (Figuras 6.5.A e B) e pares conjugados **S-C** (Figura 6.5.C). Apenas no contato NE do "greenstone", encontraram-se dobras com assimetria sinistrógira (Figura 6.5.D), provavelmente associadas com reativações tardias ou devidas a uma orientação peculiar daquele contato.

Freqüentemente, verificou-se a superposição de estruturas miloníticas penetrativas e contínuas (S_m) por fábricas também miloníticas, porém discretas (S_m'). Estas últimas fazem ângulo baixo a moderado (Figuras 6.5.D e 6.9.A) ou alto (Figura 6.9.B) com S_m , e possuem caráter sinistrógiro (Figuras 6.5.D e 6.6.B) ou dextrógiro (Figura 6.6.A). Na escala de mapeamento, destacou-se o dobramento assimétrico de dique de metagabro a leste da LT-00, na parte centro-norte do "greenstone" (Anexo B1), indicando movimentação dextrógira. Quando presentes, as lineações miloníticas têm mergulho fraco ou moderado e no "trend" WNW-ESE ou NW-SE. Elas são geralmente de interseção ou eixos de dobras (Figuras 6.5.D e 6.6.B). Seções de dobras em bainha com eixo moderado ou fraco foram vistas em alguns locais (Figuras 6.1.C e 6.5.D).

As fábricas planares S_m são penetrativas nos locais de deformação mais intensa, correspondentes a flancos de macrodobras, contatos litológicos (metagabros vs. metadacitos, metabasaltos vs. metadacitos) ou limites do "greenstone" com metagranitóides e destes com terrenos gnáissicos. Dois exemplos ilustraram essas zonas mais deformadas. No interior do "greenstone", almofadas metabasálticas estão fortemente estiradas, desenvolvendo-se uma xistosidade milonítica no "trend" WNW-ESE (Figura 6.7). No contato NE do "greenstone" e no contato sul de ortognaisses (G_N), formou-se um bandamento tectônico, resultante de forte estiramento e transposição de metagranitóides, enclaves máficos e injeções leucograníticas e metapegmatíticas (Figuras 6.8.A e B).

Os polos de S_m revelaram vergências semelhantes às dos planos S_n (Figuras 6.2.B, C e F), indicando uma geometria também em leque divergente para S_m . No "greenstone", as maiores concentrações de polos de S_m foram mais próximas da direção N-S do que os polos de S_n (Figura 6.2.B). Tal relação é inconsistente com a geometria esperada no caso de S_n e S_m definirem uma macroestrutura sigmoidal S-C dextrógira (Figura 6.4.D1). A similaridade de direções e mergulhos e a aparente gradação de S_n (domínios menos deformados) para S_m (zonas miloníticas) sugeriram que S_n e S_m não foram muito defasadas no tempo, com S_n ligeiramente

precoce em relação a S_m . Logo, assumiu-se que S_n (D_n) e S_m (D_m) fizeram parte de um mesmo evento de deformação progressiva.

b.2. Relações de Veios Leucogranitóides com Zonas de Cisalhamento

Conforme descrito no cap. 4, os veios leucogranitóides mostraram uma estreita relação com o evento D_2 , encontrando-se tipos pré- ou sintectônicos a pós-tectônicos. Esta variação temporal refletiu-se nas atitudes diversas dos veios, que podem ter mergulhos fortes, moderados ou subhorizontais, e direções WNW-ESE, WSW-ENE e NE-SW.

A Figura 6.9 ilustra relações geométricas adicionais de veios leucogranitóides com zonas de cisalhamento. Próximo ao contato NW do "greenstone", veios graníticos pré- ou sin- D_m foram dobrados em estilo inclinado ou recumbente, com foliação milonítica de plano axial. Um detalhe do flanco superior revelou que a deformação D_m se acomodou por duplexes compressivos, indicando transporte oblíquo para norte (Figura 6.9.A). Em granodioritos do NE da área, veios sin- a pós- D_m foram deslocados por zona milonítica dextrógira discreta (Figura 6.9.B). Por fim, veios sintectônicos a D_m possuem estrutura interna sigmoidal S-C (Figuras 4.7 e 6.9.C).

As estruturas encontradas nos veios sugeriram que os mesmos representaram diversas gerações de intrusões em avançado estágio de resfriamento. A forma (geralmente tabular) e os contatos (usualmente bruscos) caracterizaram um certo contraste de viscosidade entre os veios e os metagranitóides que os alojaram. Porém, a continuidade e/ou rotação da foliação S_m (Figuras 4.6, 4.7 e 6.9), mesoestruturas S-C (Figuras 4.7 e 6.9.C) e fábrica similar de enclaves máficos (Figuras 4.6 e 4.7) indicaram não só um baixo contraste de viscosidade, como também a natureza sintectônica dos veios. Logo, a intrusão deu-se em hospedeiras ainda quentes, possivelmente em fase final de cristalização ou no estágio "subsolidus", porém a temperaturas ainda elevadas (GAPAI, 1989a, b; BRUN *et al.*, 1990). Sob estas condições, falhas e zonas de cisalhamento extensionais, principalmente em bordas de plútons, seriam os espaços adequados

para acomodar o pequeno volume de magma dos veios (PITCHER & BERGER, 1972; MARRE, 1982; HUTTON, 1988).

b.3. Relações de Veios de Quartzo com Zonas de Cisalhamento

Os veios de quartzo encontraram-se tipicamente associados às zonas de cisalhamento e, tal como os veios leucogranitóides, detectaram-se gerações pré-, sin- e pós-tectônicas com respeito a deformação D_m (cap. 4).

Os veios pré- ou sin- D_m , alojaram-se paralelamente às fábricas planares (S_m) de milonitos e blastomilonitos. Isto se tornou mais evidente em blastomilonitos filoníticos (quartzo-muscovita xistos, talco xistos, carbonato-clorita xistos), onde os veios são mais numerosos e de espessuras variadas (Figura 6.10.A). Dependendo da orientação com relação à direção de encurtamento máximo (Z), alguns veios sofreram dobramentos isoclinais ou transposição (Figura 6.10.B). Outros adquiriram estrutura interna sigmoidal, com porções lenticulares ("porfiroclastos") distribuídas numa matriz fina, granular, foliada (Figura 6.10.C).

O controle geométrico - cinemático dos veios de quartzo sin-miloníticos foi revelado em blastomilonitos afetando rochas leucograníticas no SE da área. Os veios formaram enxames tabulares, de espessura centimétrica ou decimétrica, concordantes com a xistosidade S_m e afetados por uma clivagem de fratura subhorizontal (Figura 6.11.A). Na superfície dos veios, uma lineação de barras de quartzo acompanhou a morfologia dos mesmos e foi rotacionada na direção de estiramento máximo (X) (Figura 6.11.B). Na geometria analisada, os veios de quartzo comportaram-se como rampas frontais imbricadas, com o eixo de transporte (X) de mergulho moderado no sentido SE (Figura 6.11.B).

A intrusão de várias gerações de veios de quartzo requer mecanismos de dilatação para acomodar os fluidos silicosos (GUHA *et al.*, 1983). Isto é favorecido na deformação por cisalhamento simples progressivo, onde se alternam episódios de deformação rúptil (abertura de espaço e aporte de fluidos quentes) e dúctil (fechamento de espaço) (RIGG & HELMSTAEDT,

1981; ROBERTS, 1987). Embora parte das mesoestruturas observadas nos milonitos seja simétrica (Figura 6.10.B), predominaram as assimétricas (Figuras 6.10.A e C), caracterizando a deformação não-coaxial. A rotação de lineações na direção **X** corroborou esta hipótese, revelando que, pelo menos localmente, a deformação por cisalhamento simples foi muita intensa (WILLIAMS, 1978; RAMSAY, 1979, 1980).

c. *Microestruturas*

A fase **D_m** foi a mais penetrativa na escala microscópica. Em metabasaltos e no material interalmofadas, resultou em estiramento de variolas (Figura 5.3.B) e dobramento, boudinagem e rotação de vênulas de quartzo e de porfiroclastos de epidotos. Microdobras assimétricas afetaram uma xistosidade milonítica, crenulando-a e formando pares conjugados **S-C**. No caso, **C** foi definido por filmes e lamelas de anfibólio (actinolita - tremolita), com granulação mais fina que nos planos **S**. Nas charneiras, formou-se clorita grossa, mimética, e estiramento de quartzo paralelo a **C**. Teoricamente, admite-se que a formação destas crenulações começa por flambagem e dobramento de material competente, seguido por ruptura e solução por pressão, que acompanham a redução de volume ao longo dos planos **S_{cc}** (GRAY, 1979; SWAGER, 1985).

Dois exemplos microscópicos ilustraram a heterogeneidade da deformação **D_m**. No primeiro, metagabros isotrópicos transformaram-se em milonitos máficos, xistosos, com rotação e estiramento de titanita, anfibólio e plagioclásio, e obliteração de texturas primárias (Figura 5.5.A). Em estágio mais avançado de deformação e recristalização, geraram-se blastomilonitos bandados (Figura 5.5.B). Esta diferenciação metamórfica assemelha-se às chamadas bandas **P** de COBBOLD (1977a, b), onde não se observa o anastomosamento da superfície milonítica, e cuja origem é devida à extensão simples, acoplada com transporte de massa e variação volumétrica ao longo da zona de cisalhamento.

O segundo exemplo encontrou-se em blastomilonitos de prótolitos metadacíticos, trondhjemíticos e leucograníticos. Eles podem ser finos, maciços, quartzo - feldspáticos, com

textura granoblástica equigranular, ou filoníticos, lepidoblásticos, com abundante muscovita (\pm biotita fina). Tais rochas ocorrem tanto em afloramentos diferentes, como em zonas de cisalhamento decimétricas, inferindo-se, daí, a heterogeneidade da deformação e circulação de quantidades variadas de fluidos (VAUCHEZ *et al.*, 1987).

Em blastomilonitos maciços, há rotação, estiramento e boudinagem de porfiroclastos de epídotos, hornblenda e titanita, podendo gerar estruturas de rolamento ou porfiroclastos assimétricos do tipo δ , formados por intenso cisalhamento simples sob condições de baixa taxa de recristalização (PASSCHIER & SIMPSON, 1986; VAN DEN DRIESSCHE & BRUN, 1987).

Em blastomilonitos filoníticos, os diferentes graus de transformação de porfiroclastos e de matriz produziram muscovita xistos apenas com porfiroclastos de quartzo (Figura 5.9.B), ou biotita-muscovita xistos com quantidades variadas de porfiroclastos de quartzo, feldspatos, epídotos, titanita, hornblenda e biotita. Em todos, são freqüentes microestruturas S-C dextróginas, com excelente exemplo em blastomilonito metadacítico (Figura 6.12). Neste, um fenocristal de plagioclásio preservou seu hábito euédrico tabular, à despeito de sua rotação (com quartzo na sombra de pressão) e da extensiva recristalização da matriz. Este fenocristal corresponderia ao objeto tipo σ_a (porfiroclasto isolado em uma matriz homogênea), cuja preservação teria sido favorecida por deformação de baixa intensidade e taxa de recristalização relativamente alta (PASSCHIER & SIMPSON, 1986). Dois outros fatores também foram considerados na origem da textura da Figura 6.12: (i) heterogeneidade da deformação em microescala (na mesma lâmina ocorrem porfiroclastos de quartzo e plagioclásio fortemente estirados); (ii) presença de fluidos (McCAIG, 1984), pequena granulação e maior volume de matriz, aumentando a sua ductilidade mesmo com deformação assísmica de baixa intensidade e baixa temperatura (DÉBAT *et al.*, 1975; WHITE *et al.*, 1980; ETHERIDGE & VERNON, 1981; NICOLAS, 1984). Com a progressão da deformação, o material adquiriu um comportamento superplástico, com a matriz amolecida absorvendo a deformação e mantendo intactos parte dos fenocristais.

Granodioritos, quartzo dioritos e enclaves máficos forneceram outras características da deformação D_m . As feições isotrópicas dos litotipos preservados (Figuras 5.7.A e 5.8) cederam lugar à fábricas orientadas, com recristalização dinâmica e reorientação de quartzo (Figuras 5.7.B e C e 6.13.A). A repartição ("partitioning") da deformação (LISTER & WILLIAMS, 1981) fêz-se por recristalização e rotação de subgrãos nas extremidades e em torno de cristais magmáticos de plagioclásio, anfibólio e biotita (Figura 6.13.B). Barras de quartzo, lamelas de biotita e prismas de hornblenda definiram superfícies S-C com assimetria predominante dextrógira (Figura 6.13.A) ou localmente ambígua (Figura 6.13.B). Em protomilonitos e milonitos de temperatura mais baixa, o quartzo comportou-se ductilmente, mas anfibólio e feldspatos reagiram de modo rúptil, com fraturas, boudinagem, geminação mecânica e encurvamento de pertitas (Figura 6.14.A). Em regiões de fraca deformação, o cisalhamento simples abriu espaço (VERNON *et al.*, 1983) para alojar albita e quartzo em fraturas tracionais (Figuras 6.14.A e B).

6.2.2.3. Fase D_{n+1}

a. *Mesoestruturas*

São clivagens de crenulação assimétricas, normais ou inversas, superpondo-se em ângulo alto ou moderado aos planos miloníticos prévios (S_m , C). Nota-se uma lineação de interseção subhorizontal paralela aos eixos de crenulações (L_x ou L_{cc} // F_{cc} ; Figura 6.15.A). A lineação L_x foi mais penetrativa em xistos metaultramáficos (tectonitos $L>S$, Figura 6.15.B). As lineações de crenulação (L_{cc} , F_{cc}) têm mergulhos fracos a moderados, e "trend" predominante ESE (Figura 6.2.B). A variação dos polos do plano axial de crenulações (S_{cc} na Figura 6.2.B) foi creditada, em parte, às ondulações produzidas pelo evento D_3 (vide adiante), ou às irregularidades das superfícies miloníticas afetadas.

A colinearidade de estruturas D_m e D_{n+1} e a ocorrência da última apenas em zonas de cisalhamento sugeriram que ambas fizeram parte de um mesmo evento de deformação

progressiva. D_{n+1} representaria o estágio tardio, a temperaturas mais baixas, de uma deformação dúctil penetrativa (D_m). Tais características e as relações geométricas entre S_m e S_{cc} permitiram classificar as crenulações da fase D_{n+1} como extensionais ou bandas de cisalhamento (C' na Figura 6.4.D2)

Segundo PLATT & VISSERS (1980) e WEIJERMARS & RONDEEL (1984), a clivagem de crenulação extensional forma-se por encurtamento em alto ângulo da foliação milonítica, após o pico do cisalhamento simples. Ela não é rotacionada posteriormente e, portanto, mantém constante a sua relação angular com a zona de cisalhamento, deduzindo-se, daí, a direção de transporte. Confrontando as projeções estereográficas (Figuras 6.2.B e F), determinou-se um ângulo de 20° a 45° entre S_m e S_{cc} , interpretando-se um sentido de transporte essencialmente subvertical (Figura 6.15.A).

b. Microestruturas

Microestruturas assimétricas geometricamente similares às da fase D_m também relacionaram-se à D_{n+1} . A diferença é que, agora, elas são descontínuas e não penetrativas (Figura 6.16.A), ao contrário das crenulações D_m . Onde a deformação foi mais intensa, a crenulação é apertada, assimétrica, do tipo zonal ou discreta (GRAY, 1979), com uma xistosidade milonítica ondulada (Figura 6.16.B). Os planos S_{cc} representariam superfícies de deslizamento (Figura 6.16.B, seções **XZ** e **YZ**) e não apenas locais com rotação mecânica e redução de volume por solução por pressão (GRAY, 1979; SWAGER, 1985). A assimetria de microdobras e rotação de superfícies S_m , observadas em cortes **XZ** e **YZ**, sugeriram transporte oblíquo no plano S_{cc} ou S_m' (Figura 6.16.B) (Figura 6.15.A).

6.2.2.4. Conclusão

O evento D_2 mostrou uma evolução progressiva e algo complexa, porém as estruturas observadas são típicas de regime de deformação dúctil. Caracterizou-se por grandes zonas de cisalhamento (D_m) limitando domínios comparativamente menos deformados, onde desenvolveram-se macrossiniformes / antiformes e uma foliação de plano axial localmente penetrativa (D_m). As superfícies relativas a D_n (S_n) e D_m (S_m) têm mergulhos usualmente subverticais ou moderados e vergências em leque aberto para cima. As atitudes similares de S_n e S_m sugeriram que estas superfícies originaram-se no mesmo evento de deformação dúctil, sendo S_n restrito aos locais mais preservados, e S_m , às zonas de cisalhamento.

Crítérios cinemáticos revelaram o predomínio de assimetria dextrógira, com regiões sinistrógiras ou simétricas subordinadas. Assim, a macroestrutura pode ser explicada por transpressão horária, com componentes rotacional E-W e compressiva NW-SE (vide adiante). Nos terrenos gnáissicos do norte, a movimentação seria francamente oblíqua, com importante componente de mergulho. Em etapa tardia a D_m , formaram-se bandas de cisalhamento discretas (D_{n+1}), relacionadas a movimentos oblíquos ou subverticais no interior de zonas miloníticas, devendo refletir o início do soerguimento crustal logo após o pico da deformação.

6.2.3. Evento D_3 (D_{n+2})

6.2.3.1. Evento Rúptil D_3'

Este evento foi caracterizado por enxames de diques riolíticos, que truncaram estruturas D_1 e D_2 e não provocaram deformação dúctil nem recristalização termal perceptível nas encaixantes, caracterizando um alto contraste de viscosidade ao tempo das intrusões. Assim, os diques constituíram marcadores reológicos importantes, separando eventos dúcteis arqueanos (D_1 , D_2) de eventos rúpteis (D_3) do final do Paleoproterozóico (discussão no cap. 9).

Os diques são subverticais, tabulares, truncando em pequeno ângulo as estruturas D_2 ou contatos litológicos. Eles possuem direções concentradas entre 100 e 120Az (44% dos dados) ou entre 80 e 140Az (89% dos dados). Isto equivale ao "trend" de D_2 , sugerindo que a reativação de descontinuidades prévias (arqueanas) controlou as intrusões riolíticas.

Considerando-se rochas hospedeiras isotrópicas, a superfície tabular dos diques corresponderia ao plano $\sigma_1\sigma_2$ (PARK, 1983). No caso estudado, considerou-se o "trend" WNW-ESE ou E-W (zonas de cisalhamento, flancos de dobras D_2 , direções 80-140Az dos diques) como o plano $\sigma_1\sigma_2$. Para o magma riolítico ascender, $\sigma_1\sigma_2$ deve ter sido subvertical e paralelo àquele "trend" WNW-ESE, com σ_3 subhorizontal NNE-SSW. Existem controvérsias sobre se a intrusão dos diques seria controlada tectonicamente ou se o magma forçaria a abertura de espaço, fraturando a crosta elástica, ou se existiria uma combinação destes fatores (PITCHER & BERGER, 1972; PARK, 1983; HUTTON, 1988). De qualquer modo, a intrusão dos diques riolíticos marcou um importante episódio de fraturamento regional, quando a crosta se comportava de modo rúptil.

6.2.3.2. Evento Rúptil D_3 "

a. *Características Gerais*

Sob esta denominação, englobaram-se falhas, brechas tectônicas e cataclastos. Representam estruturas de nível crustal elevado e regime de deformação sísmica, típicos do campo rúptil ou elástico - friccional (SIBSON, 1977).

Fratura foi o termo geral aplicado a qualquer descontinuidade rúptil (BLÈS & FEUGA, 1981; PARK, 1983). Todavia, ao longo deste capítulo, utilizou-se falha para fraturas onde se observou movimento relativo paralelo ao plano de fratura, e juntas onde este deslocamento não foi visível (HOBBS *et al.*, 1976; RAMSAY & HUBER, 1987, cap. 25). Fendas ou fraturas extensionais se aplicaram a fraturas tracionais, lenticulares, com afinamento nas

extremidades e, via de regra, com preenchimento mineral e extensão perpendicular ou oblíqua ao plano de fratura (DURNEY & RAMSAY, 1973; BLÈS & FEUGA, 1981, p. 65-66).

As falhas ocorrem por toda a região mapeada, sendo observadas em várias escalas e afetando todos os tipos litológicos, inclusive os diques riolíticos, daí a sua separação temporal com respeito ao evento **D₃'**. São estruturas descontínuas, deslocando bruscamente marcadores planares prévios (Figura 6.17.A e B). Formaram superfícies curvas ou retilíneas, sendo preenchidas por epídotos e quartzo em rochas félsicas, ou óxidos de ferro em formações ferríferas. Estrias em falhas mesoscópicas, compostas por epídotos ± clorita ± quartzo, indicaram rejeitos ora normais, ora inversos (conforme critérios cinemáticos listados por NICOLAS, 1984, p. 63, e VIALON *et al.*, 1991). As falhas apresentaram-se isoladas ou em sistemas conjugados, provavelmente relacionadas a um modelo mais geral de falhas **R**, **R'**, **P** e **X** (Figura 6.14.B). Em alguns casos, o encurvamento de falhas precoces permitiu interpretar o sentido de movimento.

A nível microscópico, observaram-se fraturas secas ou com preenchimento de hidróxidos de ferro, fragmentação e brechação tectônica. Locais de brechação mais intensa, a seco, formaram cataclasitos / brechas de atrito (SIBSON, 1986), que obliteraram fábricas miloníticas (Figura 6.18). Em veios de quartzo pós-**D_m**, sistemas de microfraturas mostraram um padrão em ponte compressiva (GAMOND, 1987). Também em veios pós-**D_m**, pirita e quartzo foram triturados em regiões transpressivas, remobilizando-se e aumentando de tamanho em áreas de transtração.

Ainda concernente a **D₃'**, citam-se dobras abertas ou suaves, isópacas (paralelas ou de classe 1B de RAMSAY, 1967). Elas possuem planos axiais verticais, inclinados ou recumbentes, correspondendo a uma clivagem de fratura (**S_{cf}**), sem preenchimento mineral, e/ou a falhas normais / inversas. Afetaram veios de quartzo e encurvaram ligeiramente diques riolíticos. Estes tipos de dobras (1B) formam-se por mecanismos de flambagem ou deslizamento flexural quando o encurtamento paralelo às camadas é inferior 36% (RAMSAY, 1967). Acima de 36%, ultrapassa-se o limite de elasticidade de dobras isópacas, gerando-se "chevrons", "kinks" e clivagens de fratura (RAMSAY, 1967). Estas formas de dissipação da energia de deformação

evitam o fluxo de material para as charneiras e a conseqüente geração de dobras similares, que são favorecidas em meio dúctil (WILLIAMS, 1980).

b. Fraturas Extensionais

Em proximidades de falhas, zonas de cisalhamento e contatos do "greenstone", são abundantes as fraturas extensionais. Possuem espessura e comprimento centimétrico ou decimétrico, e preenchimento mineral (quartzo, epídotos, turmalina, clorita, carbonatos). As Figuras 6.19.A e B mostram exemplos mesoscópicos dessas fraturas extensionais. Elas truncam estruturas miloníticas, falhas prévias e veios de epídotos, sendo afetadas por juntas (vide adiante). As fraturas extensionais têm direção geralmente NNE-SSW ou NE-SW, com mergulhos moderados para SSE ou SE (Figuras 6.19.A e C).

Internamente, as fraturas em lide apresentam texturas de cristais estirados, com eixo maior ortogonal ou pouco inclinado ($10-20^{\circ}$) em relação às paredes da fratura, e combinações de cristais sintaxiais e antitaxiais. Estas fraturas foram consideradas sintectônicas, de alto nível crustal, produzidas por mecanismos cíclicos de abertura - preenchimento ("crack-seal") (DURNEY & RAMSAY, 1973). O preenchimento depende da pressão parcial de fluidos (P_f) (DURNEY & RAMSAY, 1973; RAMSAY & HUBER, 1983, cap. 13; NICOLAS, 1984). A P_f muito elevada ou muito baixa, formam-se brechas hidráulicas (ou de implosão) e brechas secas (Figura 6.18), respectivamente (SIBSON, 1986). Exemplos de brechas hidráulicas ocorrem em metabasaltos (pto. 55), onde fragmentos angulosos de metabasalto milonítico ficaram imersos em um "cimento" granoblástico de plagioclásio e epídotos.

O alongamento de cristais estirados e os polos de fraturas são considerados como as direções de extensão máxima (DURNEY & RAMSAY, 1973; MERLE & BRUN, 1984). Por este raciocínio, determinou-se um "trend" médio de extensão (σ_3) variável de WNW-ESE a N-S (Figuras 6.19.A e C), podendo significar, em relação a D_3' , tanto a rotação do elipsóide de tensão, como componentes locais de esforços regionais. No regime de cisalhamento simples, as fraturas

extensionais correspondem a fraturas **T** (Figura 6.14.B), o que, para o caso em estudo (Figura 6.19.A), implicaria binário dextrógiro com componentes rotacional NNW-SSE e compressiva NE-SW (Figura 6.19.A).

c. *Análise de Falhas*

Utilizou-se o método originalmente concebido por ARTHAUD (1969) e aplicado por ALEKSANDROWSKI (1985) para o caso geral de um elipsóide triaxial em rochas anisotrópicas. Uma síntese do mesmo encontra-se em BLÈS & FEUGA (1981, p. 91-95) e NICOLAS (1984, p. 64). Consiste em determinar os planos de movimento (**M**), conhecendo-se o deslocamento no plano de falha (**F**), deduzido a partir de estrias (**L_{SS}**). **M** contém **L_{SS}** e o polo da falha; σ_2 é perpendicular a **L_{SS}** e está contido em **F**; σ_1 e σ_2 são paralelos a **M**, podendo terem as suas posições relativas invertidas de acordo com o tipo de falha (normal - σ_1 vertical; inversa - σ_1 horizontal).

Alguns resultados estão na Figura 6.20. No pto. 2, os polos $\pi\mathbf{M}$ definiram duas guirlandas que se interceptam no eixo σ_2 (atitude 156/28); a posição de σ_1 (030/40) foi inferida a partir do sentido de **L_{SS}** (Figura 6.20.A). No pto. 250, os polos $\pi\mathbf{M}$ definiram uma região, o mesmo acontecendo com **L_{SS}** (Figura 6.20.B); sugeriu-se a rotação em torno de σ_2 , trocando-se as posições relativas de σ_1 (249/40) e σ_3 com respeito à Figura 6.20.A. No último exemplo (pto. 232), σ_1 (130/00) é ortogonal às posições anteriores.

Embora esparsos e não representativos de toda a área mapeada, os dados da Figura 6.20 demonstraram que parte das falhas foram produzidas por um elipsóide de esforços com σ_1 de mergulhos e direções variadas. Logo, elas derivariam de uma conjugação de movimentos direcionais e verticais e não apenas do soerguimento crustal. A posição de extensão principal (σ_3) é coerente com os resultados obtidos a partir de fraturas extensionais.

Na Figura 6.21, estão projetados polos de falhas e de estrias para a área total, nas situações onde não foi possível determinar o sentido de movimento. Os padrões são fortemente

anisotrópicos, com simetria monoclínica ou triclínica. Os máximos de 1ª ordem, localizados nos quadrantes SW e NE, podem refletir a anisotropia provocada pelo evento **D₂** (Figuras 6.2.B, C e F). Por outro lado, a interpretação clássica (MOODY & HILL, 1956) prevê σ_1 , σ_2 e σ_3 tais como plotados na Figura 6.21.A, com σ_1 subvertical e, portanto, gerando falhas normais.

d. Análise de Juntas e Clivagens de Fratura

Em diagrama sinótico (Figura 6.22), os polos de juntas e de clivagens de fratura mostraram uma simetria quase uniaxial, com eixo de revolução subvertical, distinto do padrão de falhas (Figura 6.21.A). O significado tectônico de juntas (e clivagens de fraturas) é um assunto polêmico (HOBBS *et al.*, 1976, cap. 7; RAMSAY & HUBER, 1987, cap. 27). Elas podem ser influenciadas por estruturas antigas (dobras, zonas de cisalhamento, falhas), ambiente tectônico, litologias e soerguimento regional. Ficou, portanto, em aberto a interpretação genética dessas estruturas com respeito tanto à cinemática rúptil, quanto ao posicionamento temporal. Elas podem ser, inclusive, bem mais jovens que as fraturas extensionais e falhas, talvez compondo a tectônica fanerozóica.

6.2.3.3. Estruturas Rúpteis pós-**D₃**

Neste ítem, incluíram-se estruturas rúpteis recentes, afetando coberturas lateríticas. Constituem sistemas de juntas secas, com superfície irregular, curva ou romboedral. A nível microscópico, registrou-se a fragmentação de pisólitos, com microfraturas preenchidas por material síltico - argiloso, incoeso. Texturas cronocorrelatas em veios de quartzo foram vistas em cavidades, com sobrecrecimento de cristais de quartzo fibroso ou piramidal e filmes de calcedônia.

6.2.3.4. Conclusão do Evento D_3 (D_{n+2})

O evento D_3 apresenta uma seqüência de estruturas rúpteis, que, no início de sua evolução, controlou a intrusão de diques riolíticos (e diabásicos?), caracterizando-o como um episódio tectônico de nível crustal raso. A superposição de estruturas sugeriu que D_3 foi um evento progressivo. Ele começou com extensão predominante N-S e intrusão de enxames de diques WNW-ESE (D_3'). Fraturas extensionais e falhas (D_3'') revelaram movimentos ora verticais (normais), ora subhorizontais (σ_1 NE-SW ou SE) (transcorrentes dextrógiros). O estágio final, ou independente (neotectônica) de D_3 continuou com juntas generalizadas e clivagem de fratura, agora com um elipsóide de esforços uniaxial.

6.3. QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO D_2

6.3.1. Introdução

Este item discute brevemente alguns aspectos teóricos da deformação, visando destacar os parâmetros que podem ser medidos em marcadores naturais e as deduções sobre a deformação geral. Isto foi feito com base em RAMSAY & GRAHAM (1970), MEANS (1976, caps. 14 a 24) e NICOLAS (1984, p. 147 a 161)

Em geral, a deformação provoca mudanças em posição, orientação, dimensão e forma. Em três dimensões, isto é representado de modo condensado pelo produto matricial

$$d\mathbf{u} = \mathbf{J}\mathbf{u}(\mathbf{x})d\mathbf{x}, \quad (6.1)$$

onde $d\mathbf{u}$ = variação do vetor deslocamento, $\mathbf{J}\mathbf{u}(\mathbf{x})$ = matriz Jacobiana de \mathbf{u} na posição \mathbf{x} , e $d\mathbf{x}$ = variação de posição antes e após o deslocamento.

Na equação (6.1), $\mathbf{J}\mathbf{u}(\mathbf{x})$ é uma matriz quadrada de 9 elementos, correspondendo a um tensor (\mathbf{T}) de 2ª ordem. Ele pode ser reescrito como a soma de dois tensores, sendo um simétrico \mathbf{TS} ($t_{ij}=t_{ji}$) e o outro antissimétrico \mathbf{TA} ($t_{ij}=-t_{ji}$), de modo que

$$\mathbf{T} = 1/2(\mathbf{TS}) + 1/2(\mathbf{TA}) = 1/2(t_{ij} + t_{ji}) + 1/2(t_{ij} - t_{ji}). \quad (6.2)$$

Desenvolvendo-se a equação (6.2), chega-se a

$$\mathbf{T} = t_{ij} = \varepsilon_{ij} + \omega_{ij}, \text{ onde} \quad (6.3)$$

$$\varepsilon_{ij} = \mathbf{TS} = 1/2(du_i/dx_j + du_j/dx_i) \text{ e } \omega_{ij} = \mathbf{TA} = 1/2(du_i/dx_j - du_j/dx_i).$$

ε_{ij} (tensor simétrico) contém todas as informações referentes às mudanças de dimensão e forma (distorsão e dilatação). As componentes triangulares representam a metade do ângulo de cisalhamento γ , indicando a distorsão (mudança de forma a volume constante). Na diagonal principal, ficam as extensões nos eixos x_1 (ε_{11}), x_2 (ε_{22}) e x_3 (ε_{33}). A soma dos elementos desta diagonal equivale a $2\text{div}\mathbf{u}$ ($2du_i/dx_i$), significando o fluxo de material nas direções principais x_1 , x_2 e x_3 , ou seja, $\text{div}\mathbf{u}=0$ (não há variação de volume) ou $\text{div}\mathbf{u}\neq 0$ (há variação de volume). ω_{ij} (tensor antissimétrico) mede a rotação rígida (ou vorticidade), sendo $\omega_{ij} = 1/2\text{rot}\mathbf{u}$.

Portanto, a deformação sofrida por um elemento de volume infinitesimal que se desloca da posição x_i para dx_i é

$$\mathbf{u}_i + d\mathbf{u}_i = \mathbf{u}_i + \varepsilon_{ij}x_j + \omega_{ij}x_j, \quad \text{i.e.,} \quad (6.4)$$

deformação s.l. ($d\mathbf{u}_i$) = translação ($\mathbf{u}_i + d\mathbf{u}_i$) + deformação s.s. ($\epsilon_{ij}x_j$) + rotação rígida ($\omega_{ij}x_j$). Destes termos, usualmente apenas a deformação s.s. ($\epsilon_{ij}x_j$) é medida nos materiais geológicos, sendo denominada simplesmente deformação ("strain").

Os valores particulares dos componentes das matrizes ϵ_{ij} e ω_{ij} definem os diversos regimes de deformação, conforme seguem.

- (i) - Deformação homogênea vs. heterogênea. Todas as derivadas parciais do vetor \mathbf{u} , ou seja, o $\mathbf{J}(\mathbf{u})$, são constantes (deformação homogênea) ou variam em pontos diferentes do corpo (deformação heterogênea) (Figura 6.23.A).
- (ii) - Deformação coaxial (ou irrotacional) vs. não coaxial. As componentes diagonais do tensor ϵ_{ij} são nulas (deformação coaxial - elipses incrementais paralelas entre si) ou não (deformação não coaxial - elipses incrementais não paralelas) (Figuras 6.23.A e B).
- (iii) - Deformação plana a volume constante. Os vetores de deslocamento (\mathbf{u}) em todos os pontos do corpo são paralelos entre si e, portanto, independem da terceira coordenada (por exemplo, x_3). Distinguem-se o cisalhamento puro (achatamento e extensão, sem rotação) e o cisalhamento simples (com rotação) (Figuras 6.23.B e C).
- (iv) - Deformação volumétrica. Resulta da combinação de mudança de volume (ou deformação hidrostática = $\text{div}\mathbf{u}$) e de forma ("deviatoric strain" = componentes triangulares de ϵ_{ij}).

A partir do conhecimento desses regimes de deformação, tenta-se descrever a trajetória da deformação. Os cisalhamentos puro e simples progressivos representam as possibilidades extremas. Uma história complexa pode envolver, por exemplo, um estágio de cisalhamento puro, seguido por cisalhamento simples (Figura 6.23.C). Os termos coaxial e não coaxial referem-se ao caminho da deformação (rotação independente do sistema de referência), enquanto rotacional e irrotacional relacionam-se a um referencial externo (MEANS, 1976). Portanto, o caminho da deformação pode incluir os seguintes mecanismos:

- 1 - Deformação coaxial irrotacional - Cisalhamento puro progressivo, sem rotação dos eixos de estiramento instantâneo com respeito a um referencial externo, ou seja, não há torsão (ou giro

em parafuso - "spin"). Sendo a translação nula e a deformação, isovolumétrica ($\text{div}\mathbf{u}=0$), o cisalhamento puro é chamado de deformação plana.

2.- Deformação não coaxial rotacional - Cisalhamento induzido por velocidade angular (ω na Figura 6.23.B) e torsão diferentes de zero, sendo também incluído na deformação plana a volume constante.

3 - Deformação coaxial rotacional - Cisalhamento puro progressivo com rotação contínua dos eixos de estiramento instantâneo.

4 - Deformação não coaxial irrotacional - Cisalhamento induzido por velocidade angular e uma componente de "spin" igual e oposta. Os eixos de estiramento instantâneo rotacionam continuamente.

6.3.2. Métodos de Quantificação da Deformação Finita

A quantificação da deformação tem sido empregada principalmente na reconstrução paleogeométrica (COWARD & JAMES, 1974; COWARD, 1976; KATZ, 1982). A quantificação por si mesma não revela a trajetória, mas fornece informações sobre gradiente e mecanismos da deformação (RAMSAY, 1967; HOSSACK, 1968; GAY, 1969; CHAPMAN *et al.*, 1979; RAMSAY & HUBER, 1983). Em princípio, a quantificação envolve medidas de comprimento de linhas e ângulos, cujos valores originais são, em geral, desconhecidos. Os métodos de quantificação são descritos em detalhe por RAMSAY (1967, caps. 3 a 5) e RAMSAY & HUBER (1983, caps. 5 a 8), com síntese em NICOLAS (1984, p. 163 a 182). As principais técnicas são descritas abaixo.

(1) Deformação linear ou longitudinal. Calcula-se a razão entre os comprimentos final e inicial de uma linha, definindo-se elongações positiva (estiramento) ou negativa (encurtamento) (vide adiante).

(2) Deformação angular. Ocorre no cisalhamento simples. O incremento da deformação transforma um círculo em uma elipse com eixo maior a 45° do plano de cisalhamento. Os incrementos subseqüentes aproximam estas duas direções, que definem um ângulo α ; a deformação angular ou cisalhante (γ) é dada por $2\cotg2\alpha$. Para o caso de zonas de cisalhamento, conhecendo-se as orientações fora da zona (β) e dentro da zona (β'), com respeito ao plano de cisalhamento, calcula-se $\gamma = \cotg\beta' - \cotg\beta$.

(3) Deformação de marcadores elípticos. Baseia-se na hipótese de que toda elipse de razão inicial R_i (eixo maior / eixo menor) e orientação θ , transforma-se em uma elipse de excentricidade R_f e orientação ϕ após a deformação (RAMSAY, 1967; DUNNET, 1969).

São conhecidos os métodos R_f/ϕ (vide adiante) e centro-a-centro. Este último é aplicado a um agregado de objetos uniformemente distribuídos, que sofreram solução por pressão, e têm os seus centros de fácil identificação (RAMSAY, 1967, p. 195-197; RAMSAY & HUBER, 1983, cap. 7). Este método foi aperfeiçoado por FRY (1979) a fim de eliminar a influência de contrastes de viscosidades. Propôs-se, então, uma solução gráfica, que requer, para a sua aplicação, um mínimo de 100 objetos e que a deformação seja homogênea. Em função de tais dificuldades, o método em foco não pode ser aplicado à área em estudo.

6.3.3. Deformação Longitudinal

6.3.3.1. Metodologia

A deformação longitudinal (ε) exprime-se por (RAMSAY, 1967, cap. 3)

$$\varepsilon = (l-l_0)/l_0, \quad (6.5)$$

sendo l_0 = comprimento original e l = comprimento final.

Uma forma mais conveniente para a medição de linhas é através da elongação quadrática (λ), definida por

$$\lambda = (l/l_0)^2 = (1+\varepsilon)^2. \quad (6.6)$$

Considerando a deformação finita como o somatório de uma série de pequenos incrementos longitudinais (Δl), segue-se que

$$\varepsilon = \sum_{l_0}^{l_1} \Delta l/l. \quad (6.7)$$

Supondo Δl infinitamente pequeno, (6.7) reescreve-se como

$$\varepsilon = \int_{l_0}^{l_1} dl/l = \ln(l/l_0) = \ln(1+\varepsilon) = \ln(\lambda)^{1/2}. \quad (6.8)$$

ε é conhecido como deformação logarítmica, natural ou verdadeira (RAMSAY, 1967, cap. 3). Assim, o elipsóide de deformação finita pode ser representado por $1+\varepsilon_1$, $1+\varepsilon_2$ e $1+\varepsilon_3$, correspondendo a $(\lambda_1)^{1/2}$, $(\lambda_2)^{1/2}$ e $(\lambda_3)^{1/2}$ ou a **X**, **Y** e **Z**, sendo esta última a notação aqui empregada.

Toda linha fazendo um ângulo θ' com **X** caracteriza-se por uma elongação quadrática recíproca (λ') e um cisalhamento recíproco (γ') dados por

$$\lambda' = 1/\lambda = \lambda_1' \cos^2 \theta' + \lambda_2' \sin^2 \theta', \quad (6.9)$$

$$\gamma' = 1/\gamma = (\lambda_2' - \lambda_1') \sin \theta' \cos \theta', \quad (6.10)$$

sendo λ_1' , λ_2' = componentes de λ ($\lambda_1 > \lambda_2$) nos eixos de coordenadas x e y.

Utilizando fórmulas trigonométricas clássicas ($\text{sen}^2\theta = 1 - \text{cos}^2\theta$, $\text{cos}2\theta = 2\text{cos}^2\theta - 1$ e $\text{sen}2\theta = 2\text{sen}\theta\text{cos}\theta$), (6.9) e 6.10) reescrevem-se como

$$\lambda' = 1/2(\lambda_1' + \lambda_2') - 1/2(\lambda_2' - \lambda_1')\text{cos}^2\theta', \quad (6.11)$$

$$\gamma' = 1/2(\lambda_2' - \lambda_1')\text{sen}^2\theta, \quad (6.12)$$

que correspondem às equações paramétricas de um círculo de raio r e centro no eixo das abcissas, conforme segue

$$x = x_0 + r\text{cos}\alpha, \quad y = r\text{sen}\alpha. \quad (6.13)$$

Deste modo, os parâmetros λ' , γ' e θ' podem ser representados graficamente no diagrama de Mohr, com λ' na abcissa e γ' na ordenada (RAMSAY & HUBER, 1983).

6.3.3.2. Resultados Obtidos

A Tabela 6.1 contém os parâmetros de quantificação longitudinal para diversos afloramentos. ϵ variou de -21 a -83%. Os locais mais deformados situaram-se no interior de zonas de cisalhamento (pto. 311) e/ou em contatos litológicos (ptos. 57, 576). No "greenstone", ϵ revelou oscilações até num mesmo afloramento (ptos. 29, 195 e 230), explicadas seja pela orientação originalmente variada dos marcadores, seja pela heterogeneidade da deformação na escala decimétrica.

No diagrama de Mohr (Figura 6.24.A), os dados supracitados permitiram obter informações adicionais. Para tanto, fêz-se a plotagem de λ' e γ' de acordo com NICOLAS (1984, p.167-168): (1^o) calcularam-se as elongações quadráticas recíprocas λ' (equação 6.9), cada qual com a sua orientação (θ'); (2^o) traçaram-se os eixos de coordenadas λ' e γ' ; (3^o) usando-se λ' e

$2\theta'$, plotaram-se os diferentes marcadores, separados entre si por ângulos $2\theta'$, escolhendo uma origem qualquer sobre o eixo λ' , mas fixa para todos os pontos, e com círculo de raio arbitrário; (4º) sobre um diagrama cartesiano γ' vs. λ' , com λ' graduado, traçaram-se retas verticais para os valores de λ' medidos até interceptarem os respectivos círculos; (5º) o círculo melhor ajustado aos diversos pontos de interseção foi tomado como o círculo de Mohr procurado; (6º) as interseções deste círculo com o eixo das abcissas forneceu λ_1' e λ_2' e as orientações com respeito a cada marcador; a razão axial da elipse de deformação foi calculada como $\lambda_1/\lambda_2 = (\lambda_2')^{1/2}/(\lambda_1')^{1/2} = (1+\epsilon_1)/(1+\epsilon_2) = \mathbf{X/Z}$.

Os pontos analisados (Figura 6.24.A) definiram um círculo com razão axial média $(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2} = \mathbf{X/Z} = 2,22$. Os pontos 2 e 7 ficaram fora do círculo de Mohr ($\lambda'=33,3, 25$ e 50 , respectivamente), devendo representar locais com maior razão axial (são milonitos). A Figura 6.24.A mostra que a maioria das elipses (1, 3, 5, 6) faz ângulo próximo de 180° com λ_2' , implicando direção de encurtamento ($(\lambda_2)^{1/2}=\mathbf{Z}$) tal como ilustrado na Figura 6.24.B. Os pontos 4 e 8 fugiram a este padrão, tendo encurtamento N-S ou NNE-SSW. Assim, a componente de encurtamento válida para a área seria coerente com um binário dextrógiro (Figura 6.24.B).

6.3.4. Quantificação pelo Método R_f/ϕ

6.3.4.1. Considerações sobre a Metodologia

a. *Histórico*

O método R_f/ϕ tem se revelado como a mais prática e mais utilizada técnica de quantificação. Ele é aplicado a diversos objetos elípticos, a exemplo de seixos em conglomerados (HOSSACK, 1968; GAY, 1969; CHAPMAN *et al.*, 1979; HACKSPACHER & SOUZA, 1982; ARCHANJO, 1988; GOMES, 1988), fragmentos vulcanoclásticos (TOBISCH *et al.*, 1977), marcas de redução em folhelhos (TOBISCH *et al.*, 1977), almofadas basálticas (COWARD &

JAMES, 1974), varíolas (RIBEIRO *et al.*, 1983), grãos de quartzo (MUKHOPADHYAY, 1973) e xenólitos (HUTTON, 1982).

Os princípios matemáticos e os primeiros usos do método R_f/ϕ foram feitos por RAMSAY (1967). Em seguida, DUNNET (1969) e DUNNET & SIDDANS (1971) aperfeiçoaram a técnica, utilizando ábacos R_f/ϕ . ELLIOTT (1970) desenvolveu o chamado gráfico polar, usando uma malha do fator de forma, o qual, por sua vez, requeria o conhecimento da fábrica inicial. Resoluções algébricas foram desenvolvidas por MATTHEWS *et al.* (1974) e SHIMAMOTO & IKEDA (1976). Parâmetros estatísticos (χ^2) e gráficos padrões do estado pré-tectônico (curvas- θ) foram criados e aplicados por LISLE (1977a, 1985). Ultimamente, isto tem sido facilitado por programas computacionais que, a partir da digitalização de elipses, determinam sua orientação e excentricidade.

b. Parâmetros Envolvidos

Os métodos e tratamentos citados assumem que: (1) os objetos têm formas iniciais elipsoidais; (2) a orientação inicial é aleatória; (3) não existe contraste de ductilidade entre o objeto e a matriz; (4) a deformação é homogênea. A deformação de marcadores naturais, todavia, é via de regra, heterogênea, com diversas variáveis impondo restrições à utilização indiscriminada do método R_f/ϕ , citando-se (RAMSAY, 1967; HOSSACK, 1968; DUNNET, 1969; GAY, 1969; SIDDANS, 1980; ETHERIDGE & VERNON, 1981; HOLST, 1982; RAMSAY & HUBER, 1983; LISLE, 1985): (i) formas e orientações dos objetos antes da deformação; (ii) diferenças de viscosidade entre objeto e matriz; (iii) tamanhos dos objetos; (iv) mudanças de volume durante a deformação; (v) trajetória e mecanismos da deformação (cisalhamento simples vs. cisalhamento puro, solução por pressão, recristalização dinâmica); (vi) deformação heterogênea.

Dentre os métodos de quantificação tradicionais, o R_f/ϕ (DUNNET, 1969; DUNNET & SIDDANS, 1971; LISLE, 1977a, 1985) é o menos afetado pela heterogeneidade da

deformação (HOLM, 1983). Além disso, o fato de não precisar de uma distribuição uniforme dos marcadores (caso do método centro-a-centro), fez com que se optasse pela sua aplicação.

c. Metodologia

Consiste em medir o tamanho dos eixos maior e menor de marcadores elípticos, preferencialmente nas seções principais do elipsóide de deformação finita (XZ , YZ , XY). Determina-se o ângulo (ϕ) que o eixo maior faz com uma linha de referência qualquer contida nos respectivos planos e calculam-se as razões axiais (ou excentricidades) finais ($R_f = \text{eixo maior} / \text{eixo menor}$) das elipses (RAMSAY, 1967; DUNNET, 1969). Para marcadores irregulares, com formato diferente de uma elipse, assume-se que a sua maior dimensão equivale ao eixo mais longo (X , por exemplo), e o menor tamanho ortogonal àquele representa o eixo menor (Z , por exemplo), de modo que são utilizadas formas as mais variadas (ROBIN, 1977; HARVEY & FERGUSON, 1981; HOLST, 1982).

d. Tratamento dos Dados R_f

A melhor estimativa da elipse de deformação (R_s) é feita pela média harmônica ($HM = N/\Sigma(1/R_{fi})$), que superestima R_s em 10%, em comparação com as médias geométrica ($GM = (\Sigma R_{f1} \times R_{f2} \times \dots \times R_{fn})^{1/N}$) e aritmética ($AM = (\Sigma R_{fi})/N$) dos valores de R_f (LISLE, 1977b). Erros mais elevados para qualquer destas médias são obtidos quando R_s é menor que cerca de 1,6 (LISLE, 1977b).

A precisão da quantificação depende do número de objetos medidos (N), da forma original (R_i), orientação (θ , ϕ) e magnitude da deformação (DUNNET, 1969; MATTHEWS *et al.*, 1974; SHIMAMOTO & IKEDA, 1976). Os erros diminuem com o aumento de N (ex. para $N=212$ o erro é de 5%, crescendo para 20% se $N=13$) (MATTHEWS *et al.*, 1974). Por outro lado, não é necessário um número exagerado de objetos, pois a precisão do método cresce mais

lentamente quando $N > 75$ (BORRADAILE, 1984). De acordo com PATERSON (1983, p. 616), os erros na magnitude da deformação variam entre 6,6 e 22% pelo método de DUNNET (1969), com os métodos algébricos de MATTHEWS *et al.* (1974) e SHIMAMOTO & IKEDA (1976) apresentando erros entre 9,4 e 12,4%.

O número mínimo de objetos ($N_{\text{mín}}$) depende do tipo de marcador e do próprio método. DUNNET (1969), por exemplo, recomenda $N_{\text{mín}}=30-40$ para objetos circulares (oólitos, pisólitos) e 60-100 (ou 30 segundo HOSSACK, 1968) para marcadores de alta excentricidade inicial (seixos em conglomerados). Para fragmentos vulcanoclásticos, TOBISCH *et al.* (1977) sugeriram $N_{\text{mín}}=42-70$. MATTHEWS *et al.* (1974), SHIMAMOTO & IKEDA (1976) e RAMSAY & HUBER (1983) admitiram que a partir de $N_{\text{mín}}=10-15$ a média de R_s começa a estabilizar-se .

e. *Tratamento Gráfico dos Pares de Dados (R_f, ϕ)*

Considerando a facilidade gráfica e mesmo numérica, bem como a validade e a consistência dos resultados, inclusive para amostras deformadas heterogeneamente, optou-se pela utilização do método R_f/ϕ e suas variantes computacionais (DUNNET, 1969; DUNNET & SIDDANS, 1971; LISLE, 1977a, 1985; PEACH & LISLE, 1979; HOLM, 1983; PATERSON, 1983). Ele foi aplicado exhaustivamente aos diversos marcadores encontrados na região. Posteriormente, selecionaram-se conjuntos adequados para comparação com o método de curvas hiperbólicas de DE PAOR (1988). Nos parágrafos seguintes, descreve-se sucintamente o tratamento dos dados R_f/ϕ em cada caso.

Método R_f/ϕ (sínteses em NICOLAS, 1984, p. 163 a 182, e LISLE, 1977a, 1985). Sejam elipses não deformadas com excentricidade R_i constante ($R_i=2,0$) e orientação aleatória (Figura 6.25.A1). Uma deformação de intensidade R_s leva a uma distribuição de elipses com excentricidades finais R_f e orientações ϕ , produzindo curvas progressivamente mais fechadas no

gráfico R_f vs. ϕ (Figuras 6.25.A2 a A4). Na deformação homogênea, este gráfico é simétrico, sendo chamado de "pingo d'água" (RAMSAY, 1967), permitindo determinar R_s ($=R_{f\text{máx}} \times R_{f\text{mín}}$) e R_i ($=R_{f\text{máx}}/R_{f\text{mín}}$) (Figuras 6.25.A3 e A4).

Nos casos reais, todavia, as razões R_i são variadas, e o gráfico R_f vs. ϕ mostra uma nuvem de pontos, dispostos em várias curvas (Figura 6.25.B). A situação se complica mais se houver uma orientação inicial preferencial (θ). Assim, para determinado R_s , ocorre o espalhamento de pontos, com superposição de curvas de igual R_i e igual θ (Figura 6.25.C). O conjunto de pontos plotados no gráfico R_f/ϕ é comparado com diagramas padrões para R_s variando de 1 a 20 (LISLE, 1985, p. 28-77). As curvas de melhor ajuste dos dados fornecem o valor aproximado de R_s (LISLE, 1977a, 1985) (Figura 6.25.C).

Método de Curvas Hiperbólicas (DE PAOR, 1988). Consiste em um diagrama de coordenadas polares, contendo duas famílias de hipérboles interceptantes, ambas com convexidade voltada para o centro do círculo. Uma destas famílias possui assíntotas verticais e horizontais e vértices ao longo de linhas diagonais. Correspondem às variações progressivas de forma e orientação das elipses, indicando a *trajetória de elipses*. A segunda família possui assíntotas diagonais, com os vértices dispostos nos eixos horizontal e vertical. Marcam os incrementos de deformação, sendo chamadas de *contornos de deformação*.

O plote dos pares de pontos (R_f, ϕ) é semelhante à projeção estereográfica de lineações em rede de Schmidt. Primeiro, superpõe-se uma folha transparente sobre a rede de projeção contendo as hipérboles padrões. Depois, rotaciona-se um eixo de referência radial arbitrário de um ângulo ϕ ($\phi > 0$ no sentido horário). Em seguida, marca-se a distância R_f do centro para a periferia, ao longo do eixo R. Após o plote de todos os pares (R_f, ϕ), determina-se a elipse de deformação. Isto se faz rotacionando a rede padrão abaixo do transparente até que o eixo R divida os dados ao meio, definindo a orientação do eixo de estiramento principal (ϕ_s). Com R fixo, encontra-se visualmente o contorno de deformação que também divide a população em duas partes iguais. A interseção fornece o valor de R_s .

O método de curvas hiperbólicas foi aplicado em almofadas (pto. 11), fenocristais de quartzo em metadacitos (pto. 173) e enclaves máficos em granodiorito (ptos. 47 e 171). Observou-se sempre uma grande concentração de pontos no diagrama semi-circular de DE PAOR (1988), dificultando a determinação exata de R_s e ϕ_s . Em decorrência, abandonou-se o referido método em favor do R_f/ϕ (vide a seguir). De qualquer modo, permanece válida a sugestão de utilização de curvas hiperbólicas em trabalhos preliminares de campo, onde se pretenda apenas uma análise mais qualitativa, conforme admitido pelo próprio DE PAOR (1988).

6.3.4.2. Tratamento Computacional dos Dados (R_f, ϕ)

a. Programa THETA1

A utilização de ábacos padrões R_f/ϕ (LISLE, 1977a) requer tempo para a sua interpretação quando há grande quantidade de dados. Para evitar tal inconveniente, PEACH & LISLE (1979) criaram o programa THETA, escrito em linguagem FORTRAN IV, para processar as curvas- θ e determinar os valores precisos da elipse de deformação (R_s, ϕ_s), através do parâmetro estatístico χ^2 . Embora de precisão menor que os métodos matriciais, podendo atingir erros superiores a 10% na orientação da elipse de deformação (ϕ_s) (BORRADAILE, 1984), o parâmetro χ^2 ainda constitui o teste mais útil para as distribuições de orientações (ϕ_s) e excentricidades (R_s) (SCHULTZ-ELA, 1990).

O programa THETA de PEACH & LISLE (1979) foi, aqui, reescrito e reestruturado em linguagem FORTRAN 77, redeterminando-se THETA1. Sucintamente, o programa THETA1 inverte gradualmente a deformação (R_f, ϕ), usando decrementos coaxiais do recíproco de R_s ($1/R_s$) em direções ortogonais ao eixo maior das elipses R_f . O valor inicial de R_s é tomado como $HM+0,6$. A cada decremento, faz-se o teste χ^2 para verificar a aleatoriedade dos marcadores. Este procedimento é repetido até se obter o menor χ^2 , que corresponde à elipse R_s . Com este valor de R_s , aplicam-se fórmulas deduzidas por RAMSAY (1967) no cálculo de

excentricidades e orientações iniciais (R_i , θ). Em todos os passos descritos para o programa **THETA1**, assumiu-se que a deformação foi homogênea, por cisalhamento puro, não existiu contraste de viscosidade entre marcador e matriz, e as elipses originais eram aleatórias (PEACH & LISLE, 1979).

O índice de simetria (**SIMET**), calculado pelo programa **THETA1** é importante na inversão da deformação (LISLE, 1977a, 1985). A Tabela 6.2.A fornece os valores críticos de **SIMET** (90 a 95% de confiabilidade) em função de R_s e do número de amostras (LISLE, 1985). Valores de **SIMET** abaixo daqueles críticos sugerem que os marcadores não formavam uma população originalmente aleatória. LISLE (1985) considerou, ainda, os valores críticos de χ^2 (Tabela 6.2.B), que correspondem aos máximos de χ^2 compatíveis com o modelo de deformação homogênea de marcadores aleatórios.

No decorrer deste item, são empregados diversos símbolos do programa **THETA1**, cujos significados seguem abaixo:

PHI	= orientação do eixo maior da elipse deformada;
THETA	= orientação do eixo maior da elipse inicial;
R_f, R_i	= razão axial (ou excentricidade) das elipses final (R_f) e inicial (R_i);
AM, HM	= médias aritmética (AM) e harmônica (HM) de R_f ;
RSMAX, RS, RSMIN	= valores máximo, médio e mínimo de R_s ;
RS ou R_s	= elipse de deformação;
NDF	= número de graus de liberdade;
QUI2	= menor valor de qui-quadrado (χ^2) (Tabela 6.2.B);
SIMET	= índice de simetria do gráfico R_f/φ ;
VETOR	= direção média de PHI ($-90 \leq \text{vetor} \leq +90$);
DPS	= direção principal de deformação;
DIRDES	= direção principal de inversão da deformação ("undeforming direction");
A, B, R	= coeficientes angular, linear e de correlação da reta de melhor ajuste entre os eixos maior e menor das elipses R_f .

b. *Quantificação da Deformação Bidimensional em Metabasaltos*

b.1. Interpretação dos Resultados

A Tabela 6.3 contém os diversos parâmetros de deformação dos metabasaltos. Os valores geralmente baixos de **QUI2** para **NDF=2**, excetuando-se os pto. 230 e 433, foram coerentes com o modelo assumido de deformação passiva de objetos inicialmente aleatórios. Do mesmo modo, os índices **SIMET** foram via de regra maiores que os valores críticos (comparar Tabelas 6.2.A e 6.3), exceto nos pto. 230 e 433, corroborando aquela interpretação. Portanto, os valores mais confiáveis, ou que obedeceram as premissas do método, foram aqueles dos pto. 11, 272, 400 e 438.

Gráficos χ^2 vs. **RS** representativos dos metabasaltos encontram-se na Figura 6.26. Notou-se a diversidade nas curvas, com **RS** tendo um único valor ou mostrando uma ligeira variação. Esta dispersão de **RS** é esperada, já que o χ^2 representa uma confiabilidade de 90% (PEACH & LISLE, 1979).

A Figura 6.27 compara as médias **AM**, **HM**, e os coeficientes angulares (**A**) com os valores de **RS** calculados pelo programa **THETA1** (Tabela 6.3). Observou-se que **A** forneceu as maiores oscilações, inclusive com valores abaixo de 1, contradizendo a convenção $X \geq Y \geq Z$. **HM** e **A** foram por vezes menores que **RS**, ao passo que **AM** foi sempre superior a **RS**. Os coeficientes de correlação (**R**) foram melhores para **HM**. Em termos numéricos, os erros teóricos em relação a **R_S** ($= (\text{média} - \mathbf{R}_S) / \mathbf{R}_S \times 100$) (LISLE, 1977b), estimados a partir das retas de ajuste (Figura 6.27) foram os seguintes: (i) no plano **XZ** - **AM**= $\pm 14\%$, **HM**=-14 a 26%, **A**= $\pm 11\%$; (ii) no plano **YZ** - **AM**=-14 a 21%, **HM**=-11 a 14%, **A**=-15 a 20%. Assim, **R_S** pode ser estimado através dos parâmetros **A** (plano **XZ**; $\mathbf{R}_S = 0,31\mathbf{A} + 1,76$) e **HM** (plano **YZ**; $\mathbf{R}_S = 1,35\mathbf{HM} - 0,76$).

As variações de **R_S** (Tabela 6.3) correlacionaram-se aos padrões dos gráficos **R_f/φ** (Figura 6.28). Em locais com baixo **R_S**, notou-se uma larga flutuação de ϕ (pto. 438), que se

estreitou nos afloramentos com maior R_s (ptos. 11 e 230). A forte simetria do pto. 230 pode significar o aumento da deformação. A assimetria no pto. 11 (Figura 6.28.B) representaria uma fábrica original não aleatória (RAMSAY & HUBER, 1983) ou o efeito de deformação por cisalhamento simples (CHOUKROUNE *et al.*, 1987). Esta alternativa se coadunou com o estilo de deformação do material interalmofadas (comparar Figuras 6.5.A e B e 6.7). Por outro lado, padrões assimétricos também poderiam ser produzidos mesmo em populações inicialmente aleatórias, nos casos de amostragem não representativa (LISLE, 1985), e/ou com deformação heterogênea (HOLM, 1983).

A investigação do estado pré-tectônico, propiciada pelos gráficos R_i/θ (Figura 6.29), sugeriu a existência de fábricas aleatórias (pto. 438), fracamente orientadas (pto. 11) ou com forte anisotropia (pto. 230). Portanto, deduziu-se que a assimetria do pto. 11 (Figura 6.28.B) resultou da superimposição do cisalhamento simples sobre uma população de marcadores com uma certa orientação preferencial. No caso do pto. 230, a deformação mais intensa obliterou a sua assimetria inicial (Figuras 6.28.C e 6.29.C).

Informações sobre a forma inicial (R_i) e o mecanismo de deformação puderam ser inferidas pelos plotes de X , Y e Z dois a dois. Encontraram-se dois tipos de retas, uma passando pela origem (Figura 6.30.A e B) e outra com coeficiente linear (B) diferente de zero (Figuras 6.30.C e D). O primeiro caso (Figura 6.30.A) poderia ser explicado por deformação homogênea afetando objetos aproximadamente circulares (RAMSAY, 1967). Todavia, tal hipótese seria inconsistente com a interpretação de R_i variadas (Figura 6.29). Isso sugeriu que retas passando pela origem também acomodariam marcadores elípticos. O segundo exemplo (Figura 6.30.B) pode indicar influência de tamanhos variados, irregularidades nos contornos e comportamento não passivo dos marcadores durante a deformação (RAMSAY, 1967; RAMSAY & HUBER, 1983; LISLE, 1985). Percebeu-se que variações acentuadas de R_i condicionaram retas com B diferente de zero (comparar Figuras 6.29.B vs. 6.30.C e 6.29.C vs. 6.30.D). O alto coeficiente de correlação (R) no pto. 438 foi coerente com a pequena variação de R_i (Figura 6.29.A) (ELLIOTT, 1970; MUKHOPADHYAY, 1973).

Os resultados acima mostraram algumas inconsistências. As dificuldades de interpretação da deformação dos metabasaltos deveram-se, provavelmente, ao formato irregular e às dimensões variadas das almofadas (cap. 4). As maiores (métricas) aparentaram serem menos deformadas que as menores (centimétricas ou decimétricas). Isto implicou que o cálculo de R_s seria, na verdade, um valor médio, subestimado no primeiro caso e superestimado no segundo. De qualquer modo, o denso empacotamento e o volume de matriz (material interalmofada) comparativamente desprezível permitiram considerar, na prática, um baixo contraste de viscosidade (GAY, 1968). Concluiu-se, em geral, pela validade do modelo de deformação homogênea de marcadores elípticos com distribuição inicial aleatória.

b.2. Implicações Estruturais

Os valores de R_s revelaram um gradiente positivo entre os ptos. 438, 11, 230 e 272, com R_s variando de 1,29 a 2,58 (seções **XZ** e **YZ**). No pto. 433, o material interalmofada é mais deformado, xistoso, com $R_s=3,05$, comportamento este previsto em função de sua maior plasticidade e menor volume relativo (GAY, 1968; BORRADAILE & POULSEN, 1981; BORRADAILE, 1985). A seqüência de ptos. 438 \mapsto 11 \mapsto 230 \mapsto 272 caracterizou-se pelo aparecimento progressivo de zonas de cisalhamento dúctil e milonitos (**D_m**). Esta situação foi corroborada por medidas de deformação longitudinal (Tabela 6.1), onde ϵ aumentou de 0,21 (pto. 196) a 0,48 (pto. 195) nos lineamentos miloníticos.

A ausência e/ou pouca penetratividade de lineações de estiramento impuseram limitações às interpretações cinemáticas. No caso em foco, o problema foi contornado pela restauração das posições reais dos eixos do elipsóide de deformação finita. Isto se obteve através de projeção estereográfica equiangular (rede de Wulff), a partir das atitudes do plano **XY** (foliação milonítica) e da direção principal de deformação (**DPS** e **DIRDES**).

O plote dos eixos **X**, **Y** e **Z**, mencionado acima, encontra-se na Figura 6.31.A. Observou-se a dispersão do eixo **X**, sendo que a maioria dos pontos ajustou-se a um plano médio

(**XY**) de atitude 014/78. Os mergulhos fortes de **X** apareceram nas faixas mais deformadas (ptos. 433, 189 e 272, nesta ordem; Tabela 6.3). Caracterizou-se, assim, a rotação de **X**, originalmente subhorizontal, até a direção de estiramento máximo, que seria oblíqua ou subvertical no plano **XY**. Tal processo é freqüente nos regimes de cisalhamento simples progressivo (ESCHER & WATTERSON, 1974; WILLIAMS, 1978; RAMSAY, 1979), envolvendo deformação muito intensa e, normalmente, gerando dobras em bainha (RHODES & GAYER, 1977; COBBOLD & QUINQUIS, 1980). A Figura 6.31.B esquematiza a rotação de **X**, inicialmente paralelo aos eixos de dobras nos domínios mais preservados da milonitização, até se tornar oblíquo ou verticalizado no interior de zonas de cisalhamento, locais estes potencialmente mais favoráveis ao surgimento de dobras em bainha.

c. *Quantificação da Deformação Bidimensional em Metadacitos*

c.1. Interpretação dos Resultados

A Tabela 6.4 contém os parâmetros de deformação dos metadacitos. Altos **QUI2** (>10) encontraram-se em porfiroclastos de quartzo nos ptos. 173, 305 e 364 e em enclaves metabasálticos (178). Os ptos. 219 (**XZ**), 305 (**XZ**) e 364 (**XZ**) são anômalos com respeito à **SIMET**, que é inferior aos valores críticos (Tabela 6.2.A). Concluiu-se pela validade do modelo de deformação homogênea também para os metadacitos.

Gráficos χ^2 vs. **R_s** definiram parábolas perfeitas para N elevado (Figuras 6.32.A - pto. 179, e 6.32.F - amostra 178D). As regiões de curvatura corresponderam a um único valor de **R_s** (Figuras 6.32.A - porfiroclastos de quartzo, 6.32.C e 6.32.F - porfiroclastos de quartzo) ou tiveram uma variação de até $\pm 3\%$ (Figuras 6.32.D e E). Também se encontraram diferenças devidas ao tipo de marcador (Figuras 6.32.A e F).

O confronto das médias **AM**, **HM** e **A** com os valores de **R_s** de seções **XZ**, a exemplo do procedimento anterior com os metabasaltos, também mostrou resultados

interessantes. A melhor correlação obteve-se com **HM**, com o qual se estimou R_s com um erro médio de $\pm 11\%$. **AM** produziu erros mais elevados (-16 a +20%), enquanto **A** foi totalmente descartado pela falta de correlação ($R=-0,002$). Assim, R_s pode ser avaliado com um erro de $\pm 11\%$ pela equação $R_s=1,024HM-0,163$.

A Figura 6.33 contém diversos gráficos R_f/ϕ de seções **XZ** (exceto Figura 6.33.D, que é seção **XY**). As Figuras 6.33.A, B, C e E correspondem, nesta ordem, a R_sXZ de 1,58, 1,74, 1,95 e 2,45, representando um incremento em R_sXZ de 55% entre A e E. No mesmo sentido, tem-se a diminuição em ϕ , embora não haja uma relação direta com **SIMET** (Tabela 6.4). A Figura 6.33.D é importante por se tratar de uma seção **XY**, onde, no campo, distinguiu-se uma lineação milonítica de "rake" fraco. Apesar da seção **XY** usualmente fornecer R_s inconsistentes (PATERSON, 1983), a alta simetria encontrada para R_sXY relativamente baixo (**SIMET**=0,93; $R_s=1,58$; Tabela 6.4), sugeriu uma certa homogeneidade na distribuição inicial (θ) ou elipses com baixas R_i .

As Figuras 6.33.A, F, H, C e G ilustram a variação dos padrões R_f/ϕ com a intensidade da deformação (R_s) em marcadores e afloramentos diferentes. Notou-se, na mesma seqüência, o decréscimo na flutuação de ϕ e o aumento de R_s (A=1,58; C=1,95; F=1,78; G=3,81; H=2,41). Conclui-se que a variação de R_s refletiria contrastes de viscosidade ($\Delta\eta$) diferentes entre marcador e matriz. Considerando-se diferentes marcadores no mesmo afloramento, tem-se que: (i) pto. 178 - η de porfiroclastos de quartzo > η de porfiroclastos de plagioclásio; (ii) pto. 173 - η de porfiroclastos de quartzo > η de nódulos máficos. Os enclaves metabasálticos (pto. 178) não foram comparados com porfiroclastos de plagioclásio e nódulos máficos em função das dimensões relativamente grandes daqueles. Inferiu-se, daí, que, à época da deformação milonítica (D_m), η aumentava na ordem seguinte: fenocristais de quartzo > fenocristais de plagioclásio > nódulos máficos. Ou seja, os fenocristais de quartzo e plagioclásio resistiram mais à deformação do que os nódulos máficos, os quais forneceria, então, uma superestimativa de R_s .

O maior valor de R_s em fenocristais de plagioclásio em comparação aos de quartzo não reflete o comportamento usualmente similar ou até mais rígido do primeiro, conforme

interpretado em rochas granitóides (VERNON *et al.*, 1983; VAUCHEZ *et al.*, 1987). Em rochas metavulcânicas, os fenocristais de quartzo tendem a ser mais rígidos e os de plagioclásio, a deformarem-se mais facilmente quando submetidos a algum processo de alteração hidrotermal, pois transformam-se em agregados micáceos finos (VERNON, 1986). A matriz, por ser mais fina e poliminerálica, facilita a circulação de fluidos e as reações minerais, resultando em maiores velocidades de deformação e de recristalização (ETHERIDGE & VERNON, 1981; VERNON *et al.*, 1983). O fato de se encontrarem fenocristais de plagioclásio e quartzo ainda preservados (Figura 6.12) em blastomilonitos permanece uma incógnita. Como explicação para tal fenômeno, admitiu-se a absorção da deformação pelo comportamento superplástico da matriz micácea, favorecida por percolação de fluidos na deformação heterogênea (discussão em 6.2.2.2.c). Isto poderia ser corroborado, por exemplo, com blastomilonitos derivados de leucogranitos, onde os feldspatos foram totalmente transformados em mica branca, enquanto "fenocristais" de quartzo acham-se parcialmente preservados (Figura 5.9), o que se contrapõe às idéias de VERNON *et al.* (1983) e VAUCHEZ *et al.* (1987).

Os enclaves metabasálticos possuem R_s intermediário entre fenocristais de quartzo e de plagioclásio e menores que os de nódulos máficos. Como os enclaves têm dimensões maiores (decimétricas), não foi possível uma comparação direta de seu comportamento reológico com o de outros objetos. Todavia, inferiu-se, também, um baixo contraste de viscosidade entre a matriz metadacítica e os enclaves, em função de seus contornos arredondados e por praticamente não serem desviados pela foliação milonítica.

Formas e orientações pré-tectônicas (R_i , θ) representativas dos metadacitos estão na Figura 6.34. Observaram-se razões R_i variadas, embora sempre menores que 7; as orientações (θ) são mais ou menos aleatórias (Figura 6.34.A) ou com fábrica marcante (Figuras 6.34.B e C; nódulos máficos do pto. 173 e quartzo nos pto. 6, 219 e 305, não apresentados). As orientações preferenciais ocorrem em alto ângulo com as direções estruturais da área (WNW-ESE), especialmente nas Figuras 6.34.B, C e D, sendo interpretadas como lineações (e superfícies?) magmáticas (pré- D_2) no "trend" NNE-SSW.

Correlações de X vs. Z e X vs. Y mostraram (Tabela 6.4), em geral, retas de mínimos quadrados que não passaram pela origem ($B \neq 0$) e coeficientes de correlação usualmente moderados ou mesmo baixos. Isto sugeriu deformação não homogênea e marcadores originalmente com excentricidades variadas e fábrica não aleatória (RAMSAY, 1967; MUKHOPADHYAY, 1973).

c.2. Implicações Estruturais

A elipse de deformação R_sXZ revelou um aumento sistemático na direção de zonas de cisalhamento. Tomando como base exemplos mesoscópicos, calculou-se um acréscimo de cerca de 50% em R_sXZ transversal e longitudinalmente a zonas de cisalhamentos discretos (D_m') afetando S_m (Figura 6.35.A). Em maior detalhe, R_sXZ atingiu uma variação de +145% do protomilonito ao ultramilonito (Figura 6.35.B). Nos locais de deformação mais intensa (Figura 6.35.C), o milonito é finamente bandado ou xistoso, com filonetes de quartzo e muscovitização completa do plagioclásio. Para um gradiente de 60% em R_sXZ , notou-se o estiramento simétrico (com boudinagem) de fenocristais de plagioclásio e quartzo (Figura 6.35.C).

A Figura 6.36.A contém as posições de X , Y e Z , restauradas a partir de DPS e $DIRDES$ (Tabela 6.4). Percebeu-se que X e Z são subhorizontais, nas direções WNW e NNE, respectivamente, com Y subvertical. Apenas no pto. 364, teve-se rotação de 90° de X (SSW) e Z (ESE). O posicionamento de X , Y e Z é similar ao obtido em metabasaltos. Nos dois casos, a direção de estiramento máximo (X) seria WNW-ESE, e o encurtamento principal (Z), NNE-SSW.

Medições do plano XY (Figuras 6.36.B e C) e do eixo Y em enclaves metabasálticos (Figura 6.36.D) mostraram uma certa variação de Y , com tendência a se dispor em ângulo com a foliação milonítica (S_m). A orientação de Y definiu um plano secundário ($S=242/40$), compondo, assim, uma geometria tridimensional sinistrógira, sendo $S_m // C$. A interseção de C com S forneceu a posição média de Y ($=270/36$). Deduziu-se, então, que a

deformação D_2 / D_m rotacionou os planos XY dos enclaves até a posição mais estável, no caso a superfície S_m (ou C).

d. *Quantificação da Deformação Bidimensional em Metagranitóides*

d.1. Interpretação de Resultados

A Tabela 6.5 contém os parâmetros de deformação de enclaves máficos e xenólitos metabasálticos em metagranitóides. Altos valores de χ^2 encontraram-se nos ptos. 261, 277 e 408. Este último e mais os ptos. 171 (enclaves máficos em G_{Drm}), 235 e 429 possuem **SIMET** baixo ou no limite aceitável. Em 235 e 429, o baixo N pode ter contribuído para o valor não confiável de **QUI2**. Assim, parte dos afloramentos analisados não ofereceram condições para aceitar ou não o modelo de distribuição original uniforme e deformação passiva dos marcadores.

Comparando-se as médias **HM**, **AM** e **A** com os valores de R_s do programa **THETA1**, obteve-se o seguinte: (i) as melhores correlações ocorreram com **AM** e **HM**, quando eliminaram-se dos cálculos as inclusões nos leucogranitóides (pto. 171) e enclaves máficos dos ptos. 362, 481 e 572 (N baixo). Concluiu-se que a melhor estimativa (erro de $\pm 10\%$ de R_s) foi dada por **HM** ($R_s = 0,98HM - 0,09$).

Gráficos χ^2 vs. R_s representativos dos casos estudados estão na Figura 6.37. Dentre os diversos padrões obtidos, destacou-se a parábola do pto. 47 (Figura 6.37.A). As curvas irregulares, mal definidas, de outras figuras, foram atribuídas a fatores tais como populações heterogêneas, pequeno número de objetos medidos (logo, amostragem não representativa) ou deformação muito intensa (caso de enclaves máficos do pto. 171; comparar Figuras 6.8.A e 6.37.B). Dos casos observados, o menor χ^2 forneceu R_s com uma variação em torno de $\pm 10\%$, que aumentou quando $N < 10$.

As Figuras 6.38.A, B, C e D ilustram, nesta ordem, a diminuição na assimetria dos gráficos R_f/ϕ e no ângulo (ϕ). Esta ordem correlacionou-se ao forte gradiente de deformação

existente principalmente de A ($R_sXZ = 2,4$) a C ($R_sXZ = 15,8$), correspondendo a uma variação de +558%. A alta simetria da Figura 6.38.C refletiu a forte lenticularização tectônica a nível mesoscópico (Figura 6.8.A). Resultou, daí, que a deformação intensa produziu padrões R_f/ϕ simétricos, mesmo quando o estado inicial apresentava fábricas orientadas. Por outro lado, padrões algo assimétricos (não mostrados na Figura 6.38) ocorreram nos ptos. 44 (seção **YZ**), 171 (enclaves máficos + enclaves de granodiorito em leucogranito), 261, 384 (seção **XZ**) e 408.

Para a geometria da Figura 6.8.A, a deformação cisalhante estimada seria da ordem de $\gamma=10$ (SKJERNAA, 1980). Embora o valor de $R_sXZ = 15,6$ (pto. 171, enclaves máficos em **GDrms**) não deva ser generalizado para todo o afloramento, concluiu-se que foram atingidos altos valores de γ (e R_s) em zonas de concentração da deformação. Não se descarta, por outro lado, que uma posição favorável do eixo maior dos objetos tenha resultado no padrão atual, sem implicar altos valores de γ (RAMSAY, 1980, p. 92).

Alguns gráficos R_i/θ estão na Figura 6.39. Notou-se que as formas (R_i) são variadas, predominando elipses. Orientações proeminentes se destacaram nas Figuras 6.39.B e D, bem como nos ptos. 261, 362, 384, 408 e 429. Confrontando-se as Figuras 6.38 e 6.39, justificou-se a assimetria do pto. 47 pela ação do cisalhamento simples (CHOUKROUNE *et al.*, 1987), enquanto nos ptos. 171 e 277 invocou-se a intensidade de R_s .

Correlações entre **X**, **Y** e **Z**, dois a dois, mostraram sempre retas com coeficiente linear (**B**) diferente de zero e coeficiente de correlação (**R**) em geral superior a 0,7 (Tabela 6.5). Tais características sugeriram populações de elipses inicialmente orientadas, a exemplo das Figuras 6.39.B, C e D. Casos de **R** baixo (ptos. 44 - seção **XZ**, 171, 261 - seção **YZ**, e 577) podem ser devidos a fatores tais como alto R_s , variações em R_i e interação entre objeto e matriz (MUKHOPADHYAY, 1973).

d.2. Implicações Estruturais

A análise global dos dados R_sXZ mostrou um aumento de R_s nas zonas de cisalhamento e, em particular, nos contatos do "greenstone" com os metagranitóides. O efeito deste gradiente é mostrado na Figura 6.40, onde representaram-se os polos de planos XY de enclaves máficos dos ptos. 47 e 171, situados, respectivamente, a 250 e 30 m do contato. No primeiro ($R_sXZ=2,4$), a foliação (S_n) da hospedeira (GDr_m) não foi desviada pelo enclave, mas foi superimposta em baixo ângulo ($\pm 20^\circ$) por uma crenulação milonítica incipiente (S_m) com vergência NNE. No segundo ($R_sXZ=15,8$), as rochas correspondem a típicos milonitos máficos e félsicos. Verificou-se, então, a correspondente mudança da simetria monoclinica (Figura 6.40.A) para a simetria axial (Figura 6.40.B) quando R_sXZ aumentou 558%. Os planos XY dos enclaves máficos foram rotacionados dextrógirmente de NW-SE (pto. 47) a WNW-ESE (pto. 171), que é a direção média de S_m .

Restaurando-se as posições de X , Y e Z , com os dados de **DPS** e **DIRDES** (Tabela 6.5), obteve-se a Figura 6.41. Os polos de X e Y definiram um plano (XY) com atitude média 206/70. Embora predominem mergulhos subhorizontais ($< 25^\circ$), X também pode ser moderado ou forte (44, 47, 429). A interferência em alto ângulo entre as posições com X de mergulho forte (R_sXZ baixo) e aqueles com X subhorizontal (R_sXZ elevado) deveria originar dobras em bainha com eixo de estiramento máximo (X) de mergulho fraco. E efetivamente, nestes últimos locais (ptos. 57 e 171), observaram-se minidobras assimétricas, indicativas de seções XZ de dobras em bainha. Os mergulhos moderados ou fortes de X em regiões de R_sXZ baixo e os padrões de fábricas pré-tectônicas (pré- D_m) orientadas (Figuras 6.39.B e D) foram interpretados como testemunhos de estruturas magmáticas, ligadas ao posicionamento dos metagranitóides.

d.3. Reologia e Implicações na Deformação D₂

As interpretações sobre fábricas primárias requereram uma revisão da reologia dos materiais. Aspectos teóricos e aplicações do tema são referidos a RAMSAY (1967, cap. 6), NICOLAS & POIRIER (1976, cap. 2) e FERNANDEZ & BARBARIN (1991).

Os materiais naturais apresentam dois comportamentos extremos, denominando-se sólidos elásticos ideais (*SEI*) e fluidos viscosos ideais (*FVI*). Os *SEI* deformam-se instantaneamente até um certo valor crítico de elasticidade (*LE*), retornando à forma inicial se eliminado o esforço (σ). Obedecem a uma relação linear do tipo $\sigma = \gamma \epsilon$ (γ = módulo de Young, ϵ = deformação). Ultrapassado o *LE*, atinge-se o comportamento plástico e, depois, a ruptura, quando, então, a deformação se torna irreversível.

Os *FVI* deformam-se continuamente com o tempo, seguindo a relação linear $d\tau = \eta d\epsilon$, com η = coeficiente de viscosidade (resistência do fluido ao escoamento) e $d\tau$ e $d\epsilon$ = diferenciais do esforço cisalhante e da taxa de deformação. No caso geral, $\tau = \tau[\epsilon, T(\text{temperatura}), P(\text{pressão}), t(\text{tempo}), x(\text{posição})]$. A P e T fixos, $\tau = K\epsilon^n$ (K = constante = $K(T)$, n = número inteiro), de modo que $\eta = d\tau/d\epsilon = nK\epsilon^{(n-1)}$ (BREMONT D'ARS, 1989). Existem dois comportamentos particulares, onde τ e ϵ se relacionam linearmente ($\tau = \epsilon + \tau_0$), chamados de fluidos viscosos ou newtonianos ($\tau_0 = 0$) e materiais plásticos ou de Bingham ($\tau_0 \neq 0$).

Os magmas possuem um comportamento intermediário entre *SEI* e *FVI*. O limite reológico crítico corresponde a 60-70% de cristais, equivalendo a uma viscosidade relativa ($\eta_{\text{cristais}} / \eta_{\text{líquido residual}}$) de 10^3 a 10^5 poises (ARZI, 1978; VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979; MARSH, 1981; SOULA, 1982; GAPAIS, 1989a). Acima deste limite, o magma comporta-se como sólido; abaixo, ele tem um comportamento newtoniano ou de Bingham. É este último que explica melhor a morfologia de derrames e o transporte de enclaves por magmas (HULME, 1974; SPARKS *et al.*, 1977).

O aumento da viscosidade da fase sólida com a cristalização magmática determina a evolução do comportamento reológico do magma (Figura 6.42.A). A cristalinidade de 30%

constitui o 1^o limiar reológico (*LRI*), indicando a mudança do comportamento newtoniano (campo I) para o visco-plástico (campo II), que, normalmente corresponde ao início da ascensão do magma. No estado newtoniano, existem correntes de convecção ativas e processos gravitacionais, dispersando bolhas máficas e formando "schlieren" e segregações composicionais (FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). No estágio visco-plástico, a maior viscosidade atenua os efeitos gravitacionais e convectivos, impedindo o afundamento de enclaves e desenvolvendo uma orientação mineral por rotação rígida e deformação dos enclaves (FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Com o aumento da taxa de cristalização, atinge-se o 2^o limiar reológico (*LR2*; 65-70% de cristais), marcando a transição ao comportamento sólido elástico (campo III).

A evolução conjunta de um magma félsico (*F*) e outro máfico (*M*) em termos de η vs. *T* é mostrada na Figura 6.42.B. A temperatura abaixo de **TI**, dá-se a inversão reológica, com o magma máfico alcançando o *LR2(M)* e passando a comportar-se como sólido; entre o *LR2(M)* e *LR2(F)*, podem se formar brechas com matriz félsica e fragmentos máficos. A evolução térmica de magmas contemporâneos depende de vários fatores, tais como volume relativo *F/M*, contrastes composicionais, correntes de convecção, temperaturas de "liquidus" de *F* e *M* e transferência de calor para as encaixantes (REID Jr. *et al.*, 1983; FURMAN & SPERA, 1985; SPARKS & MARSHALL, 1986; FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). Uma complexa interrelação entre estes processos determina o grau de mistura física e química entre *F* e *M* (WIEBE, 1980; KOUCHI & SUNAGAWA, 1983; FURMAN & SPERA, 1985; SUTCLIFFE, 1989), resultando em uma variedade de estruturas e relações de contato. A Figura 6.42.C ilustra as principais possibilidades para o caso da intrusão de um magma máfico em outro félsico durante diferentes etapas da solidificação do último.

As discussões acima foram aplicadas aos enclaves máficos no granodiorito Rio Maria (**GDrm**). A forma externa (contornos arredondados ou subarredondados) e a presença de fábricas internas (anfibólio, plagioclásio, segregações feldspáticas) (Figuras 4.14.D, E e F, 6.43, 6.44.A e B) indicaram que já havia um certo contraste de viscosidade entre os enclaves (com maior taxa de cristalização) e a hospedeira granodiorítica ao tempo da deformação magmática **D_n**.

Evidências petrográficas e texturais (cap. 5) de interação entre o enclave e o **GDrm** revelaram, por outro lado, que atingiu-se aproximadamente o equilíbrio térmico, ou seja, a temperatura de inversão (**TI**, Figura 6.42.B). Todavia, os enclaves adquiriram a forma do elipsóide de deformação finita durante a ascensão do magma, *i.e.*, em estágio precoce (campo I, Figura 6.42.A). Na temperatura **TI** e após **TI**, o enclave não sofreu mais deformação, resguardando a simetria adquirida anteriormente (FERNANDEZ & BARBARIN, 1991). A nítida separação geométrica dos enclaves máficos do **GDrm** corresponderia ao estágio visco-plástico (campo II, Figura 6.42.A), caracterizando a mistura incompleta ou "mingling" (Figura 6.42.C).

Deduziu-se que a elipse de deformação (**R_s**) e a simetria dos enclaves máficos representariam feições impressas no estágio magmático ou tardi- a pós-magmático ("subsolidus"). Assim, explicaram-se a maior intensidade de **R_s** e as freqüentes fábricas de achatamento, lineações miloníticas e dobras apertadas nos contatos litológicos (PITCHER & BERGER, 1972; MATOS & DAVISON, 1987; BRUN *et al.*, 1990; LAGARDE *et al.*, 1990a). O estiramento diferenciado ora em **X**, ora em **Y**, pode levar à formação de boudinagem complexa do tipo tablete de chocolate (GHOSH, 1988), revelando que os enclaves preservaram principalmente a componente irrotacional (MARRE, 1982) da deformação **D_n**. Fábricas assimétricas, não coaxiais, dexas ou sinistras (Figura 6.44), superpuseram aquelas de achatamento (**D_n**), sendo mais proeminentes em zonas de cisalhamento (**D_m**). O paralelismo e gradação de estruturas **D_n** com fábricas miloníticas (**D_m**) (item 6.2.2), rotação local (Figuras 4.7 e 6.9.C) e a continuidade de superfícies **S_m** através de contatos litológicos (Figuras 4.6, 4.14.E e F) sugeriram que a deformação **D_m** foi impressa na fase final de cristalização, quando os metagranitóides ainda encontravam-se quentes e dúcteis o suficiente para permitirem a (re)orientação / estiramento de enclaves e minerais (GAPAIS, 1989a; BRUN *et al.*, 1990). Uma hipótese alternativa seria a de que os metagranitóides e seus enclaves máficos foram, após a cristalização e, talvez, em período bem posterior no tempo, reaquentados a **T** consideráveis, permitindo-lhes atingir o comportamento visco-plástico ou de Bingham. Neste caso, o "greenstone" também deveria ter sido extensivamente recristalizado, o que não foi comprovado, descartando aquela hipótese.

A taxa de cristalização e a cronologia relativa da deformação em diferentes marcadores e de zonas miloníticas em função da cristalização magmática foram esquematizadas na Figura 6.45. As curvas de cristalização e viscosidade relativa são semelhantes para qualquer tipo de magma, as várias etapas diferindo de acordo com a evolução termal de cada plúton. Uma discussão neste sentido foi feita por SPERA (1980). Segundo este autor, a dissipação da energia térmica de um plúton se dá por condução e/ou convecção e depende de fatores tais como profundidade de colocação, gradiente geotérmico, tipo de encaixante (seca ou hidratada), tamanho e forma da câmara magmática, composição e temperatura de "liquidus" e de "solidus" do magma. Diversos modelos de evolução térmica foram considerados por SPERA (1980), variando ora a dimensão do plúton, ora o teor de água do magma, ora a composição global e cristalinidade inicial, com os magmas máficos tendo uma história de cristalização mais longa. Para o caso particular de um magma granítico com 2% de água e intrusão a cerca de 7 km (± 2 kbar), SPERA (1980) determinou um tempo de solidificação (t_s) (intervalo de resfriamento entre o início da colocação e a temperatura de "solidus", *i.e.*, entre $LR1$ e $LR2$ na Figura 6.42.A) proporcional a $10^4 R^2$ (R = raio do plúton em km); em sistemas convectivos, o resfriamento seria mais lento, proporcional a $R^{1,3}$. Na área em foco, considerando-se a transferência de calor por convecção e um raio máximo de 50 km (Figura 2.1 e Anexo B1) dos metagranitóides, calculou-se um tempo $t_s = 25$ Ma. Admitindo a intrusão sintectônica, sin-milonítica de leucogranitóies (**GR**), deduziu-se que o plutonismo diorítico (enclaves máficos) / granodiorítico / granítico deve ter se desenvolvido num intervalo de tempo relativamente curto. A deformação **D₂**, inicialmente de fraca intensidade, afetou dioritos e granodioritos, e, talvez, trondhjemitos / tonalitos, com eixo **X** de mergulho moderado ou forte, caracterizando a fase de ascensão desses magmas. No sítio de colocação, as estruturas precoces foram superpostas por fábricas miloníticas (**D_m**), agora com lineações de estiramento (**X**) subhorizontais, associadas com zonas de alto **R_s**. A temperaturas abaixo do "solidus" ($\pm 700^\circ\text{C}$), ocorreu a deformação de xenólitos e o arranjo geométrico final de enclaves máficos.

6.3.4.3. Ilustração Gráfica da Deformação Bidimensional Geral

A Figura 6.46.A mostra a distribuição das elipses de deformação R_s em seções XZ (exceto pto. 11 e 438, que são seções YZ). Plotaram-se a direção principal de deformação (DPS) e as razões axiais R_s , normalizadas em relação a $R_s XZ=16,0$ ($X:Z=16:1$) (pto. 171). Em locais com mais de um marcador (ptos. 173, 178), representaram-se as elipses extremas.

A Figura 6.46.B ilustra um perfil de quantificação S-N na parte central da área. Em conjunto com a Figura 6.46.A, percebeu-se que os metagranitóides possuem, em geral, deformação mais elevada do que o "greenstone". No interior deste, contudo, nódulos máficos em metadacitos (pto. 173) apareceram como marcadores anômalos em relação a porfiroclastos de quartzo e plagioclásio e enclaves metabasálticos, fato explicado em termos de suas diferentes viscosidades.

Embora em pequeno número, os dados disponíveis forneceram um padrão de R_s coerente por toda a área. Isto se verificou, por exemplo, nos pto. 171, 261, 362 e 577, com intensidades de deformação superiores às do "greenstone" (Figura 6.46.A). Concluiu-se, então, que os metagranitóides reagiriam ao evento D_2 de modo mais dúctil do que as rochas do "greenstone". Deduziu-se, daí, um contraste de viscosidade relativamente acentuado entre este (mais frio e mais rígido) e os metagranitóides (mais quentes e mais viscosos) (comparar Figura 4.4 com 6.43 e 6.44).

6.3.4.4. Deformação Tridimensional D_2

a. Metodologia

Classicamente, a determinação tridimensional da deformação consiste num gráfico cartesiano, onde plotam-se as razões X/Y na ordenada e Y/Z na abscissa (FLINN, 1962). A origem corresponde ao ponto (1,1), definindo-se o parâmetro de simetria $k=(X/Y-1)/(Y/Z-1)$, sendo

$X \geq Y \geq Z$, e cinco elipsóides principais, a saber (Figura 6.47.A): (i) $k=0$ - achatamento axial simétrico / elipsóide oblato de revolução ($X=Y>1$); (ii) $0 < k < 1$ - achatamento geral / elipsóide triaxial ($X>Y>1$); (iii) $k=1$ - deformação plana ou isovolumétrica ($Y=1$); (iv) $1 < k < \infty$ - constrição triaxial / elipsóide prolato geral ($1>Y>Z$); (v) $k=\infty$ - constrição uniaxial ou extensão axial simétrica / elipsóide prolato de revolução ($1>Y=Z$).

RAMSAY (1967), RAMSAY & WOOD (1973) e HOBBS *et al.* (1976) modificaram o diagrama de FLINN (1962) para incluir variações de volume (ΔV). Utilizaram o gráfico bilogarítmico $\ln(X/Y)$ vs. $\ln(Y/Z)$, redefinindo-se o parâmetro de simetria $K = \ln(X/Y) / \ln(Y/Z)$. Consideraram que elipsóides no espaço $0 < K < 1$ sofreram perda de volume (Figura 6.47.B). ΔV pode variar a cada incremento de deformação plana coaxial (caminho curvo no diagrama bilogarítmico) ou não (caminho reto). No último caso, se obedeceria à relação $a = b^K$, com $a = X/Y$, $b = Y/Z$ e $K =$ parâmetro de simetria definido acima.

Um outro método de representação tridimensional da deformação utiliza os parâmetros γ_0 (unidade de cisalhamento octaedral natural ou parâmetro de Nadai), ϵ_s (intensidade da deformação) e ν (simetria do elipsóide ou parâmetro de Lode), calculados conforme segue (HOSSACK, 1968):

$$\gamma_0 = 2/3 [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2}, \quad (6.14)$$

$$\epsilon_s = (3^{1/2}/2)\gamma_0, \quad (6.15)$$

$$\nu = (2\epsilon_2 - \epsilon_1 - \epsilon_3) / (\epsilon_1 - \epsilon_3), \quad (6.16)$$

sendo $-1 \leq \nu < 0$ (elipsóide constricional), $\nu = 0$ (deformação plana) e $0 < \nu \leq 1$ (elipsóide oblato) (comparar Figuras 6.47 e 6.48.A). Em termos de X , Y , Z e K , as fórmulas equivalentes seriam (GAY, 1969):

$$\gamma_0 = 4/3 (\ln(X/Y) + \ln(Y/Z) + \ln(X/Z))^{1/2}, \quad (6.17)$$

$$\nu = (\ln(Y/Z) - \ln(X/Y)) / \ln(X/Z), \quad (6.18)$$

$$\nu = (1 - K) / (1 + K). \quad (6.19)$$

A intensidade da deformação, calculada a partir dos diagramas de Flinn (Figura 6.47.A) e Flinn-Ramsay (Figura 6.47.B), corresponde a distância de cada ponto à origem dos respectivos gráficos. Usam-se as equações (RAMSAY & HUBER, 1983, p. 202):

$$d = ((X/Y - 1)^2 + (Y/Z - 1)^2)^{1/2}, \quad (6.20)$$

$$D = ((\ln(X/Y))^2 + (\ln(Y/Z))^2)^{1/2}. \quad (6.21)$$

RAMSAY & HUBER (1983) discutiram a aplicação das expressões supracitadas, admitindo que não existiam diferenças matemáticas significativas entre ϵ_s e D . Por outro lado, HOSSACK (1968), MUKHOPADHYAY (1973) e COWARD & JAMES (1974) consideraram apropriado usar ϵ_s , pois γ_0 independe de ΔV e da trajetória da deformação.

O cálculo de X , Y e Z só é possível quando se conhecem pelo menos duas seções do elipsóide de deformação. A razão axial da 3ª seção é calculada do seguinte modo (ELLIOTT, 1970):

$$\text{conhecendo-se } X/Z \text{ e } Y/Z, \text{ calcula-se-se } X/Y = (X/Z)/(Y/Z); \quad (6.22)$$

$$\text{a partir de } X/Z \text{ e } X/Y, \text{ encontra-se } Y/Z = (X/Z)/(X/Y); \quad (6.23)$$

$$\text{com } X/Y \text{ e } Y/Z, \text{ obtém-se } X/Z = (X/Y)(Y/Z). \quad (6.24)$$

Em exemplos ideais, onde são conhecidas as três seções principais, as equações (6.22) a (6.24) permitem checar os valores reais de X , Y e Z . Para contornar o desconhecimento dos valores verdadeiros, convencionou-se normalizar um dos eixos (em geral, $Y=1$), recalculando-se, a seguir, X , Z e todos os parâmetros da deformação (HOSSACK, 1968).

b. Resultados Obtidos

A Tabela 6.6 contém os resultados obtidos a partir das considerações acima. Estes dados foram representados sob diversas formas nas Figuras 6.47, 6.48 e 6.49. Independentemente do tipo de marcador, os elipsóides variaram de oblatos a prolatos, com alguns próximos de deformação plana (Figuras 6.47 e 6.48.A). Concernente aos enclaves máficos, as formas prolatas

predominaram ligeiramente sobre as oblatas e desenvolveram-se nos locais com deformação mais intensa, com **X** de mergulho forte (pto. 429) ou moderado a subhorizontal (ptos. 261, 572). Os metabasaltos almofadados, com exceção do pto. 272, situaram-se no campo de achatamento axial simétrico, observando-se que o aumento da deformação seguiu os caminhos **i** (438 - 272) ou **ii** (438 - 400 - 230) (Figura 6.47.A).

A distribuição dos elipsóides nos diagramas de Flinn e Flinn-Ramsay é sugestiva de dois caminhos principais de deformação, ambos evoluindo no sentido de crescimento global de ϵ_3 (Figura 6.47). O caminho **i**, que situou-se na região de $\Delta V > 0$, tem uma trajetória retilínea, indicando uma taxa constante de acréscimo de volume. Já o caminho **ii** envolveria perda variável de volume a cada incremento da deformação (RAMSAY, 1967; HOBBS *et al.*, 1976). À exceção dos pontos 219 e 572, **Y** sofreu extensão ou encurtamento diferentes de zero, ou seja, a variação volumétrica deve ser considerada como um fator importante.

Extensão apreciável de **Y** (48-70%), acoplada com extensão de **X** (ptos. 44, 230 e 400), evidenciaram que o problema do espaço foi resolvido pela fuga de material, tanto na direção horizontal (paralela ao "trend" estrutural WNW-ESE), quanto vertical. Sendo $\Delta V = 0$, isto se realizaria no regime de achatamento ou cisalhamento puro (RAMSAY & GRAHAM, 1970; BELL, 1981). No caso em lide, $\Delta V \neq 0$ (Figura 6.47.A) significaria, então, a ação de mecanismos de cisalhamento simples.

O intervalo de encurtamento relativamente estreito em **Z**, com predomínio entre -55 e -79%, indica que todos os marcadores comportaram-se de modo mais ou menos homogêneo com respeito à deformação. As extensões em **X** foram mais comuns entre +101 e +280%, atingindo altos valores em enclaves máficos dos pts. 572 (+345%) e 261 (+500%) e baixos em metabasalto do pto. 438 (+68%).

A Figura 6.49 mostra a distribuição dos elipsóides em termos da simetria (A) e da intensidade da deformação (B). O traçado das isolinhas é esquemático em virtude da descontinuidade e dos poucos afloramentos analisados. Ocorrem duas zonas com deformação plana ($\nu = 0$), delimitando uma faixa central com achatamento, e dois domínios de constrição

(Figura 6.49.A). No contato sul do "greenstone" com trondhjemitos / tonalitos e leucogranitos, registraram-se fábricas constricionais. Já no contato norte (com **GDrms**), dominaram fábricas de achatamento, embora ainda haja para oeste a ocorrência também de fábricas constricionais.

A Figura 6.49.B representa um mapa de energia (ϵ_s), mostrando o trabalho aplicado na componente distorsional da deformação (HOSSACK, 1968). Notou-se um "trend" global de aumento de ϵ_s na direção NE, o que é bem marcante entre o **GDrms** e os ortognaisses do norte. Via de regra, ϵ_s foi maior nos metagranitóides ($\epsilon_s \geq 1,5$), com o "greenstone" constituindo um aparente vale de deformação ($\epsilon_s < 1,5$) (comparar Figuras 6.46.B e 6.49.B).

c. *Implicações Estruturais*

O "greenstone" Identidade apresentou encurtamento similar ao de "greenstone belts" da África do Sul e Canadá. Nestas regiões, encontraram-se **Z** entre -30 e -70% e extensões (**X**) subverticais de +100 a +150% (COWARD & JAMES, 1974; COWARD, 1976; BORRADAILE & SCHWERDTNER, 1984). Variações na extensão principal (**X**=+68 a +230%) do "greenstone" em lide e ainda maiores (até +500%) em enclaves máficos sugeriram o comportamento diferenciado de determinados blocos crustais com respeito à deformação. Assim, descontinuidades internas ou entre blocos tectônicos (zonas de cisalhamento e falhas profundas) funcionariam como superfícies de deslizamento. Isto permitiria acomodar a necessidade de rotação e absorção da deformação regional, enquanto porções internas de plútons e do "greenstone" se deformariam homoganeamente (COWARD & JAMES, 1974; COWARD, 1976; EHLERS, 1976; SOULA, 1982).

Considerando valores médios de encurtamento horizontal (**Z**) de -60% na direção N-S ou NNE-SSW, e extensão subhorizontal (**X**) de +200%, calcularam-se as dimensões e reconstruiu-se a forma original do "greenstone" em lide. Assumindo 55 km (WNW) x 4 km (NNE) como comprimento mínimo e largura máxima em mapa (no presente nível erosional) do "greenstone" Identidade (Figura 2.1 e Anexo B1), chegou-se às dimensões pré-tectônicas de cerca

de 18 km (WNW) x 10 km (NNE). Isto significa que o "greenstone" já possuía uma forma original alongada na direção WNW-ESE, com excentricidade igual a 1,8. Após a deformação D_2/D_m , a excentricidade passou a ser de 13,8 na mesma direção. Admitindo a forma elíptica, em mapa, calculou-se uma expansão em área de +20% entre o estágio pré-tectônico ($A=ab\pi=45\pi$) e o atual ($A=ab\pi=55\pi$) (A = área, a e b = semi-eixos da elipse; PISKOUNOV, 1988, p. 479). Estes resultados numéricos de 60% de encurtamento e variação de excentricidade de 1,8 a 13,8, correspondendo a uma expansão de cerca de 22% do "greenstone", devem ser vistos como estimativas máximas. Para tais valores, deveria se esperar o "greenstone" mais foliado / xistificado / recristalizado, a menos que o problema do espaço tenha sido resolvido por falhas inversas e empurrões, sendo a incoerência atual apenas aparente.

Variações sistemáticas em relação à deformação plana ($K=1$, $\Delta V=0$) e a presença de elipsóides oblatos e prolatos têm implicações no mecanismo de deformação. Extensão e encurtamento em Y , extensão muito alta em X e fábricas oblatas podem ser explicadas por combinação de cisalhamento simples e puro e perda de volume, resultantes de deformação não coaxial em macroescala (RAMSAY & WOOD, 1973; ESCHER *et al.*, 1975; CHAPMAN *et al.*, 1979). Achatamento vertical (HOSSACK, 1968; CHAPMAN *et al.*, 1979; MERLE & BRUN, 1984) ou achatamento horizontal heterogêneo em macroescala seriam maneiras de dividir a deformação não coaxial no interior de zonas de cisalhamento (CHOUKROUNE & GAPAIS, 1983). Assim, explicar-se-ia a ocorrência simultânea de fábricas prolatas e oblatas em zonas de cisalhamento separando blocos de deformação interna mais homogênea (JAMES *et al.*, 1989; GLAZNER & BARTLEY, 1991).

A presente discussão e a reologia de magmas granitóides (6.3.4.2.d.3) permitiram explicar o achatamento de enclaves máficos nas bordas do GDr_m (Figura 6.49.A), que ocorre quando o magma tem um comportamento visco-plástico (campo II, Figura 6.42.A). A repartição da deformação fêz-se paralelamente ao fluxo de cisalhamento principal, preservando sentidos opostos de cisalhamento (Figura 6.44.A) e formas oblatas de marcadores em contatos do magma em resfriamento (JAMES *et al.*, 1989). Embora seja esperado um certo contraste de temperatura

entre o magma visco-plástico e a encaixante mais "fria", a aparente continuidade de fábricas oblatas sugeriu que o efeito termal também modificou o "greenstone". Todavia, no estágio atual de conhecimentos não se descarta a possibilidade do achatamento em parte dos metabasaltos almofadados representar uma componente de compactação estática anterior ao plutonismo e a deformação regional (HOSSACK, 1968; SPRAY, 1985; DAVISON *et al.*, 1988). De qualquer modo, a deformação do "greenstone" e dos enclaves máficos refletiria a fábrica sin-plutônica, sendo o achatamento em torno de plútons o resultado da interferência de cisalhamento simples com baloneamento de intrusões (BRUNS & PONS, 1981). É possível, ainda, encontrar um gradiente de deformação tanto no "greenstone" como nos plútons, embora com aumento marcante percebido melhor em zonas de cisalhamento limítrofes destes (LAGARDE *et al.*, 1990b). O elipsóide de deformação gradaria de predominantemente oblato, dentro e fora dos plútons, a prolato em pontos triplos; no interior de zonas de cisalhamento a deformação plana evoluiria para elipsóide prolato (LAGARDE *et al.*, 1990b).

6.4. FATORES E MECANISMOS DA DEFORMAÇÃO D_2

6.4.1. Introdução

Texturas, microestruturas e a quantificação da deformação, referidos ao longo do presente capítulo, sugeriram características singulares para a deformação D_2 . A penetratividade variada, a presença de domínios isotrópicos e os gradientes de ν , R_s e ϵ_s no sentido de zonas de cisalhamento permitiram supor, a priori, que a deformação foi heterogênea. Temperaturas (T) relativamente elevadas e presença de fluidos (P_f) certamente foram os fatores mais importantes para essas variações. O crescimento de T e P_f normalmente aumentaria a ductilidade dos materiais, fato mais expressivo em zonas miloníticas, que serviriam de canais de circulação de fluidos e concentração da deformação regional (BEACH, 1980; McCAIG, 1984; LOSH, 1989).

Segue-se que os materiais mais afetados seriam aqueles com alguma quantidade de fluido intergranular e/ou de granulação fina, havendo uma tendência de perda de volume nas zonas de cisalhamento (McCAIG, 1984; O'HARA & BLACKBURN, 1989; GLAZNER & BARTLEY, 1991). No primeiro caso, exemplifica-se com magmas granitóides ao ultrapassarem 70-75% de cristalização (LR2, Figuras 6.42.A e 6.45). A partir desta etapa, predominariam as interações grão-grão; o aumento na taxa de cristalização forçaria a expulsão de fluidos residuais por superfícies de cisalhamento e microfraturas, formando heterogeneidades físicas, com domínios secos, rígidos, e domínios hidratados registrando a deformação dúctil (DÉBAT *et al.*, 1975; VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979). No segundo caso, cita-se o comportamento de metadacitos e metabasaltos finos. A menor granulação destes e da matriz dos primeiros favoreceria a difusão iônica e circulação de fluidos (ETHERIDGE & VERNON, 1981; NICOLAS, 1984), aumentando a taxa de recristalização e deformação; ao mesmo tempo, os fenocristais de quartzo e feldspatos comportar-se-iam rigidamente (VERNON, 1986).

Em itens precedentes, descreveram-se texturas e estruturas indicativas da ação conjunta de mecanismos de cisalhamentos puro e simples (Figuras 6.5, 6.6, 6.7, 6.12, 6.13, 6.14, 6.43, 6.44). Isto foi corroborado pela coexistência de fábricas de achatamento e constricionais, tanto transversal como longitudinalmente ao "trend" estrutural da área (Figura 6.49.A). Em locais de baixa intensidade da deformação, os dois mecanismos agiram simultaneamente, dependendo da orientação dos marcadores (Figura 6.44.A), mesmo predominando o cisalhamento simples (Figura 6.13).

A determinação da cronologia relativa e da presença de cisalhamentos simples e puro em zonas miloníticas é um tema ainda polêmico (TULLIS *et al.*, 1982). O ponto-chave no debate é a variação de volume (ΔV) durante a deformação. Na hipótese de $\Delta V=0$, o cisalhamento simples resolveria o problema de espaço por rotação, sendo o fluxo geral não coaxial (RAMSAY & GRAHAM, 1970). O cisalhamento puro heterogêneo só agiria na condição de $\Delta V=0$ se houvesse espessamento vertical ou variação longitudinal na intensidade da deformação, resultando em anastomosamento de planos axiais e eixos de dobras (BELL, 1981).

Em rochas com fábricas simétricas, admite-se que o bandamento milonítico representa uma superfície de achatamento (JOHNSON, 1967; ROSS, 1973; TULLIS *et al.*, 1973). Em histórias extensionais progressivas, as fábricas de achatamento rotacionam até atingirem o paralelismo com planos de cisalhamento simples (JOHNSON, 1967), obliterando as evidências de deformação coaxial precoce (LEE *et al.*, 1987; WELLS & ALLMENDINGER, 1990). Interpretações envolvendo primeiro cisalhamento simples, seguido por cisalhamento puro, foram assumidas para faixas miloníticas de regiões orogênicas (SINHA ROY, 1977; HACSKPACHER & LEGRAND, 1989).

No caso em lide, a hipótese que melhor se enquadrou aos critérios de superposição (Figuras 6.1.C, 6.3.B, 6.5) e as características reológicas dos objetos analisados (Figuras 6.7, 6.12, 6.43, 6.44) foi a evolução por mecanismos de cisalhamento simples progressivo. Assim, as fábricas de achatamento no plano **XY** (vertical/WNW), com extensões variadas em **X** e **Y**, progrediriam espacial e temporalmente para fábricas constricionais, com forte estiramento no eixo **X** (subhorizontal/WNW a subvertical).

Para dar mais coerência a hipótese acima e chegar a um modelo geométrico - estrutural, tornou-se preciso discutir a variação volumétrica e aperfeiçoar o mecanismo de deformação com novos dados. Isto foi feito nos dois itens seguintes.

6.4.2. Medidas de Densidades (ρ) - Implicações na Deformação

6.4.2.1. Metodologia

Utilizaram-se amostras representativas das variedades litológicas, especialmente de tipos miloníticos e os respectivos protólitos. De acordo com o gradiente de densidade ($\Delta\rho$), discutiu-se a possibilidade de variação de volume.

Para a medição de densidades, usou-se o princípio clássico de Arquimedes (lei do empuxo). Amostras frescas, livres de crostas de alteração, foram pesadas no ar e dentro d'água.

Quando imersas na água, cada amostra desloca um peso de água equivalente ao seu volume. A densidade da amostra (ρ) é calculada pela expressão

$$\rho = PA/VA, \quad (6.25)$$

sendo PA = peso da amostra e VA = volume da amostra. Esta igualdade reescreve-se como

$$\rho = PA/VE, \quad (6.26)$$

VE = volume de água deslocada pelo empuxo. Segue-se que

$$\rho = PA/(AD/\rho_{H_2O}) = PA/AD, \quad (6.27)$$

com AD = peso da água deslocada pelo empuxo. Como $\rho_{H_2O} = 1$, tem-se, finalmente,

$$\rho = (PP-PS)/(PP-PC), \quad (6.28)$$

sendo PP = peso da amostra no bécker com água; PS = peso da amostra no bécker sem água e PC = peso do bécker seco.

6.4.2.2. Discussão dos Resultados

De um total de 58 amostras medidas, com peso bruto entre 30 e 250 g, seleccionou-se um conjunto representativo dos principais litotipos (Tabela 6.7). Os valores de ρ indicaram médias aritméticas de amostras secas e molhadas com erro analítico de $\pm 1\%$. A pesagem foi feita em balança analítica Sartorius 2354, com precisão de 0,01 g. A medição dos dados contou com a colaboração do mestrando Hugo F.C. Almeyda (CG/UFPA).

Distinguiram-se dois grupos principais. O primeiro incluiu as rochas do "greenstone", com $\Delta\rho < 0$ em direção às zonas de cisalhamento. As variações máximas foram de pequena magnitude ($-6 \leq \Delta\rho \leq -3\%$), exceto em xistos metaultramáficos, onde $\Delta\rho = -23\%$ (77A). O segundo conjunto incluiu leucogranitos (**GR**) e trondhjemitos (**THJ**), com $\Delta\rho$ máxima de +8 e +1%, respectivamente. Por deficiência de amostragem, não existem dados de **gdRM** e quartzo dioritos (**QzD**) / enclaves máficos milonitizados; os respectivos protólitos preservados possuem $\rho = 2,71-2,77 \text{ g/cm}^3$ e $2,81-2,84 \text{ g/cm}^3$.

Dentro desses dois grupos, teve-se o comportamento peculiar de ultramilonitos maciços e blastomilonitos maciços ou filoníticos sulfetados, onde se observou o aumento de ρ (18B, 341, 430G). Isto sugeriu o controle da composição mineralógica em parte das variações de densidade. Efetivamente, as zonas de cisalhamento são locais onde pode haver extensiva circulação de fluidos, contribuindo para o aumento da velocidade das reações de hidratação. Deste modo, cria-se um ambiente propício à transferência de massa, principalmente no interior de uma mesma faixa milonítica. O sistema poderia interagir com o meio externo, levando a perdas em massa e/ou em volume (McCAIG, 1984; SINHA *et al.*, 1986; GLAZNER & BARTLEY, 1991) ou permanecer isoquímico e isovolumétrico (MARQUER *et al.*, 1985) (mais discussões em 7.3.2.1).

Duas possibilidades foram analisadas. Primeiro, supôs-se que não houve transferência de matéria, ou seja, $\Delta m=0$ e $\Delta V=c/\Delta\rho$, c = constante positiva. Em tal situação, as rochas do "greenstone" e os blastomilonitos filoníticos teriam sofrido expansão volumétrica ($\Delta V>0$), já que $\Delta\rho<0$. Os metagranitóides ($\Delta\rho>0$) contraíram-se ($\Delta V<0$ - GR) ou permaneceram constantes ($\Delta V=0$ - THJ). Logo, a redistribuição de volume ocorreria por encurtamento heterogêneo progressivo (BELL, 1981).

Na segunda hipótese, considerou-se $\Delta m\neq 0$. A variação de volume dependeria agora das taxas de variação relativa $\Delta m/\Delta t$, $\Delta\rho/\Delta t$ e $\Delta m/\Delta\rho$, sendo difícil averiguar se ambos Δm e $\Delta\rho$ cresceriam ou diminuiriam ao mesmo tempo. Caso Δm e $\Delta\rho$ sejam inversamente proporcionais, haveria as hipóteses: (i) $\Delta\rho<0$ ("greenstone") e $\Delta m>0$, logo $\Delta V>0$ (expansão); (ii) $\Delta\rho>0$ (GR, THJ, blastomilonitos sulfetados) e $\Delta m<0$, logo $\Delta V<0$ (contração).

Nenhuma dessas hipóteses isoladamente foi coerente com as estimativas de ΔV da Figura 6.47.B e com a distribuição de simetrias (Figura 6.49.A). $\Delta\rho<0$ ou $\Delta\rho>0$ independe, aparentemente, da simetria dominante. Como exemplo, no domínio de achatamento do contato NNE do "greenstone", existem amostras com $\Delta\rho<0$ (18A, 24, 553F), o que levaria a $\Delta V>0$ se $\Delta m=0$, contradizendo a esperada contração volumétrica (Figura 6.47.B) (RAMSAY & WOOD, 1973).

Não se dispõem de dados adequados para justificar esses resultados em princípio paradoxais. Situações semelhantes, verificadas em regiões de tectônica extensional, foram explicadas pela inadequação do próprio modelo de zonas de cisalhamento ideais (GLAZNER & BARTLEY, 1991). Assim, a hipótese de deformação plana, coaxial e homogênea, assumida na Figura 6.47.B (RAMSAY, 1967; RAMSAY & WOOD, 1973; HOBBS *et al.*, 1976) não condiz com os resultados supramencionados. Concluiu-se, então, que apenas a deformação heterogênea, envolvendo combinações fortuitas de diversos fatores (P , T , ε , $\dot{\varepsilon}$, P_f , ΔV) e mecanismos (fluxo não coaxial vs. coaxial) seria aplicada ao padrão deformacional da área em foco.

6.4.3. Petrofábrica do Quartzo

6.4.3.1. Introdução

Este ítem analisa os padrões de orientação do eixo c . Trata-se de uma ferramenta adicional na obtenção de informações sobre a evolução térmica, cinemática, intensidade (ε) e taxa ($\dot{\varepsilon}$) de deformação.

Modelos experimentais e teóricos mostraram que o desenvolvimento de microestruturas e microtexturas, e da petrofábrica em particular, depende diretamente da presença de defeitos cristalinos (HOBBS *et al.*, 1976, cap. 2; NICOLAS & POIRIER, 1976, caps. 5 e 6; NICOLAS, 1984, cap. 4). A propagação de defeitos lineares (deslocações pontuais) conduz, mediante mecanismos de deslizamento, poligonização e recristalização, ao amolecimento de grãos ("strain softening"). O aumento da deformação leva, todavia, ao acréscimo na densidade de deslocações, que passam a competir entre si, aumentando a resistência dos cristais ("work hardening"). A colagem de numerosos deslocamentos resulta nos chamados defeitos planares, exemplificando-se com junções intergranulares, maclas e paredes de deslocamento (ex. "kink bands").

Existem duas condições principais para a ocorrência de orientação cristalográfica preferencial (HOBBS *et al.*, 1976; NICOLAS, 1984): (i) baixa temperatura e alta taxa de deformação, onde a recristalização é incipiente ou nula - atuam mecanismos de deslizamento, geminação, clivagem e "kinks"; (ii) alta temperatura e baixa taxa de deformação, com recristalização sintectônica generalizada - domina a difusão iônica intra e intergranular, facilitada por rotação de subgrãos e nucleação e migração de limites de grãos.

Em tese, para que um agregado de cristais se deforme homoganeamente, a volume constante, é necessário que cada cristal disponha de pelo menos 5 sistemas independentes de deslizamento (critério de von Mises). Na natureza, esta condição raramente é satisfeita, e apenas 2 ou 3 sistemas são realmente ativados (HOBBS *et al.*, 1976; NICOLAS, 1984). A operação de sistemas de deslizamento é a resposta intracristalina à deformação. Ela é responsável pela distorsão externa e rotação de eixos cristalográficos. Usualmente, a rotação e reorientação de um determinado plano de deslizamento acentuam-se com a intensidade da deformação. No caso do quartzo, destacam-se os sistemas $c(2\bar{1}\bar{1}0)$, $a_1(0001)$ e $a_2(0001)+a_3(0001)$. O deslizamento do plano basal $(0001)[1120]$ predomina em regimes de deformação de baixa intensidade (ϵ) e alta taxa ($\dot{\epsilon}$), baixa atividade hidrolítica e baixa temperatura. Em condições opostas, são ativados os planos prismáticos $(10\bar{1}0)[0001]$, $(10\bar{1}0)[1\bar{2}10]$, $(11\bar{2}0)[0001]$, $(11\bar{2}2)[11\bar{2}3]$ e, principalmente, $(10\bar{1}0)[1\bar{2}10]$ (TULLIS *et al.*, 1973; WILSON, 1975; NICOLAS & POIRIER, 1976; LISTER *et al.*, 1978; NICOLAS, 1984).

Dificuldades experimentais forçaram a análise da petrofábrica do quartzo apenas em regimes de deformação mais simples, especialmente a deformação homogênea, coaxial, por achatamento (TULLIS *et al.*, 1973; ETCHECOPAR, 1977). Já simulações numéricas permitiram testar a deformação homogênea por encurtamento ou extensão coaxial simétrica (LISTER *et al.*, 1978; LISTER & HOBBS, 1980) ou por cisalhamento simples (ETCHECOPAR & VASSEURS, 1987), ou deformação heterogênea na escala de grãos (ETCHECOPAR, 1977). De qualquer modo, existe uma coerência entre os modelos teóricos e experimentais com observações de casos naturais, permitindo alinhar 3 conclusões (HOBBS *et al.*, 1976; NICOLAS & POIRIER, 1976;

BURG & LAURENT, 1978; LISTER & PRICE, 1978; LISTER & WILLIAMS, 1979; BRUNEL, 1980; SCHMID & CASEY, 1986; ETCHECOPAR & VASSEURS, 1987; GAPAIS & COBBOLD, 1987): (1) a orientação preferencial (fábrica) resulta da ação conjunta de deformação heterogênea, recristalização dinâmica e ativação de planos de deslizamento intracristalinos; (2) a fábrica atual reflete os últimos estágios de recristalização sintectônica e/ou estática, obliterando-se as fábricas prévias; (3) as guirlandas são controladas por parâmetros cinemáticos (plano, direção e sentido de cisalhamento) e não necessariamente pelo elipsóide de deformação finita.

A análise da petrofábrica do quartzo por outros métodos (difração de raios X ou neutrônica), além do clássico por platina universal, mostrou a orientação preferencial dos eixos *c* e *a* (BOUCHEZ *et al.*, 1979; SCHMID & CASEY, 1986; GAPAIS & COBBOLD, 1987). Uma discussão crítica sobre o tema foi feita por SCHMID & CASEY (1986), que reconheceram quatro tipos básicos de padrões de polos de eixos *c* e *a* (Figura 6.50). Estes padrões se modificam com o aumento na intensidade da deformação cisalhante (γ) e em diferentes regiões do diagrama de Flinn (Figura 6.51). As guirlandas fornecem informações sobre os planos de deslizamento ativados e alguns parâmetros do mecanismo de deformação (Figura 6.50). Concentrações do eixo *c* em torno de *Y* indicam o deslizamento de planos prismáticos; polos próximos de *Z* caracterizam a ativação de planos basais (BOSSIÈRE & VAUCHEZ, 1978; LISTER & PRICE, 1978; LISTER *et al.*, 1978). A simetria das guirlandas do eixo *c* interpretam-se em termos de regimes coaxiais (simetria ortorrômbica) ou não coaxiais (monoclínica), permitindo a dedução do regime de deformação por cisalhamento puro ou simples (TULLIS *et al.*, 1973; BURG & LAURENT, 1978; BERTHÉ *et al.*, 1979b; BOUCHEZ *et al.*, 1983; SIMPSON & SCHMID, 1983; SCHMID & CASEY, 1986; CHOUKROUNE *et al.*, 1987; CULSHAW, 1987).

6.4.3.2. Metodologia e Resultados Obtidos

As medições foram feitas em amostras orientadas com respeito à lineação milonítica (L_m) ou à lineação de estiramento máximo (X). As seções representaram o plano XZ , exceto a amostra 4C (YZ). Para a medição do eixo c (método descrito em PHILLIPS, 1971, cap. 9), utilizou-se uma platina universal de 5 eixos, com projeção de polos c em rede de Schmidt (equiárea), hemisfério inferior, com curvas de contorno em rede de Dimitrijevic. Os resultados obtidos encontram-se na Figura 6.52, sendo relatados a seguir.

a. *Metadacitos (DAC)*

São referidas as amostras 178E e 311B. A primeira possui textura porfirítica relativamente preservada, com fenocristais de quartzo monocristalino (com extinção ondulante) parcialmente recristalizados nas bordas e em sombras de pressão, ou remobilizado na forma de barras policristalinas. A segunda representa um blastomilonito filonítico; os antigos fenocristais de quartzo foram completamente transformados em finas barras concordantes com a xistosidade milonítica ou compondo a fase leucocrática equigranular da rocha, juntamente com plagioclásio albitico neoformado. Para efeitos de petrofábrica, foram medidos apenas os grãos de quartzo recristalizados.

Em 178E, distinguiram-se as guirlandas g_1 , g_2 e g_3 , com g_1 e g_2 fazendo pequeno ângulo entre si e situadas a direita de Z . O padrão de isolinhas é intermediário entre os tipos IIA e I (Figura 6.50), a última comparação sugerindo ligeira rotação dextrógira (Figura 6.51.A). A concentração de polos c em Y e em ângulo com Z indicaram a ativação de planos prismáticos, sendo semelhantes a padrões obtidos em milonitos de temperatura média a alta (KROHE & EISBACHER, 1983).

Em 311B, a guirlanda g_1 formou um pequeno círculo em torno de Z , enquanto g_1 e g_3 são cruzadas, o padrão geral assemelhando-se aos tipos IIIA e IIIB (Figura 6.50). O padrão

de g_1 é sugestivo de uma importante componente de encurtamento axial simétrico paralela a Z, com predomínio de deslizamento de planos basais (modelo Quartzito II de LISTER *et al.*, 1978).

As amostras 178E e 311B ilustraram a evolução da petrofábrica do eixo c do quartzo entre DAC preservados (178E) e blastomilonitos (311B). Neste sentido (178E a 311B), os planos de deslizamento ativados passaram de prismáticos a basais, e a deformação, de plana (cisalhamento simples) ao domínio de achatamento. Isto também significou mudanças nas condições da deformação, desde temperatura elevada, ϵ alta, baixa \mathcal{E} e alta atividade hidrolítica no início, a situações opostas, nos blastomilonitos.

b. *Granodioritos (GDrm), Enclaves Máficos e Quartzo Dioritos (QzD)*

13A e 261C representam o GDrm, 171A, enclaves máficos em GDrm, e 509, QzD do norte da área. Em todos estes casos, mediram-se eixos c de quartzo de barras policristalinas. Estas são descontínuas ou ramificadas no GDrm, e contínuas em enclaves máficos e QzD. Contornam fenocristais de feldspatos e hornblenda, definindo superfícies S-C dextrógiras (Figura 6.13.A). Com base em dados texturais e na quantificação, a intensidade da deformação aumentou no sentido 13A \mapsto 261C \mapsto 509B \mapsto 171A.

Dentre as quatro amostras analisadas, observou-se o predomínio de simetria ortorrômbica modificada em 261C e 509B, cônica a monoclinica em 13A e nitidamente monoclinica em 171A. O critério de cisalhamento dextrógiro, caracterizado em 171A (comparar com tipo I, Figuras 6.50 e 6.51.A) foi corroborado por microestrutura assimétrica S-C. A simetria monoclinica definida por g_1 foi parcialmente modificada para a tendência ortorrômbica (g_2) em 509B, o que se relacionou à recristalização em grau metamórfico mais elevado desta amostra. Assim, a petrofábrica do quartzo não revelou a assimetria dextrógira correta verificada geometricamente (Figura 6.13.A).

Comparados aos padrões do diagrama de Flinn (Figura 6.51), 171A situou-se no campo de deformação plana, sendo o mecanismo o cisalhamento simples. 261C e 509B definiram

guirlandas cruzadas (tipo IIIA, Figura 6.50) no campo constriccional, enquanto 13A ficou mais próxima do campo de achatamento.

O predomínio de concentrações de polos **c** em **Y** nas amostras 171A (contato **GDr_m** com "greenstone") e 509B (**QzD**) e em **X** (261C) sugeriram deslizamento de planos prismáticos e/ou competição com basais, revelando temperaturas mais elevadas em tais locais. A concentração de polos próxima a **X** tem uma certa semelhança com o modelo Quartzito IV (extensão axial simétrica segundo **X**) de LISTER *et al.* (1978). O contrário verificou-se em 13A. Inferiu-se, daí, temperaturas algo mais elevadas nos contatos do **GDr_m** (171A, 261C) em zonas de cisalhamento dúctil mais profundas (509B).

c. *Trondhjemitos (THJ)*

São referidos os ultramilonitos 341 e 565A. São rochas granoblásticas finas, equigranulares, com extensiva recristalização de quartzo e plagioclásio. Porfiroclastos de epidoto foram fortemente estirados e boudinados simetricamente ao longo da foliação **S_m**.

Os padrões obtidos assemelharam-se aos tipos II (simetria axial, 341) e IV (cilindro hexagonal, 565A) (Figura 6.50), embora com componentes subortorrômbica (tipo IIIA) em 341 e monoclinica (tipo I) em 565A. No diagrama de Flinn (Figura 6.51.B), essas amostras situaram-se nos campos de constrição (341) e achatamento (565A), ou no modelo Quartzito IV (encurtamento axial simétrico paralelo a **Z**) de LISTER *et al.* (1978). As simetrias encontradas indicaram sentidos de cisalhamento opostos (341), mais adequados à deformação coaxial.

Um fato interessante é que mesmo sendo petrográfica e texturalmente idênticas, as amostras 341 e 565A apresentaram padrões de petrofábrica diferentes. O aspecto mais proeminente referiu-se aos planos de deslizamento ativados, que foram prismáticos em 341 e basais em 565A. Este contraste na petrofábrica de materiais similares e muito próximos geograficamente, e que sofreram a mesma quantidade de deformação, é difícil de explicar com base nos argumentos prévios utilizados para **DAC**, **GDr_m**, enclaves máficos e **QzD**. A explicação

mais plausível seria a de deformação heterogênea a nível do mapeamento e não apenas na escala de grãos. Tal heterogeneidade se daria em termos de variações em temperatura (maior em 341), ϵ (menor em 341) e atividade hidrolítica (maior em 341).

d. *Leucogranitos (GR)*

Analisaram-se as amostras 27 (corpo mapeado no NW) e 57K (apófise em zona de cisalhamento afetando o **GDr**m no contato NE).

Em termos texturais e microestruturais, a intensidade da deformação aumentou no sentido 27 \mapsto 57K. Todavia, em ambas, as texturas ígneas foram reconhecidas com facilidade, com fenocristais de feldspatos e quartzo rotacionados dextrógiramente em 57K. O grau de recristalização do quartzo aumentou em 57K, onde formaram-se barras policristalinas contínuas, contornando os feldspatos. Grãos de quartzo com texturas em mosaico poligonal são frequentes em sombras de pressão e entre cristais boudinados de feldspatos.

A simetria é aproximadamente ortorrômbica (27; tipo IIIA, Figura 6.50) ou transiciona a monoclinica (57K; tipos IIIB a I, Figura 6.50). Entre 27 e 57K, a bissetriz obtusa entre as guirlandas g_1 e g_2 sofreu uma pequena rotação dextrógira ($\pm 15^\circ$). O padrão de 27 foi correlacionado à extensão axial simétrica em **X** do modelo Quartzito IV de LISTER *et al.* (1978). Tanto 27 quanto 57K posicionaram-se mais ou menos no campo constricional do diagrama de Flinn (Figura 6.51.B).

As concentrações de polos **c** ocorreram principalmente próximas de **X** (27) e **Z** (57K), embora com importante componente em **Y**. Portanto, predominou o deslizamento de planos prismáticos em ambas as amostras, com ativação importante de planos basais em 57K. Inferiu-se, então, temperaturas em geral elevadas, alta ϵ , baixa ϵ e alta atividade hidrolítica.

e. *Veios de Quartzo*

São referidos às amostras 4C e 137C, ambas de veios intensamente deformados, presentes em zonas de cisalhamento dextróginas. Os grãos de quartzo possuem bandas e lamelas de deformação, contatos retilíneos e interlobados. Em 137C, ocorreu estiramento sintectônico acentuado (Figura 5.10.A). Em 4C, teve-se recristalização por migração de junções intergranulares e crescimento exagerado de grãos (Figura 5.10.B).

As simetrias encontradas foram axiais (137C) ou cônico - cilindroidais (4C), com eixos de simetria aproximadamente paralelos a **X** (137C). Os planos de deslizamento ativados foram os prismáticos (137C) e basais > prismáticos (4C). Em nenhum dos dois casos, as guirlandas forneceram critérios cinemáticos nem puderam ser classificadas no diagrama de Flinn (Figura 6.51). 4C não ofereceu uma seção adequada para maiores suposições, porém 137C correlacionou-se com extensão axial simétrica paralela a **X** do modelo Quartzito IV de LISTER *et al.* (1978). Na hipótese possível de intercâmbio de **X** por **Y**, 4C passaria ao modelo Quartzito I (encurtamento axial simétrico em **Z**) (LISTER *et al.*, 1978).

6.4.3.3. Discussão

Considerados em conjunto, os padrões de petrofábrica do eixo **c** do quartzo mostraram uma certa complexidade dos mecanismos e condições físicas da deformação. A simetria monoclinica foi razoavelmente bem definida em 57K e 171A. Nos outros casos, as simetrias foram transicionais entre ortorrômbica e monoclinica (27, 178E, 311B, 509B) ou axiais / cilindroidais (4C, 137C, 261C, 341, 565C). De modo geral, destacou-se o predomínio de deslizamento de planos prismáticos (máximos concentrados em ou próximos de **X** e/ou **Y**) com respeito aos planos basais e rômnicos.

A raridade de simetrias monoclinicas, interpretadas como evidências de cisalhamento simples, não significa necessariamente a não ocorrência de deformação não coaxial.

A este respeito, SCHMID & CASEY (1986) mostraram casos onde a fábrica do eixo *c* é ambígua, sendo a assimetria correta determinada pelo eixo *a*. De outro modo, sendo fraca a componente de deformação cisalhante, o eixo *c* pode ter um padrão ortorrômbico ou axial (IIIA e IV, Figura 6.51), quando, na verdade, tem-se deformação plana (LAURENT & ETCHECOPAR, 1976). Sentidos variados de cisalhamento, assumidos a partir da petrofábrica, no contato NE do "greenstone" (57K e 171A), por vezes opostos ao observado em campo, podem refletir uma história de deformação complexa (GAPAIIS & BALÉ, 1990), envolvendo, p.ex., diapirismo oblíquo (1^o achatamento coaxial, 2^o deformação não coaxial) (COURRIOUX, 1987).

BOUCHEZ *et al.* (1983) discutiram a coexistência de fábricas dexas e sinistras e meso/microestruturas com sentidos opostos de rotação. Admitiram para tais casos que a história de deformação nem sempre seria de cisalhamento simples, mas envolveria também cisalhamento puro heterogêneo (BELL, 1981). As variações nas fábricas proviriam de deformação geral heterogênea (ETCHECOPAR, 1977; SCHMID & CASEY, 1986), provocadas por mudanças nos parâmetros T , P_f , ϵ , \mathcal{E} (WILSON, 1975). Isto induziria à orientação do eixo *c* por outros meios além do deslizamento intracristalino (comparar Figura 6.52 com Figuras 5.10.A e B). Alta taxa de recristalização a temperatura elevada, favorecendo a ativação de planos prismáticos, seria outro processo responsável por reorientação contínua e mascaramento de fábricas prévias em rochas de granulação fina a média (SIMPSON, 1983; GAPAIIS, 1989a).

6.4.4. Conclusões

Os padrões de petrofábrica do eixo *c* do quartzo sugeriram que:

- 1- a deformação foi fortemente heterogênea, com componentes de cisalhamento puro e simples na escala de cristais;
- 2- a orientação preferencial do eixo *c* refletiria a composição de efeitos de recristalização e deslizamento intracristalino;

- 3- a frequência de ativação de planos prismáticos caracterizou um regime de deformação predominantemente com temperatura elevada, ϵ alta, ϵ baixa e alta atividade hidrolítica;
- 4- variações espaciais e temporais em determinados fatores (T , P_f , ϵ , ϵ) ocasionaram a obliteração parcial de fábricas precoces, culminando com ativação de planos basais com o declínio da temperatura;
- 5- a deformação não coaxial representou um estágio tardio com respeito às fábricas coaxiais (sin-intrusões), implicando o controle da macroestrutura por mecanismos de cisalhamento simples;
- 6- variações volumétricas resultaram da repartição ("partitioning") da deformação, dando-se predominantemente durante a fase de deformação coaxial.

6.5. MODELO GEOMÉTRICO - ESTRUTURAL

6.5.1. Perfil Gravimétrico Rio Maria - Xinguara

6.5.1.1. Introdução

Em trabalho de levantamento regional no sul do Pará, o Projeto Geofísico Brasil - Canadá (DNPM, 1979) definiu curvas de anomalia magnética (campo total) nas direções WNW-ESE e E-W. Recentemente, CARVALHO (1989) demonstrou a existência de um "trend" similar de anomalias Bouguer, com os "greenstones" Serrinha e Identidade produzindo anomalias positivas (25 mgal em Identidade), interpretando-se um único corpo básico de direção WNW-ESE com mergulho para NE.

A aplicação da geofísica ao entendimento geométrico dos terrenos granito - "greenstone" foi enfatizada a partir de meados dos anos 70 (CONDIE, 1981, p. 10-12). As espessuras e profundidades dos "greenstones", fornecidas por vários métodos (gravimetria, sísmica de refração e de reflexão, fluxo térmico) mostraram médias de 2 km (máximo 8 km em

Yellowknife) a 7 km (máximo 12 km em Wabigoon), com seqüências clássicas tendo 4 km (máximo 7 km em Abitibi e Barberton) (HALL & DRURY, 1989). Em Wabigoon, Quetico e Wawa (Canadá), as raízes dos metagranitóides estão a profundidades menores que 7 km, com alguns corpos rasos, tabulares, atingindo apenas 2-3 km (SZEWCZYK & WEST, 1976; HALL & DRURY, 1989; KEHLENBECK & CHEADLE, 1990).

Os modelamentos geofísicos indicaram que os "greenstone belts" restringem-se aos primeiros 15-20 km da crosta e constituem faixas de geometrias as mais variadas (charutos, cônicas, tubulares) (HALL & DRURY, 1989; KEHLENBECK & CHEADLE, 1990). A estas profundidades, existem refletores sísmicos sob "greenstones" e granitóides, sugerindo a separação entre a crosta intermediária subjacente e o bloco "greenstone" + granitóides (CONDIE, 1981; DE BEER *et al.*, 1986; THOMAS *et al.*, 1986; HALL & DRURY, 1989). As grandes descontinuidades estruturais encontradas no interior dos "greenstones" e nos contatos destes com granitóides e/ou terrenos gnáissicos seriam, na verdade, falhas lítricas transformadas em zonas de descolamento a 10-15 km de profundidade (HALL & DRURY, 1989).

6.5.1.2. Perfil Rio Maria - Xinguara

O estudo mais detalhado entre as cidades de Rio Maria e Xinguara (Figura 6.53.A) deve-se a SOUZA *et al.* (1992b). A inversão gravimétrica por eles efetuada levou em consideração a geologia de superfície e as medidas de densidade (ρ) aqui efetuadas (Tabela 6.7). O modelamento utilizou polígonos fechados, ortogonais ao perfil, como fontes das anomalias, e determinou as projeções 2D e 2,5D através de programas existentes em computadores do CG/UFPA. Os valores médios usados de ρ foram 2,95-3,02 g/cm³ para metabasaltos, metagabros e metaultramáficas e 2,63-2,77 g/cm³ para metadacitos, granodioritos, trondhjemitos, tonalitos e ortognaisses.

Utilizando apenas os dados de superfície, a relação geométrica entre o "greenstone" e os metagranitóides foi tentativamente ilustrada na Figura 6.54. Aqui, distinguiram-

se "greenstone" raso, sem raiz (A) e "greenstone" com raiz (B, C). Os três casos incluem "nappes" e empurrões diversos das partes superiores do "greenstone", atualmente sem comprovação em função do nível erosional. Os casos B e C, mais coerentes com os modelos admitidos para os metagranitóides, foram modelados em concordância com a geometria particular dos mesmos. Eles teriam forma tabular, megalacólítica, ou de diápiros achatados (convexos para cima nas partes centrais e voltados para as encaixantes nas partes laterais), a semelhança de modelos experimentais por centrifugação (RAMBERG, 1973; SOULA, 1982; DIXON & SIMPSON, 1987).

Dos três modelos teóricos sugeridos, o que melhor se ajustou aos dados disponíveis encontra-se na Figura 6.53.B. O contraste de densidade ($\Delta\rho$) entre a "matriz" félsica e os "greenstones" é $\Delta\rho=0,30-0,32 \text{ g/cm}^3$. Observaram-se duas anomalias positivas sobre os "greenstones", sendo duas vezes mais elevada em Identidade (29 mgal), em comparação com Serrinha (13 mgal). A geometria bidimensional variou de tabular (Serrinha) a sinformal assimétrica (Identidade), com profundidades máximas de 1,8 e 4,8 km, respectivamente. No "greenstone" Identidade, destacou-se um corpo máfico, raso ($<1,4 \text{ km}$, $\rho=3,0 \text{ g/cm}^3$), separado de outro mais expressivo ($<4,8 \text{ km}$, $\rho=3,02 \text{ g/cm}^3$), que continua em profundidade.

A Figura 6.53.C é a interpretação do perfil gravimétrico em função da geologia de superfície. Estes perfis sugeriram uma continuidade física entre os "greenstones" Serrinha e Identidade, formando um extenso corpo tabular, de espessura relativamente pequena (1,5 km em Serrinha; 4,0 km em Identidade). A intrusão de trondhjemitos / tonalitos (THJ) e granodioritos (GDrm) fragmentou o grande corpo nos blocos Serrinha e Identidade. As formas destes metagranitóides são sugestivas de seções transversais de megalacólitos (confrontar com Figura 6.54.C), sendo simétrico a sul de Rio Maria (GDrm), e com mergulho para NE no domínio de THJ entre os "greenstones" Serrinha e Identidade.

Outras deduções obtidas da Figura 6.53.C foram:

- (i) no interior do "greenstone" Identidade, os metadacitos constituem um corpo menos denso com raiz em profundidade e em aparente continuidade física com THJ;

- (ii) o baixo ângulo de mergulho da parte sul do "greenstone" Identidade abre a possibilidade de fatias de "greenstone" terem sido transportadas para SE (a exposição da Faz. Nova Zelândia seria um exemplo). A aplicação do modelo transpressivo dextrógiro é coerente com a ocorrência de minidobras em S e planos axiais NNE-SSW de mergulho moderado (Figura 6.3.C);
- (iii) a norte de Identidade, ortognaisses são considerados como uma fatia do embasamento, soerguida por falha lítrica; o aumento do grau metamórfico (cap. 7) e da intensidade da deformação (Figura 6.49.B), o mergulho moderado para sul de fábricas **D₂** e a presença de dobras em bainha com mergulho oblíquo (Figura 6.1.C) corroboraram aquela interpretação.

6.5.2. Aplicação ao "Greenstone Belt" Identidade

6.5.2.1. Mecanismo de Colocação de Metagranitóides

Os itens anteriores mostraram a existência de uma forte ligação entre a evolução estrutural do "greenstone" Identidade e a dos metagranitóides. Ou seja, o arcabouço estrutural da área foi controlado em grande parte pela presença de corpos metaplutônicos. Tornou-se, então, necessário discutir a forma e os mecanismos de colocação dos mesmos.

A intrusão final dos metagranitóides deu-se a baixas pressões, conforme atestaram as condições metamórficas das auréolas nos contatos norte e sul do "greenstone". O contraste de viscosidade entre os metagranitóides e o "greenstone" foi menor na época de colocação de **QzD** e **GDr_m** do que à época da intrusão dos leucogranitóides (**GR**), refletindo a temperatura mais elevada naquela ocasião.

A deformação **D₂** afetou "hornfels" e diques de **GDr_m** e **THJ**, especialmente em bordas de plútons, sendo, por isto, posterior ao metamorfismo térmico **M₂** (cap. 7). Portanto, as intrusões de **GDr_m** e **THJ** ocorreram sem deformação expressiva associada. Porém, os veios **GR** sin-miloníticos intrudiram **GDr_m** e **THJ** quando estes ainda estavam quentes. Logo, a deformação milonítica (**D₂/D_m**) imprimiu-se após o término da cristalização, em temperaturas situadas no

domínio de "subsolidus". Durante D_2/D_m , formaram-se dobras assimétricas e fábricas miloníticas características de cisalhamento simples. As fábricas pré- D_m indicariam, assim, feições magmáticas. Aqui, enumeram-se as freqüentes fábricas de achatamento de enclaves máficos, com eixo X predominantemente subhorizontal ou localmente de mergulho forte. A situação descrita mostrou que a fábrica de achatamento, ou mesmo prolata de alguns enclaves, resultou de encurtamento horizontal (NNE-SSW), acoplada com forte extensão, também horizontal, no "trend" WNW-ESE.

Em plútons mesozonais sintectônicos, a deformação regional superpõe-se à deformação induzida pelo fluxo do magma, que é controlada por sua reologia (PITCHER & BERGER, 1972; SOULA, 1982; GAPAI, 1989a, b; GAPAI & BALÉ, 1990). Conforme a colocação se dê em regimes de cisalhamento transcorrente ou tangencial, estruturas e formas externas e internas dos plútons serão diferentes em mapa e perfil (BRUN, 1983; GAPAI *et al.*, 1987). Pontos triplos e elipsóide prolato nas extremidades, continuidade na trajetória de estruturas magmáticas e regionais e lineação de estiramento subvertical são as principais características de diápiros sintectônicos (MARRE, 1982; SOULA, 1982; BRUN, 1983; JARDIM DE SÁ, 1984; LAGARDE *et al.*, 1990a). Para o caso em foco, a ausência de uma componente vertical importante no interior e bordas de metagranitóides pode significar que a contribuição diapírica foi, aparentemente, bastante reduzida. Do mesmo modo, as feições estruturais, texturais e metamórficas indicaram não coincidência com as de plútons mesozonais. As fábricas observadas, indicativas de achatamento por encurtamento horizontal, podem ser explicadas pela colocação de plútons em ambiente epizonal ou meso-epizonal. Neste caso, a expansão (baloneamento) do plúton ocorreria lateralmente, com o magma sendo injetado em crosta mais fria, canalizado em megafaturas e depois coletado em câmaras de alto nível crustal. "Hornfels" sintectônicos, deformação regional de fraca intensidade, aumentando nos contatos (dobras, zonas de cisalhamento), e desenvolvimento contínuo de foliação com o resfriamento do plúton seriam as características esperadas em plútons epizonais (BRUN *et al.*, 1990; LAGARDE *et al.*, 1990a, b), tal como verificado no caso em estudo.

A dedução de fábricas de achatamento superimpostas por cisalhamento simples para os metagranitóides da área estudada sugeriu que imediatamente após a intrusão os plútons sofreram rotação, no caso dextrógira, caracterizando uma espécie de diapirismo (ou expansão) oblíquo (COURRIOUX, 1987). Comparações com plútons com estruturas e intensidades de deformação semelhantes e variações de fábricas prolata a oblata em diferentes domínios são coerentes com diapirismo modificado por expansão lateral, nível crustal não muito profundo e forma provavelmente tabular horizontal ou megalacolítica (SOULA, 1982; DIXON & SIMPSON, 1987; BRUN *et al.*, 1990). Portanto, sugeriu-se uma evolução em dois estágios, a saber: 1^o intrusões em nível crustal médio a alto, aproveitando descontinuidades crustais, seguido por expansão lateral "in situ"; isto provocaria encurtamento horizontal, comprimindo o "greenstone" e provocando extensão horizontal WNW-ESE e dando a forma "tabular" do conjunto "greenstone" + metagranitóides; 2^o deformação no estágio "subsolidus", com rotação dextrógira e estiramento máximo paralelo ou oblíquo ao "greenstone".

6.5.2.2. Geometria do "Greenstone" Identidade

A geometria deste "greenstone" reflete a superimposição de fábricas originadas por cisalhamento puro e simples. O encurtamento NNE-SSW da fase inicial de achatamento foi detectado em marcadores elípticos (Figura 6.43). No estágio subsequente, a componente rotacional aproximadamente E-W acoplou-se à compressão WNW-ESE ou NW-SE. Um forte estiramento (X) predominantemente subhorizontal e paralelo ao "trend" estrutural da área, correlacionou-se à fase final de deformação não coaxial (Figuras 6.5, 6.7, 6.9.B e C, 6.12, 6.13, 6.14). Assim, interpretou-se uma evolução progressiva, heterogênea, com repartição da deformação por mecanismos de cisalhamento puro e simples. Esta seria a única maneira de acomodar o encurtamento NNE-SSW e resolver o problema de espaço do cisalhamento puro inicial.

Em acordo com as considerações prévias, interpretou-se a macroestrutura da área conforme a Figura 6.55. A geometria ilustrada mostra a distribuição de diversos domínios, que reagiram diferentemente à deformação, em consequência das suas posições com respeito às direções de compressão (**C**) e rotação (**R**) do binário dextrógiro. A conjugação de posição com as características reológicas de cada material (magma granitóide, almofadas basálticas, enclaves máficos, fenocristais de quartzo e plagioclásio) foram os parâmetros mais importantes na deformação heterogênea. Podem ter persistido, portanto, locais preservando fábricas ora coaxiais, ora não coaxiais, ou combinações de ambos. Sentidos opostos de cisalhamento resultariam de componentes locais do cisalhamento regional (WHEELER *et al.*, 1987). O binário dextrógiro produziu sistemas de falhas dúcteis com movimentação transcorrente ou oblíqua e sentidos de movimento variados. A geometria resultante gerou diversos domínios e movimentação de material, explicitados abaixo (Figura 6.55).

(1) Regime transtrativo na região de exposição de corpo leucogranítico do NW e locais apropriados para a presença de bandas de cisalhamento extensionais (Figura 6.15), com rejeito oblíquo à zona de cisalhamento.

(2) Faixa central do "greenstone", interpretada como uma macroestrutura transpressiva ou em flor positiva (SYLVESTER & SMITH, 1976; WOODCOCK & FISCHER, 1986), representada esquematicamente em bloco-diagrama na Figura 6.56). Esta hipótese explicaria satisfatoriamente as seguintes particularidades:

- i) vergência em leque dos planos S_n e S_m no "greenstone" ou com polaridade para os metagranitóides a norte e a sul do "greenstone";
- ii) holomorfismo restrito de dobras D_2 , com "trend" concordante com a fábrica regional;
- iii) evidências estruturais indicando repartição da deformação em componentes direcionais dextróginas e de mergulho;
- iv) assimetria em Z de macrodobra afetando dique de metagabro a leste da LT-00;
- v) variações na intensidade da deformação, aumentando em zonas de cisalhamento internas e em contatos litológicos (metabasalto vs. metadacitos, "greenstone" vs. metagranitóides);

- vi) extensão pronunciada em **X** (200% em média), subhorizontal ou moderada no "trend" do "greenstone", com **Y** sofrendo extensão (1 a 70%) ou encurtamento (-2 a -28%);
- vii) verticalização progressiva do eixo **X** nos flancos de macrodobras **D₂** e em zonas miloníticas com o aumento na intensidade da deformação.

A orientação do binário dextrógiro deixa em aberto a possibilidade das zonas de cisalhamento, mapeadas principalmente no "greenstone" (Anexo B1), fazerem parte de sistemas **R**, **P**, **R'** e **X**. A atuação do binário conduziria a movimentos de massa compensatórios no interior do "greenstone". Neste aspecto, o forte estrangulamento da região (4) levaria à fuga de material para (5) e (6) (setas duplas na Figura 6.55).

6.5.2.3. Implicações da Transpressão

A interpretação de um modelo transpressivo difere da alternativa clássica de tectônica vertical arqueana, onde os "greenstones" representariam calhas sinformais originadas do afundamento gravitacional e subsequente ou concomitante compressão por diápiros granitóides e transcorrência tardia (ANHAEUSSER *et al.*, 1969; GLIKSON, 1972, 1976; GORMAN *et al.*, 1978; SCHWERDTNER *et al.*, 1979; ANHAEUSSER, 1982). Também não se encontraram argumentos para uma evolução complexa envolvendo um episódio inicial de tectônica tangencial e posterior encurtamento horizontal e formação de zonas de cisalhamento de alto ângulo (COWARD & JAMES, 1974; BURKE *et al.*, 1976; COWARD, 1976; ARCHIBALD *et al.*, 1978; PLATT, 1980; POULSEN *et al.*, 1980; DE WIT, 1982; BORRADAILE & SCHWERDTNER, 1984).

A hipótese que melhor enquadrava as características estruturais da área envolveu tectônica horizontal por transpressão (compressão oblíqua). Modelos deste tipo são de aplicação recente ao arqueano, tendo sido interpretados primeiramente em "greenstones" da América do Norte (HUDLESTON *et al.*, 1986). A reavaliação de dados estruturais em "greenstones" clássicos

(ex. Abitibi, Canadá) revelou a importância de eventos de deformação tardia, transpressiva, produzindo a colagem tectônica de terrenos arqueanos (HALL & DRURY, 1989).

No caso ora investigado, a macroestruturação do terreno granito - "greenstone" deu-se por tectônica horizontal progressiva. Inicialmente, o encurtamento NNE-SSW, sincrônico ao plutonismo, comprimiu o "greenstone" entre dois blocos de metagranitóides, produzindo fábricas de achatamento e extensão no "trend" WNW-ESE. A criação de espaços, propiciada por transtração localizada em zonas de cisalhamento convenientemente orientadas, permitiu a intrusão de magmas graníticos (corpo do NW e diques ao longo dos contatos norte e sul do "greenstone").

A deformação prosseguiu com uma componente rotacional WNW-ESE, continuando a comprimir o "greenstone", porém obliquamente ao seu "trend", caracterizando a transpressão. Esta evolução implicou reativação e reversão do sentido de movimento de falhas / zonas de cisalhamentos e domínios transtracionais prévios, provocando a inversão tectônica (GILLCRIST *et al.*, 1987), com conseqüente espessamento crustal (MYERS, 1976) ao final do evento **D₂**. O padrão estrutural e a intensidade da deformação sugeriram ser o "greenstone" uma bacia moderada a fortemente invertida, onde certamente ocorreram dobras apertadas / fechadas de plano axial subvertical e retocavalgamentos (GILLCRIST *et al.*, 1987).

6.5.3. Interpretação Geral

A Figura 6.57 mostra o modelo geométrico - estrutural da região entre Rio Maria e Xinguara. A consideração de um perfil mais longo (=38 km), extrapolando os limites da área de estudo, permitiu estabelecer com mais confiança a posição do "greenstone" Identidade no contexto regional.

O perfil compõe-se de três conjuntos, conforme segue. O conjunto I compreende os metagranitóides (**GDr_m**, **THJ**), considerados como corpos lacolíticos dissecando os "greenstones". O conjunto II é representado pelos "greenstones" (Identidade e Serrinha), com geometria em flor positiva. O conjunto III comporta os terrenos gnáissicos (**GN**) e corpos

leucograníticos (**GR**) aflorantes em Xinguara. A forma dos **GN** em profundidade é objeto de dúvida; os poucos dados de campo (dobras em bainha com eixo de mergulho moderado e transporte para ENE) sugerem que eles podem representar fatias soerguidas por sistemas de falhas de cavalgamento oblíquo, que podem ligar-se a zonas de descolamento crustal em profundidade.

O "greenstone" Identidade foi considerado como um domínio particular. A sua estruturação resultaria da colisão do megalacólito **THJ** a sul com o bloco **GDrm+GN+GR** a norte. Os contatos do "greenstone" com este bloco representariam falhas lístricas ramificadas a partir da zona de descolamento. Admitindo-se a natureza sintectônica (sin-milonítica) do leucogranito de Xinguara (SOUZA *et al.*, 1990), o episódio compressivo / transpressivo regional seria contemporâneo à intrusão do mesmo (*ca.* 2,88 Ga, MACAMBIRA, 1992).

O perfil peculiar do "greenstone" identidade (verticalização da parte norte aflorante e mergulho suave na porção sul, não aflorante) comparou-se a geometrias similares do Moine Thrust (BUTLER, 1982; COWARD & POTTS, 1985). Nestes, prevêem-se grandes variações na intensidade da deformação, na penetratividade de dobras e fábricas planares e lineares, e sucessivos incrementos de extensão e compressão paralelos ou oblíquos ao "trend" estrutural.

Em faixas orogênicas, tem-se caracterizado a associação de movimentos direcionais e compressivos nos limites de blocos crustais (HOSSACK & COOPER, 1986; VAUCHEZ & NICOLAS, 1991). Colisão e subducção oblíqua ocorrem por aproximação oblíqua, produzindo movimento cisalhante (transcorrente) ao longo de suturas e/ou transporte de massa oblíquo ao "strike" do orógeno, podendo toda a deformação durar cerca de 100 Ma (HOSSACK & COOPER, 1986; BURG *et al.*, 1987; VAUCHEZ & NICOLAS, 1991). Na superfície, o movimento direcional se manifestaria em sistemas de falhas transcorrentes, e em perfil como zonas de cisalhamento dúctil ramificadas, que convergiriam para zonas de descolamento subhorizontal na base da crosta continental (COWARD *et al.*, 1986; VAUCHEZ & NICOLAS, 1991). No caso em lide, a ausência de maciços ultrabásicos miloníticos e metamorfismo de alta temperatura associados aos "greenstones" e metagranitóides sugeriram que estas zonas de descolamento não atingiram o manto superior.

7. METAMORFISMO

7.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo discute as transformações minerais superimpostas às associações primárias encontradas nas diversas litologias da área mapeada. O termo metamorfismo foi aqui empregado com um significado amplo, envolvendo tanto reações em condições de "subsolidus", magmático, quanto as resultantes de hidrotermalismo (SPRY, 1969, cap. 1; MIYASHIRO, 1973, caps. 1 e 2; TURNER, 1981, p. 1-3).

Os eventos metamórficos observados na região estudada foram denominados de acordo com os respectivos episódios deformacionais associados (cap. 6), sendo resumidos abaixo.

M₁ (M_{n-1}) Encontrou-se em ortognaisses (GN) do embasamento. Não foi possível a correta definição das suas condições P-T devido à obliteração pelo episódio subsequente.

M₂ (M_n, M_m, M_{n+1}) Foi o evento mais importante, afetando todas as litologias, exceto os diques riolíticos / diabásicos e as coberturas lateríticas. Apresenta uma evolução progressiva, iniciando com recristalização eminentemente termal (M_n), passando a uma etapa de recristalização dinâmica penetrativa (M_m), e finalizando com processos tardios de alteração e recristalização localmente importantes (M_{n+1}).

Um terceiro evento de alto nível crustal, foi marcado por neocristalização de carbonatos, epidotos, clorita e quartzo em falhas e fraturas. Representou um fenômeno hidrotermal, sendo o único a afetar diques riolíticos e diabásios.

A seguir, descreve-se em detalhe cada evento metamórfico. Quando conveniente, forneceram-se reações químicas esquemáticas, com composições minerais obtidas em DEER *et al.* (1983). Outras informações petrográficas e texturais necessárias às interpretações paragenéticas são referidas ao cap. 5.

7.2. EVENTO M_1 (M_{n-1})

Foi de difícil caracterização devido à forte impressão do evento M_2 . Relacionado a M_1 , encontraram-se, em ortognaisses (GN), biotitas formando dobras intrafoliais reliquiares e um bandamento tectônico (Figura 6.1.A). Na ausência de outros minerais diagnósticos, admitiu-se condições P-T mínimas de estabilidade da biotita, ou seja, temperaturas entre 400°C (2 kbar) e 450°C (5 kbar) (YARDLEY, 1989, p. 86), logo em fácies xisto verde. A presença de bandamento reliquiar tornou razoável assumir um metamorfismo de fácies anfíbolito para M_1 , senão as estruturas não seriam preservadas durante M_2 . Outra alternativa seria admitir uma origem magmática para o bandamento. Neste caso, as temperaturas situar-se-iam acima do "solidus" ($\geq 700^\circ\text{C}$).

7.3. EVENTO M_2 (M_n, M_m, M_{n+1})

7.3.1. Fase M_n

7.3.1.1. Ortognaisses

Apenas nesta unidade identificou-se uma fábrica tectônica relacionada a M_n . Quartzo, oligoclásio, K-feldspato e biotita recristalizaram dinamicamente, formando um

microbandamento (S_n). Observou-se, todavia, o aumento do grau metamórfico nos contatos de GN com: (i) granodiorito Rio Maria, a sul de GN, onde ocorrem soleiras leucograníticas e pegmatíticas interfoliadas com GN (Figura 6.8.B); (ii) maciço granítico de Xinguara, a norte de GN, onde notaram-se abundantes injeções leucograníticas e migmatização. Portanto, M_n atingiu localmente a isógrada da anatexia, com fusão parcial incipiente.

A assembléia estável em M_n é representada por quartzo + oligoclásio + biotita + K-feldspato pertítico, os dois primeiros com freqüentes texturas poligonais. Parte do plagioclásio e do K-feldspato podem ser fases magmáticas reliquiares. Esta associação mineral e texturas em mosaico encontraram-se em metagranitóides deformados e metamorfisados regionalmente na fácies anfibolito superior (VOLL, 1976; LE GOFF, 1989; PASSCHIER *et al.*, 1990), bem como em milonitos de alta temperatura (BOULLIER & GUEGUEN, 1975). A homogeneidade textural do plagioclásio (BYERLY & VOGEL, 1973), a presença de mirmequitas sintectônicas (MARQUER, 1987; GAPAIS, 1989a, b; SIMPSON & WINTSCH, 1989) e a recristalização de plagioclásio, biotita e quartzo por migração de limites de grãos são coerentes com temperaturas mínimas da ordem de 550°C (GAPAIS, 1989a, b; LE GOFF, 1989). Estes minerais não permitiram diagnosticar as condições barométricas do evento M_n , embora a observação de biotita estável, oligoclásio e K-feldspato, aliados à ausência de minerais sódicos (jadeíta, glaucofana) tenham descartado o metamorfismo de pressões elevadas (LE GOFF, 1989, caps. I e II).

7.3.1.2. "Greenstone Belt"

a. Introdução

A fase M_n correspondeu a um episódio de recristalização generalizada nas rochas do "greenstone". O fato mais marcante foi a sua ocorrência sem estruturas dúcteis associadas, excetuando alguns casos muito localizados em metabasaltos (ex. amostra 230C). Segue-se que M_n representou transformações minerais estáticas, pré-tectônicas, sendo as reações metamórficas

induzidas essencialmente pela energia termal e não pela energia de deformação (NICOLAS & POIRIER, 1976, cap. 4; NICOLAS, 1984, cap. 4).

b. *Metaultramáficas e Formações Ferríferas*

Com base em texturas "spinifex" reliquias, inferiu-se uma mineralogia original com fenocristais de olivina e clinopiroxênio em uma matriz microcristalina para as rochas metaultramáficas (UM). A mineralogia atual teria origem metamórfica, sendo representada por tremolita e quantidades subordinadas de clorita, opacos e talco.

Os estudos de seqüências ultramáficas de "greenstones" de várias partes do mundo revelaram como fato comum a preservação de fantasmas de texturas "spinifex", mesmo quando a mineralogia magmática foi completamente modificada (HILL *et al.*, 1990). Isto mostrou o predomínio da recristalização estática, sem deformação dinâmica penetrativa sincrônica, podendo ocorrer em condições P-T de baixo grau (fácies xisto verde) ou até o início do grau médio (fácies anfíbolito) (BINNS *et al.*, 1976; BARLEY & BICKLE, 1982; HYNES & FRANCIS, 1982; JOLLY, 1982; SCHULZ, 1982).

Em função de sua composição ultramáfica, os komatiitos são bastante susceptíveis aos processos de alteração hidrotermal de baixa temperatura, durante eventos sin- ou pós-eruptivos (NISBET *et al.*, 1977; JOLLY, 1982; HILL *et al.*, 1990). Serpentina, talco e magnetita em komatiitos ultramáficos, e tremolita, quartzo, albita e carbonatos em komatiitos basálticos, seriam as principais fases neoformadas (NISBET *et al.*, 1977; LUDDEN & GÉLINAS, 1982).

Um líquido ultramáfico com 20% em peso de MgO (base anidra) alcança uma temperatura de extrusão de cerca de 1400°C (BICKLE, 1982). Caso extruda em ambiente subaquático, este líquido produz correntes de convecção, com os fluidos quentes podendo interagir com o pacote vulcânico, propiciando inúmeras modificações mineralógicas e químicas. Considerando que o fluido subaquático tem composição próxima daquela da água do mar (BEATY & TAYLOR Jr., 1982), teria-se, então, um meio adequado para carrear íons tais como

(CO₂)⁻², (OH)⁻, O⁻², Fe⁺², Fe⁺³ e Si⁺⁴, necessários para as principais reações responsáveis pela geração de formações ferríferas bandadas (GOODWIN, 1982), tais como as que ocorrem intercaladas às UM do "greenstone" Identicidade.

A serpentina é o mineral típico de komatiitos de grau incipiente, independente do teor em MgO (NISBET *et al.*, 1977; LUDDEN & GÉLINAS, 1982). Em komatiitos com 25-34% MgO (base anidra), a serpentina transforma-se em associações com tremolita + clorita + talco em grau fraco a médio, sendo a tremolita o mineral cálcico estável nas fácies xisto verde médio e anfibolito (HILL *et al.*, 1990). Para composições mais magnesianas (>34% MgO), a olivina metamórfica se forma a partir da desidratação da serpentina (Figura 7.1) nas mesmas condições P-T de estabilidade da tremolita nos tipos menos magnesianos (HILL *et al.*, 1990). A clorita começa a cristalizar em grau muito baixo, permanecendo estável até a fácies anfibolito (JOLLY, 1982; HILL *et al.*, 1990).

Pelo exposto, considerou-se que o metamorfismo **M_n** afetou rochas que interagiram previamente com água do mar superaquecida. Embora a mineralogia original esteja obliterada, as associações encontradas guardaram o caráter komatiítico ultramáfico, e não basáltico, dessas litologias, ressaltando-se a ausência de quartzo, plagioclásio e epidotos. A paragênese tremolita + clorita + talco ± opacos pode traduzir tanto um metamorfismo na fácies xisto verde como na fácies anfibolito.

c. *Metabasaltos e Metagabros*

c.1. Introdução

Os metabasaltos maciços (**BAS**), as porções internas de derrames almofadados (**BASP**) e os metagabros (**GB**), quando observados em regiões preservadas da deformação milonítica (**D₂/D_m**), revelaram ser o metamorfismo **M_n** estático. Mesmo quando ocorrem estruturas planares associadas (**S_n**), a exemplo dos pto. 55 e 195 e na Faz. Nova Zelândia,

constatou-se que a orientação mineral representou um sobrecrescimento mimético, pré-tectônico, favorecido por fábricas magmáticas.

As composições modais (cap. 5) e a presença de quartzo normativo (cap. 8) em algumas amostras de **BAS** e **GB** revelaram serem os mesmos subsaturados (olivina toleítos) ou ligeiramente saturados (quartzo toleítos) em sílica. Logo, as rochas protolíticas possuíam composições potenciais incluindo combinações de fenocristais de piroxênios, Ca-plagioclásio, olivina e opacos (WINKLER, 1977, p. 127), podendo ter quartzo intersticial no caso da matriz de **BAS** e quartzo granofírico e **GB**. Dentro deste espectro, tentou-se explicar as atuais paragêneses hidratadas.

Um dos problemas na interpretação das paragêneses de M_n é o desconhecimento do grau de alteração hidrotermal sofrida por tais rochas básicas logo após a extrusão / intrusão. Ao entrar em contato com a água do fundo do mar ($\pm 2^\circ\text{C}$), a alta temperatura da lava basáltica ($\pm 1200^\circ\text{C}$) cria gradientes térmicos altíssimos (SPOONER & FYFE, 1973). Isto propiciaria a formação de correntes de convecção, facilitando as trocas químicas da água superaquecida e turbulenta com as bordas dos derrames (KUNIYOSHI & LIOU, 1976; HUMPHRIS & THOMPSON, 1978). Falhas sinvulcânicas e fraturas de resfriamento serviriam como canais para a circulação de fluidos quentes, que, por difusão, afetariam praticamente todo o pacote vulcânico (SCOTT & HAJASH Jr., 1976), podendo atingir inclusive as partes internas de corpos hipabissais (ITO & ANDERSON Jr., 1983).

As modificações hidrotermais sofridas pelo basalto resumem-se a dois processos principais (SCOTT & HAJASH Jr., 1976): (i) transformações rápidas a altas temperaturas, seguidas por (ii) transformações lentas a baixas temperaturas (halmirólise). No caso (i), o basalto ganha Mg, Na e H_2O , e perde Ca, Si, Fe e Mn. No caso (ii), ocorre adição de K, Fe^{+3} , Ti e H_2O , com perda de Si, Ca e Mg. No exemplo em lide, estas trocas químicas seriam responsáveis pelas variações mineralógicas do material interalmofadas e das bordas de almofadas, onde encontraram-se vênulas e/ou concentrações milimétricas de quartzo, epidotos, clorita e turmalina. De um modo geral, todavia, a mobilização química aparenta ter sido restrita, apenas com os voláteis (H_2O ,

CO₂) migrando por todo o pacote. A hidratação e o resfriamento da lava foram suficientes para desestabilizar completamente as fases anidras originais (olivina, piroxênios, plagioclásio cálcico, opacos), podendo ocorrer as seguintes transformações: (i) oxidação do componente fayalita da olivina, liberando Si e Fe⁺² (SPOONER & FYFE, 1973); (ii) saussuritização do plagioclásio, liberando Ca e Al; (iii) exsolução - oxidação de ulvospinélio, produzindo magnetita e ilmenita (HAGGERTY, 1991). Deste modo, existiriam componentes químicos necessários à formação das paragêneses **M_n**, incluindo diferentes combinações de plagioclásio sódico, anfibólio (hornblenda actinolítica), titanita, epidotos, opacos, quartzo e clorita.

c.2. Caracterização do Metamorfismo **M_n**

Classicamente, define-se o início da fácies anfibolito pela primeira aparição de estauroлита em metapelitos (WINKLER, 1977; TURNER, 1981), que se dá a temperaturas de 520-540°C para um amplo intervalo de pressão (2 a 7 kbar) (Hoschek, 1967, *apud* WINKLER, 1977; GANGULY, 1972). A estabilidade do par hornblenda + plagioclásio (An>17) caracteriza o início da fácies anfibolito em rochas máficas (TURNER, 1981), ocorrendo cerca de 40°C antes da isógrada da estauroлита. Contudo, dados recentes (BERMAN, 1988) indicaram a formação de Fe-estauroлита a partir de 460°C (1-3,5 kbar) e 500°C (6 kbar) (Figura 7.1), logo na parte de alta temperatura da fácies xisto verde de WINKLER (1977).

Considerando, no caso ora em foco, que o anfibólio de **BAS** e **GB** é um tipo intermediário entre hornblenda e actinolita, e em função da sua coexistência com epidotos, plagioclásio (oligoclásio - andesina, rara albita), admitiu-se que não devem ter sido ultrapassadas de muito as condições de temperaturas limítrofes entre as fácies xisto verde e anfibolito. Interpretou-se a associação como transicional entre estas fácies, correspondendo à fácies albita-epidoto anfibolito. Observações de rochas naturais (GRAPES & GRAHAM, 1978; LAIRD & ALBEE, 1981; TURNER, 1981; MARUYAMA *et al.*, 1983) e trabalhos experimentais (LIOU *et al.*, 1974; MOODY *et al.*, 1983) mostraram que a transição xisto verde a anfibolito comportaria

as assembléias: (i) albita + oligoclásio + actinolita + epidotos + clorita, (ii) albita + oligoclásio + hornblenda + clorita + epidoto, e (iii) oligoclásio + hornblenda + epidoto + clorita, com a temperatura crescente de (i) para (iii). Na fácies anfíbolito, clorita e epidoto desapareceriam, ficando apenas plagioclásio (oligoclásio - andesina) e hornblenda.

Verificou-se, ainda, que o intervalo de temperatura da transição xisto verde a anfíbolito depende da fO_2 , sendo menor que 500°C nos meios mais oxidantes e de até 150°C nos meios mais redutores (MOODY *et al.*, 1983). A Figura 7.2 mostra as variações de assembléias minerais em função de pressão de fluido e temperatura para os tampões *IM* (Ilmenita - Magnetita) e *HM* (Hematita - Magnetita); as curvas obtidas com o tampão *NNO* (Ni-NiO), não representadas, situaram-se em posição intermediária (MOODY *et al.*, 1983). Concernente às rochas estudadas, a abundância de pistacita e o hábito prismático do anfíbólio sugeriram fO_2 elevada (LIOU, 1973; MOODY *et al.*, 1983).

A titanita desapareceu a 475°C (2 kbar) e 500°C (4 kbar) sob os tampões *HM* e *IM*, ao passo que a clorita desapareceu a cerca de 580°C (2-4 kbar) sob o tampão *IM* (Figura 7.2). Como titanita (granular em **BAS** e porfiroblástica em **GB**) e parte da clorita ainda ficaram estáveis, concluiu-se que as temperaturas alcançadas em **M_n** situaram-se abaixo das curvas de desaparecimento desses minerais. Deste modo, estimou-se uma temperatura próxima e um pouco inferior a 500°C e fO_2 elevada, equivalendo à parte de temperatura mais elevada da fácies xisto verde ou no início da transição da fácies anfíbolito.

Uma avaliação mais rigorosa da pressão não foi possível por não se dispor de análises químicas dos anfíbólios (BROWN, 1977; HYNES, 1982). Todavia, a ausência de minerais índices de metamorfismo de pressões elevadas, tais como glaucofana, jadeíta, lawsonita, aragonita e paragonita (YARDLEY, 1989), sugeriram que o metamorfismo **M_n** foi de pressões baixas ou muito baixas. Isto é coerente com a freqüente preservação de texturas ígneas, ocorrência de "hornfels" em parte de **BAS** e o alto gradiente geotérmico Arqueano (vide adiante).

Na verdade, **M_n** deve representar um episódio termal, que afetou **GB** já resfriados e parcialmente modificados por processos hidrotermais em condições inferiores às de "subsolidus"

(< 750°C). Em cadeias meso-oceânicas, isto seria favorecido pela percolação de água submarina aquecida ao longo de falhas, fraturas e cisalhamentos discretos, permitindo o acesso dos fluido ao interior do corpo gabróide (ITO & ANDERSON Jr., 1983). Em tal situação, a hornblenda formada em temperatura elevada transformar-se-ia, com o resfriamento (500-250°C), em associações com actinolita, clorita, carbonatos e quartzo (ITO & ANDERSON Jr., 1983).

d. Metadacitos

Dentre as metavulcânicas do "greenstone", os metadacitos foram as únicas rochas onde coexistem fases claramente primárias (fenocristais de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita?, titanita, opacos, apatita) e aquelas originadas da transformação destas e/ou da matriz félsica. Assim, têm-se epidotos, albita (borda de fenocristais de plagioclásio), biotita₂, clorita, mica branca, carbonatos, turmalina, titanita₂ e opacos₂. A presença de fenocristais de hornblenda e biotita (?) e o caráter hidratado das associações secundárias mostraram que durante a evolução dos metadacitos desde a etapa magmática até o resfriamento final, houve disponibilidade de uma fase fluida importante. Em certo estágio, provavelmente se somaram os fluidos do ambiente subaquático aos fluidos cognatos, acentuando a migração de elementos mais móveis (Na, Ca, Fe, Mg, Si, Ti) (BAKER & DE GROOT, 1983).

A paragênese metamórfica formada por epidotos, titanita₂, biotita₂, mica branca, K-feldspato, quartzo e oligoclásio (±albita) não é, por si só, diagnóstica das condições P-T de **M_n** nos metadacitos. Contudo, esta mesma associação encontrou-se em metagranitóides na fácies xisto verde ou albita - epidoto anfíbolito (LE GOFF, 1989), podendo-se admitir condições análogas para os metadacitos. Além disso, como os metadacitos foram afetados pelos mesmos eventos tectonometamórficos de **BAS** (e **BASP**) e **GB**, tal hipótese tornou-se coerente com as interpretações assumidas anteriormente.

7.3.1.3. Metagranitóides

A preservação de grande parte dos minerais e das texturas primárias dos metagranitóides mostrou que o evento M_n não foi penetrativo. As feições associadas a M_n em quartzo dioritos (**QzD**), granodiorito Rio Maria (**GDr_m**) e enclaves máficos foram: (i) saussuritização extensiva de plagioclásio; (ii) desestabilização de biotita e hornblenda para epidotos, biotita₂ e titanita; (iii) formação de grânulos de titanita a partir de biotita; (iv) simplectitas de biotita + quartzo; (v) recristalização de quartzo, com eventual adição a partir da reação hornblenda = biotita + quartzo (DALL'AGNOL, 1980); (vi) substituição de plagioclásio por K-feldspato (microclinização no interior e nas bordas de alguns cristais).

Com respeito aos enclaves máficos, citam-se (vii) formação de porfiroblastos de microclina e (viii) presença de turmalina e carbonatos, sugerindo a ação de fluidos hidrotermais provavelmente procedentes da hospedeira granodiorítica. Em **QzD** do norte da área, a paragênese relacionada a M_n incluiu plagioclásio (oligoclásio - andesina), parte da hornblenda (porfiroblastos englobando hornblenda magmática e rotacionados por microestruturas **D_m**), epidotos, biotita, titanita e quartzo. Diferentemente de **BAS** e **GB** e dos outros corpos de **QzD**, M_n no corpo do norte envolveu recristalização dinâmica.

Em trondhjemitos / tonalitos (**THJ**) e leucogranitóides (**GR**), ressaltam-se: (i) cloritização extensiva de biotita; (ii) sericitização (\pm turmalinização) de plagioclásio; (iii) epidotização de biotita e hornblenda (em tonalitos). Os contatos entre biotita e plagioclásio e as junções intergranulares serviram como sítios preferenciais para a neoformação de epidotos e titanita com texturas em atol, caracterizando a recristalização estática no estado sólido (BARD, 1980, p. 77-80).

A seqüência de cristalização e as feições texturais sugeriram que as transformações de M_n se deram em temperaturas abaixo do "solidus" (550-500°C), quando ainda existiam fluidos magmáticos quentes, intergranulares (VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979). O comportamento predominantemente rúptil de feldspatos, a recristalização parcial de quartzo

(Figuras 5.7.B e C) e a coexistência de albita e oligoclásio - andesina com epídotos e titanita revelaram temperaturas em torno de ou um pouco abaixo de 500-550°C, ou seja, próximo ao limite do comportamento rúptil - dúctil (GAPAI, 1989a, b; LE GOFF, 1989).

7.3.2. Fase M_m

7.3.2.1. Introdução

A fase M_m mostrou uma penetratividade muito variada, sendo proeminente apenas em zonas de cisalhamento. Os minerais mais freqüentes e típicos de M_m foram epídotos (pistacita - clinozoisita), biotita, quartzo, plagioclásio sódico, mica branca (sericita - muscovita), talco, titanita e opacos. Microestruturas S-C e texturas de neoformação, reorientação e estiramento de minerais prévios ou sincrônicos a M_m caracterizaram esta fase como um episódio metamórfico sintectônico, com abundante recristalização dinâmica.

As associações de M_m corresponderam essencialmente às condições P-T da fácies xisto verde. A abundância de minerais hidratados, principalmente em blastomilonitos lepidoblásticos (quartzo-muscovita xistos, clorita-carbonato xistos, talco xistos), indicaram um importante aporte de fluidos durante M_m .

A introdução de fluidos em zonas de cisalhamento dúctil tem sido cada vez mais aceita como um mecanismo comum no metamorfismo. Eles são responsável pelo aumento de ductilidade e de mobilidade química em várias escalas, conduzindo a modificações texturais, petrográficas e geoquímicas dos protólitos (BEACH & FYFE, 1972; BEACH, 1976; GRAPES *et al.*, 1977; KERRICH *et al.*, 1977; SINHA ROY, 1977; McCAIG, 1984; SINHA *et al.*, 1986; CREVOLA, 1987; VAUCHEZ *et al.*, 1987; GILOTTI, 1989; GLAZNER & BARTLEY, 1991). A mobilidade de fluidos e elementos químicos se dá preferencialmente ao longo de planos miloníticos (foliação, xistosidade, bandamento) (SINHA ROY, 1977). No interior de cisalhamentos, a redistribuição química é extensiva e embora o sistema como um todo seja

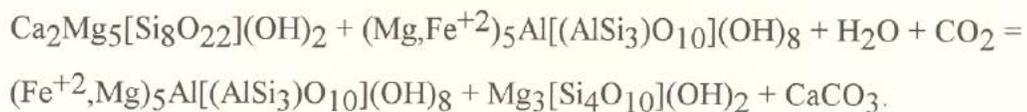
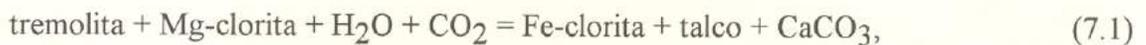
considerado isoquímico (KERRICH *et al.*, 1977; BRODIE, 1981; MARQUER *et al.*, 1985; MARQUER, 1987; GILOTTI, 1989), em geral não se alcança um equilíbrio químico perfeito a nível de minerais (GRAPES *et al.*, 1977; BROWN *et al.*, 1980).

Sumarizando os dados da literatura (referências acima), as modificações mineralógicas e químicas vistas em zonas de cisalhamento dependem de quatro parâmetros principais, a saber: (1) mecanismo de deformação; (2) condições P-T do evento metamórfico / deformacional; (3) abundância e composição da fase fluida; (4) composição original da rocha milonitizada. A Figura 7.3 resume a mobilidade de elementos químicos em diferentes litologias e graus metamórficos. Em todos os casos exemplificados, a fase fluida é rica em H₂O, sendo sempre adicionada ao sistema. Com respeito aos elementos maiores, geralmente são adicionados K, Mg, e Fe, e subtraídos Na, Ca e Si. Por vezes, os terras raras também são remobilizados.

Para ilustrar as características mais importantes de **M_m**, selecionaram-se diversas litologias presentes na área, a serem analisadas nos itens seguintes.

7.3.2.2. Metaultramáficas

Notou-se o desaparecimento de tremolita, enquanto talco e clorita tornaram-se mais abundantes, explicando-se pela equação



A escassez de carbonatos sugeriu que a acidez do fluido manteve o CaCO₃ em solução, carreando-o para fora do sistema. Considerando-se que os blastomilonitos são essencialmente

esteatíticos (talco xistos), segue-se que elementos tais como Fe^{+2} e Al da clorita, Ca da tremolita e Si de ambas foram subtraídos do sistema.

Essa remobilização química envolveu transferência de massa. A formação de talco, seja a partir de tremolita, seja a partir de clorita, decorreria da maior quantidade de H_2O daquele flossilicato (DEER *et al.*, 1983), e implicaria expansão volumétrica, explicando, assim, a diminuição de densidade dos blastomilonitos ultramáficos (cap. 6).

7.3.2.3. Metabasaltos e Metagabros

Titanita, quartzo e epídotos se formaram em microcissalhamentos discretos em rochas macroscopicamente pouco deformadas. Em ultramilonitos, teve-se a diminuição de granulação e reorientação mineral, com recristalização dinâmica restrita de clorita fibrosa. Em blastomilonitos, aumentaram quartzo, epídotos e sulfetos, diminuindo anfibólio e plagioclásio; alguns tipos portam biotita verde em paragênese com pistacita. Alguns blastomilonitos xistosos de protólitos metagabróides constituem-se apenas de quartzo, albita, clorita (mimética) e carbonato, tendo desaparecido hornblenda, plagioclásio, epídotos e titanita da rocha original (ex. GB 417A, Figura 5.5). Isto evidenciou perda em K, Ca, Al, Ti e Fe^{+3} e ganho em Si, Na e CO_2 , ou seja, houve um comportamento algo diferente em relação aos blastomilonitos xistosos de protólitos félsicos. Tais modificações indicaram que o campo de associações sin-M_m na Figura 7.4.A estreitou-se à época da cloritização, situando-se na aresta Ab-Clo e que as superfícies de xistosidade funcionaram como canais favoráveis à circulação de fluidos e à mobilidade química (SINHA ROY, 1977).

A mineralogia de M_m mostrou a existência de mobilidade em escala milimétrica de Ti, Ca, Na, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al, Mg e S. Teve-se aumento relativo de Si, Ca e S, e a diminuição de Na, Mg e Al. A Figura 7.5.A resume esta variação mineralógica e química. Localmente, a abundância de clorita e epídotos, plagioclásio e sulfetos requereu H_2O e S para desestabilizar anfibólio e plagioclásio da associação prévia (M_n).

A clorita, em particular, cristalizou mimeticamente nas charneiras de microdobras D_m ou não teve orientação preferencial. Logo, inferiu-se a sua origem tardia ou após o pico de D_m , quando ainda existiam temperaturas adequadas e disponibilidade de fluidos. Representou, portanto, uma fase mineral superimposta à assembléia sintectônica discutida acima.

7.3.2.4. Metadacitos e Metagranitóides

a. *Dados Petrográficos*

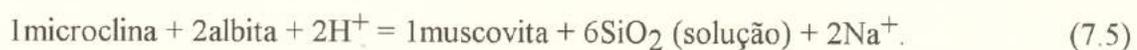
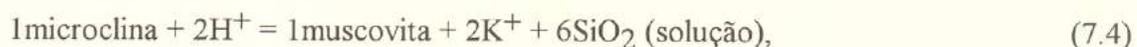
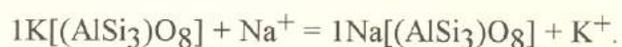
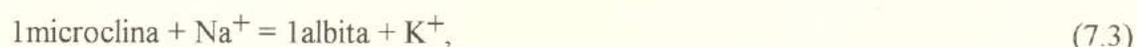
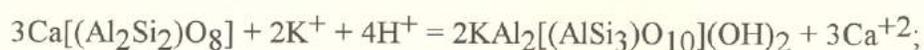
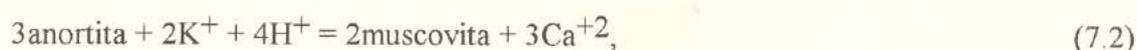
Amostras de granodiorito Rio Maria (GD_{rm}) e enclaves máficos apresentaram feições do tipo encurvamento e "kinking" da macla polissintética do plagioclásio e da clivagem de biotita e hornblenda. Também foi comum a recristalização de microclina, quartzo, epidotos, titanita ou carbonatos, os quais definiram vênulas, seguiram planos cristalográficos ou preencheram espaços intergranulares e fraturas. Em quartzo dioritos (QzD) do norte da área, o par hornblenda + oligoclásio-andesina ainda permaneceu estável, associado a microcisalhamentos S-C, denotando um aumento de temperatura. Assim, embora localmente tenha sido atingido pelo menos o início da fácies anfíbolito, predominaram condições P-T da fácies xisto verde.

Metadacitos (DAC), trondhjemitos (THJ) e leucogranitóides (GR) forneceram abundantes exemplos de milonitos e blastomilonitos em zonas de cisalhamento dúctil, podendo serem maciços ou lepidoblásticos. Os primeiros apresentaram textura granoblástica, compondo-se de quartzo, titanita intergranular, plagioclásio sódico, epidotos, sulfetos e muscovita, com relíquias de porfiroclastos de quartzo (Figura 5.9.B) e plagioclásio. O quartzo foi o mineral mais recristalizado, formando, juntamente com plagioclásio sódico, laminações leucocráticas orientadas na foliação milonítica (S_m), ou definindo mosaicos euédricos na sombra de pressão de feldspatos (Figura 6.12.B).

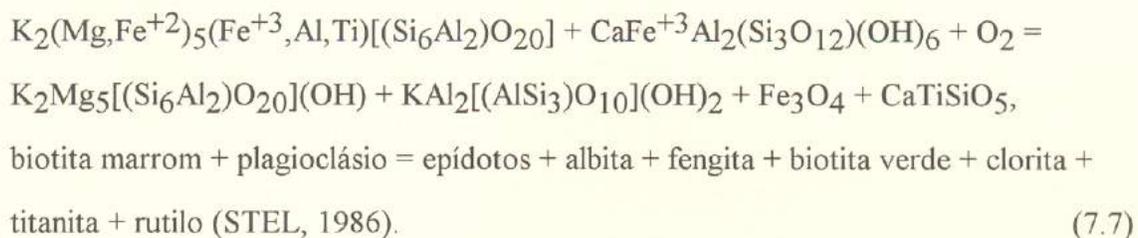
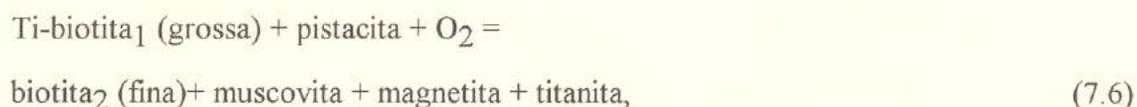
A diminuição ou desaparecimento de biotita, clorita, plagioclásio (oligoclásio - andesina), hornblenda, titanita, K-feldspato, quartzo, carbonatos e apatita, principalmente nos

blastomilonitos lepidoblásticos, evidenciaram uma extrema mobilidade de elementos químicos. Considerando o produto final como muscovita xistos, houve perda de Fe_t, Mg, Ti, Na, Ca e P, e adição de Si, K e Al. As reações envolvidas seriam metamórfico / metassomáticas, do tipo descalcificação do plagioclásio, albitização do K-feldspato e muscovitização de ambos os feldspatos, formando os chamados ortomicaxistos (CREVOLA, 1987) ou rochas a quartzo e muscovita (McCAIG, 1984). A assembléia final (muscovita + quartzo) é similar às observadas em "greisens" (ROBERTS, 1983).

Os processos supramencionados podem ser explicados pelas seguintes reações (CREVOLA, 1987):



As reações (7.2) a (7.5) são adequadas para explicar a formação de muscovita a partir dos feldspatos (exs. 311B e 430G). Além disso, por motivos variados (fluidos, reações incompletas), outros tipos ainda contêm epidotos, biotita fina e grânulos de opacos e titanita (ex. 178D). Porém, devem ter ocorrido reações adicionais de consumo de epidotos e biotita, conforme sugestão abaixo:



A partir das reações acima, inferiu-se que o fluido metamórfico residual era enriquecido principalmente em Ca e Na. Fe^{+3} , Mg, Ti, P e S, procedentes da desestabilização de fases acessórias pré-**M_m** (hornblenda, clorita, apatita, pirita), também devem ter feito parte do fluido. A expressão mais marcante da presença de fluidos ricos em Si são os numerosos veios de quartzo encontrados nas zonas de cisalhamento (ALLISON & KERRICH, 1981; ROBERTS, 1987). A evolução esquemática destas modificações foi representada na Figura 7.4.B.

A proporção sensivelmente menor de muscovita em blastomilonitos maciços (exs. 18A, 173C, 341 e 565A) sugeriu mecanismos diferentes. Interpretou-se uma fase fluida não muito reativa ou volumetricamente subordinada (McCAIG, 1984), não favorecendo o término das reações.

b. Dados Químicos de Metadacitos

As modificações químicas ocorrentes em zonas de cisalhamento foram exemplificadas por algumas análises de metadacitos. Compararam-se amostras fora da influência de zonas de cisalhamento dúctil, denominadas de metadacitos normais, com amostras de blastomilonitos maciços e filoníticos (Tabela 7.1).

A Figura 7.5 mostra graficamente os resultados mais importantes. Observou-se o decréscimo de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO, CaO e Na_2O , Sr e Zr, e o aumento de K_2O , Rb e SiO_2 . Estas variações são coerentes com a mineralogia dos blastomilonitos, que são enriquecidos em mica

branca, plagioclásio sódico e quartzo, originados da transformação de feldspatos, biotita, hornblenda, titanita, apatita e opacos.

Al_2O_3 e PF apresentaram um comportamento distinto, sendo maiores nos blastomilonitos filoníticos e menores nos blastomilonitos maciços (Figura 7.5 e Tabela 7.1). Tal comportamento justificou-se pela maior quantidade de muscovita nos primeiros. Segue-se que os fluidos liberados pelas zonas de cisalhamento eram enriquecidos em Ti, Fe_t , Mg, Ca, Na, Sr e Zr e empobrecidos em K, Rb e Si.

7.3.3. Fase M_{n+1}

Encontrou-se melhor impressa em blastomilonitos máficos e félsicos, originados de protólitos metagabróides, metadacíticos e metagraníticos. Os minerais neoformados seguiram planos de crenulação e bandas de cisalhamento extensionais afetando as estruturas miloníticas prévias. Clorita, talco, quartzo e pistacita foram os minerais da fase em lide. As associações foram geralmente de recristalização dinâmica, com a clorita sendo usualmente pós-tectônica (mimética).

A fase M_{n+1} teve penetratividade muito restrita, não obliterando as assembléias minerais anteriores. A relação estrutural com bandas de cisalhamento e a ocorrência limitada às zonas miloníticas, sugeriram que M_{n+1} correspondeu a um episódio tardio com respeito a M_m . Nesta hipótese, o decréscimo de condições P-T, a menor pressão de fluidos e uma deformação de intensidade mais fraca explicariam as feições do metamorfismo M_{n+1} .

7.4. EVENTO HIDROTERMAL

Caracterizou-se pela geração de vênulas de quartzo, epídotos e carbonatos, ou concentrações de pirita, todos preenchendo fraturas e falhas rúpteis. A natureza sintectônica

desses minerais foi inferida pela presença de texturas sintaxiais, antitaxiais e de cristais estirados (DURNEY & RAMSAY, 1973).

Em brechas hidráulicas afetando metabasaltos, formaram-se titanita, clorita, pistacita, quartzo e mosaicos de plagioclásio (An5-10). Em brechas de atrito (Figura 6.18), ocorreu apenas trituração e obliteração de microestruturas e microtexturas prévias, sem recristalização associada. Sericitização de feldspatos e neocrystalização de epídotos em falhas rúpteis, foram observados em diques de riolitos e diabásios.

As associações minerais do evento hidrotermal não indicaram precisamente as condições P-T do mesmo. Porém, a correlação com microestruturas descontínuas, não penetrativas, o comportamento rúptil de quartzo e feldspatos e a alta taxa de deformação, evidenciada por brechas e cataclasitos (SIBSON, 1977, 1986; SIMPSON, 1985; PASSCHIER *et al.*, 1990), comprovaram um elevado nível crustal.

As brechas de explosão e as de atrito são consideradas como geradas sincronicamente durante um regime de deformação sísmica (alta taxa de deformação). A disponibilidade de fluidos é que determina se há neocrystalização ou apenas fricção e cominuição (SIBSON, 1977, 1986). Quando a pressão de fluidos (P_f) é fraca ou nula, a fricção origina cataclasitos ou produz fusão parcial a seco ($T > 1000^\circ\text{C}$), que, seguida por rápida cristalização, forma pseudotaquilitos (SIBSON, 1977; WENK, 1978; ALLEN, 1979; MADDOCK, 1983). Na brecha por explosão, o grande volume de fluidos aumenta drasticamente a P_f , ocasionando a explosão do sistema e a liberação dos fluidos, que convergem para vários canais (exemplos de veios de quartzo, carbonatos e epídotos) ou preenchem poros e fraturas microscópicos (SIBSON, 1986; STEL, 1986).

Pelo exposto, interpretaram-se condições P-T da parte de temperatura mais baixa da fácies xisto verde ou pumpellyita - prehnita / zeólito para o evento hidrotermal. O estudo de inclusões fluidas e de microfábrica do quartzo em zonas de falhas têm mostrado que brechação e venulação são fenômenos cíclicos e ocorrem a temperaturas entre 350 e 140°C e profundidades de 1 a 10 km (SIBSON, 1977; EVANS, 1988; BABAIE *et al.*, 1991).

7.5. EVOLUÇÃO METAMÓRFICA / DEFORMACIONAL E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

7.5.1. Evolução Metamórfica / Deformacional

A Figura 7.6.A mostra a distribuição temporal dos eventos metamórficos (M_1 a M_2) / hidrotermais e deformacionais (D_1 a D_3). Variações nos mecanismos de deformação e nas fácies metamórficas foram ilustradas na figura 7.6.B. M_1 (M_{n-1}) restringiu-se aos ortognaisses do embasamento (GN), sendo interpretado como de grau pelo menos similar a M_n . M_2 teve evolução complexa, conforme discutido adiante. O evento hidrotermal situou-se ao final do Paleoproterozóico, sendo de grau baixo ou muito baixo e de alto nível crustal.

Os eventos D_1/M_1 a D_2/M_2 e D_3 /hidrotermalismo ainda não foram datados diretamente. Todavia, os dados geocronológicos de algumas litologias permitiram posicionar D_2/M_2 e D_3/M_3 . As idades Rb/Sr do granodiorito Rio Maria (MEDEIROS, 1987; GASTAL *et al.*, 1987), do granito Xinguara (MACAMBIRA *et al.*, 1991) e de metadacitos (esta tese, cap. 9), os dois últimos com estruturas S-C penetrativas, sugeriram que a deformação / recristalização milonítica (D_m/M_m) foi anterior ou próxima a *ca.* 2600 Ma. Por outro lado, os granitos Xinguara e Mata Surrão possuem idades U/Pb e Pb/Pb de cerca de 2,88-2,87 Ga (MACAMBIRA, 1992, RODRIGUES *et al.*, 1992). Aceitando-se a correlação destes leucogranitos com os veios similoníticos de GR da área em foco e as condições reológicas de resfriamento de magmas graníticos (item 6.3.4.2.d.3), o evento D_2/M_2 deve ser um pouco mais jovem que 2,88 Ga e bem mais antigo que 2,60 Ga. Pelo método Rb/Sr (rocha total), os diques riolíticos *ca.* 1,60 Ga (esta tese, cap. 9) posicionaram o evento D_3/M_3 no final do Paleoproterozóico. Portanto, admitiu-se uma discordância entre D_2/M_2 e D_3 /hidrotermalismo. A ausência de estruturas D_1/M_1 nos metagranitóides e nas rochas do "greenstone" sugeriram uma outra discordância, agora entre D_1/M_1 e D_2/M_2 , com o primeiro presente apenas em ortognaisses do embasamento.

O evento D_2/M_2 mostrou uma evolução progressiva, com um "trend" geral de decréscimo de temperatura de M_n (anfíbolito em quartzo dioritos - QzD e ortogneisses - GN, transicional de xisto verde a anfíbolito nos outros litotipos) a M_{n+1} (xisto verde baixo). Levando-se em conta a similaridade de paragêneses metamórficas de M_n e M_m , sugeriu-se um lapso de tempo menor entre M_n e M_m do que entre M_m e M_{n+1} . Em todo caso, o pico do metamorfismo (M_n) precedeu a recristalização extensiva dinâmica (D_m/M_m).

O metamorfismo atuante na área, particularmente no terreno granito - "greenstone", enquadrou-se no tipo de pressões baixas e temperaturas relativamente elevadas comumente encontrado no arqueano (CONDIE, 1981, cap. 6; WINDLEY, 1986, cap. 3). M_n teve significados diferentes, dependendo da litologia afetada. Em ortogneisses (GN), correspondeu a um evento dúctil de grau metamórfico mais elevado. No "greenstone" (basaltos, gabros, ultramáficas), assemelhou-se ao metamorfismo de assoalho oceânico (MIYASHIRO *et al.*, 1971). Nos metagranitóides, representou um episódio pós-magmático, com abundante deformação do estágio "subsolidus" (D_n-D_m). Um aspecto interessante a ressaltar é a ausência de paragêneses de baixo grau (laumontita, prehnita, pumpellyita) nas metavulcânicas máficas. Conforme discutiu YARDLEY (1989, p. 99), isto significaria a presença de CO_2 , inibindo a produção daqueles minerais, de modo que as metavulcânicas passaram diretamente para a fácies xisto verde. Após o pico metamórfico (M_n), seguiu-se a recristalização dinâmica com importante ação de fluidos em zonas de cisalhamento (M_m). M_2 finalizou com associações na fácies xisto verde inferior e recristalização discreta (M_{n+1}). Fêz-se uma analogia com mecanismos de picos termais (FLEITOUT & FROIDEVAUX, 1980), onde a deformação intensa começaria com um rápido aumento de temperatura (M_m/D_m), declinando logo a seguir (M_{n+1}/D_{n+1}). Exemplos deste comportamento ocorrem em ortogneisses fanerozóicos, com a milonitização em fácies anfíbolito inferior (ca. 530°C) precedendo um rápido período de estagnação tectônica na mesma temperatura (REISCHMANN *et al.*, 1990).

As zonas de cisalhamento dúctil ocorrem a profundidades um pouco maiores que 15 km e temperaturas acima de 350°C em regiões de gradiente geotérmico normal (25°C/km)

(SIBSON 1977). Admitindo um valor médio de 54°C/km para o arqueano (GRAMBLING 1981), calculou-se que as zonas miloníticas da área em lide encontravam-se a uma profundidade mínima de 7 km (350°C - 54°C/km). Logo, as atuais raízes do "greenstone" e o seu embasamento podem estar em fácies anfibolito superior ou granulito (SOUZA *et al.*, 1992b; vide item 6.5.1).

As características dos eventos D_1/M_1 e D_2/M_2 permitiram concluir que a crosta arqueana apresentava alta ductilidade, estando superaquecida e submetida a deformações assísmicas. Por outro lado, o comportamento rúptil dos materiais durante D_3 mostrou que no final do Paleoproterozóico a crosta já estava resfriada, resultando em elevada competência e deformação sísmica, típicos de alto nível crustal. Estas particularidades tectonometamórficas são coerentes com o gradiente geotérmico arqueano duas a três vezes maior que o atual (LAMBERT, 1976, BICKLE, 1978; GRAMBLING, 1981; há uma hipótese alternativa de DELOR *et al.*, 1991), e a prevalência do metamorfismo de pressões baixas e temperaturas elevadas. No caso em foco, o volumoso vulcanoplutonismo precoce ou sin-milonítico (pré- ou sin- D_2) seria a fonte de calor necessária para reaquecer o terreno granito - "greenstone" à época de D_2/M_2 .

A Figura 7.7 é uma tentativa de visualizar o caminho P-T-t (Pressão-Temperatura-tempo) do metamorfismo. Em função da maior quantidade de dados, foram representados apenas os eventos M_2 e o hidrotermalismo do Paleoproterozóico. Nos ortognaisses (GN), M_n atingiu as temperaturas mais elevadas. No geral, distinguiram-se dois "trends", conforme segue: (i) os GN e os metagranitóides situaram-se numa curva contínua de decréscimo tanto em P como em T; (ii) as rochas do "greenstone" (basaltos, gabros, ultramáficas, dacitos) formaram uma trajetória côncavo-convexa, iniciando com extrusão e hidratação (trajetórias **a** a **b**), seguido por aprofundamento e ligeiro reaquecimento (M_n), resfriamento (M_m , M_{n+1}) e posterior soerguimento (M_{n+2}). A partir de M_n , as trajetórias (i) e (ii) coincidiram.

A fonte e a natureza dos fluidos em zonas de cisalhamento são questões polêmicas. Em geral, admite-se uma origem externa, procedente de reações de desvolatilização metamórfica de rochas hidratadas de frentes de empurrões (McCAIG, 1984; LOSH, 1989). No caso em epígrafe, interpretou-se uma história um pouco diferente. Inicialmente, as metavulcânicas hidrataram-se pela

interação com fluidos submarinos e magmáticos (região **a** na Figura 7.7). No percurso **b**, começou a desidratação das mesmas. Simultaneamente, os metagranitóides, recém-posicionados, continuaram a se resfriar lentamente, liberando mais fluidos quentes. Ao atingir-se a região **C**, ocorreu a adição desses fluidos quentes, os quais, em condições favoráveis (presença de canais de circulação - fraturas, falhas e zonas de cisalhamento, aumentando a razão volume de fluido / rocha, e, com isto, implicando em sobrepressão de fluidos), produzindo o bombeamento sísmico (SIBSON *et al.*, 1975; McCAIG, 1984; LOSH, 1989). Isto resultou em extensivo metassomatismo, com formação de blastomilonitos e enxames de veios de quartzo. No estágio de soerguimento final (M_{n+2}), existe a possibilidade de nova introdução de fluidos em falhas e fraturas durante o magmatismo anorogênico do Paleoproterozóico (enxames de diques félsicos e máficos).

7.5.2. Implicações Tectônicas

O metamorfismo de pressão baixa e temperatura elevada requer um alto gradiente geotérmico. Os ambientes modernos onde isto ocorre são arcos insulares e regiões de afinamento litosférico tais como bacias marginais (YARDLEY, 1989, cap. 7). Em geral, a fonte de calor em ambos os casos é o volumoso magmatismo (toleítico, cálcio-alcálico, shoshonítico) presente em níveis crustais rasos (MIYASHIRO, 1973; YARDLEY, 1989). Todavia, THOMPSON (1989) admitiu o mesmo tipo de metamorfismo em ambiente intraplaca, ensiálico, sem espessamento nem plutonismo expressivos.

Em arcos insulares, desenvolvem-se auréolas térmicas em escala regional, sugerindo que as rochas já estão aquecidas antes do início do plutonismo (MIYASHIRO, 1973; DROOP & AL-FILALI, 1989; YARDLEY, 1989). Nesse caso, contrariamente à hipótese assumida para a região estudada (Figura 7.7), o pico da deformação dúctil é posterior ao magmatismo cálcio-alcálico, porém precede o pico do metamorfismo (DROOP & AL-FILALI 1989).

Em ambiente compressivo, uma orogênese simples envolve uma única fase de espessamento crustal e subseqüentes soerguimento, erosão e estiramento continental. Nesta situação, o principal evento deformacional é anterior ao pico metamórfico, preservando-se as texturas e minerais pós-tectônicos (RIDLEY, 1989). Em tal ambiente, a fonte de calor provém do espessamento tectônico, e não necessariamente do magmatismo (ENGLAND & RICHARDSON, 1977; ENGLAND & THOMPSON, 1986). Em regimes de colisão continental, de subducção e de obducção e em faixas dobradas, a trajetória P-T-t é horária (HIROI & KISHI, 1989; PERCHUK, 1989; RIDLEY, 1989; PASSCHIER *et al.*, 1990).

Um exemplo de evolução metamórfica em bacia marginal Andina foi descrito por AGUIRRE *et al.* (1989). No caso, o caminho P-T-t seria anti-horário. O metamorfismo de alta temperatura (fundo oceânico) imprimiu-se nos estágios iniciais de formação da bacia (magmatismo toleítico, crosta continental ausente ou extremamente adelgada), e precedeu a atividade orogênica (magmatismo cálcio-alcálico e shoshonítico, afinamento crustal moderado), onde se deu novo aquecimento regional.

Em vista do exposto, o caminho P-T-t assumido (Figura 7.7), as características dos eventos metamórficos e deformacionais e a presença de extensivo magmatismo pré- a sintectônico sugeriram um ambiente do tipo bacia marginal para o "greenstone" Identidade.

7.6. CONCLUSÕES

- 1- Identificaram-se três eventos metamórficos, sendo os dois primeiros arqueanos (M_1 , M_2) em fácies xisto verde a anfíbolito, e o último do final do Paleoproterozóico (hidrotermalismo em grau mais baixo).
- 2- No evento mais importante (D_2/M_2), o pico do metamorfismo precedeu o pico da deformação.

- 3- o evento **M₂** começou com recristalização estática (**M_n**), obliterando possíveis feições hidrotermais prévias da pilha vulcânica, e evoluiu para recristalização dinâmica generalizada (**M_m**), com abundante atividade de fluidos e formação de enxames de veios de quartzo em zonas de cisalhamento.
- 4- As hipóteses assumidas indicaram para o metamorfismo uma trajetória P-T-t anti-horária, correspondendo à evolução metamórfica típica de bacias marginais fanerozóicas.

8. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGENÉTICA

8.1. INTRODUÇÃO

8.1.1. Metodologia

Neste capítulo, são discutidos os dados geoquímicos do "greenstone" Identidade. Selecionaram-se 24 amostras de rochas metavulcânicas, sendo 7 metabasaltos (**BAS**), 4 metagabros (**GB**), 3 metaultramáficas (**UM**) e 10 metadacitos (**DAC**) (ver localização no Anexo B6). 6 amostras de metadacitos foram analisadas no CPGG/UFPA e as demais no "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques" (CRPG - CNRS; Vandoeuvre Lès Nancy, França).

Inicialmente, as amostras foram selecionadas por afinidades petrográficas e submetidas a um tratamento prévio, objetivando eliminar crostas de alteração / oxidação e venulações. Em seguida, procedeu-se à redução a pó, usando-se um moinho de bola.

No CRPG, as análises incluíram elementos maiores (>1%), menores (0,1-1%) e em traços (<0,1%), estes englobando os elementos terras raras (TR). Utilizou-se o método de espectrometria de emissão atômica, acoplada a uma fonte de excitação a plasma (ICP), permitindo a dosagem simultânea de até 40 elementos. Os erros analíticos são inferiores a 5% para os elementos maiores, menores que 10% para aqueles em traços e em torno de 5% para os TR (exceto aqueles de abundância inferior a 1 ppm, onde o erro pode atingir 15%).

No CPGG/UPFA, realizaram-se análises para elementos maiores, menores e em traços por fluorescência de raios X (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, CaO , K_2O , P_2O_5 ; Nb, Rb, Sr, Y, Zr), absorção atômica (MgO , MnO , Na_2O ; Zn, Cr), via úmida (FeO) e perda ao fogo. A dosagem de FeO permitiu calcular Fe_2O_3 ($=\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-\text{FeO} \cdot 1,1113$). Os erros analíticos são de 2-4% para SiO_2 , 0,2-0,5% para TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, CaO , K_2O e P_2O_5 , $\pm 1\%$ para FeO , MnO ,

MgO e Na₂O, e menor que 5% para os em traços. Os resultados analíticos, acompanhados de normas CIPW, encontram-se na Tabela 8.1. Para o cálculo dessas normas, fêz-se a correção das razões Fe₂O₃/FeO de acordo com IRVINE & BARAGAR (1971), que consideraram o limite máximo de Fe₂O₃ como sendo igual a 1,5+TiO₂, adicionando-se o excesso de Fe₂O₃ a FeO. Das amostras analisadas, foram corrigidas 56B e 57A (**BAS**), 24, 39X, 123 e 266B (**GB**), 148C (**UM**) e 352B (**DAC**).

Para efeitos comparativos, diversos diagramas geoquímicos contêm análises de komatiitos do "greenstone" Seringa (HUHN *et al.*, 1986) e de trondhjemitos e granodioritos da região de Rio Maria (MEDEIROS, 1987). A utilização destes dados permitiu uma melhor definição geoquímica das suites magmáticas arqueanas, auxiliando na projeção de modelos petrológicos e petrogenéticos integrados para esta área.

8.1.2 Mobilização de Elementos Químicos

A mobilização de elementos químicos é comum nos processos de alteração hidrotermal tardi- ou pós-magmática. Ela é mais importante quando existem canais adequados para a circulação de fluidos, a exemplo de zonas de cisalhamento (cap. 7). Rochas vulcânicas e subvulcânicas extrudindo em ambiente subaquático são muito propícias a modificações químicas, seja por processos ligados ao próprio vulcanismo (bordas e fraturas de resfriamento, interação com água do mar), seja por fenômenos metamórficos superimpostos.

Existe um consenso sobre a importância de modificações provocadas por hidratação, carbonatização, cloritização, serpentinização e silicificação, em especial em komatiitos e rochas básicas (PEARCE & CANN, 1973; FREY *et al.*, 1974; FLOYD & WINCHESTER, 1975; NESBITT & SUN, 1976; HELLMAN & HENDERSON, 1977; JAHN & SUN, 1979; BESWICK, 1982, 1983). Em geral, consideram-se Al, Ti, P, Cr, Zr, Co, Ni, Y, Hf, Sc, V, Nb e terras raras pesadas (TRP) como imóveis ou pouco móveis, enquanto K, Na, Ca, Mn, Rb, Ba e Sr podem ser variavelmente afetados. Os elementos terras raras leves (TRL), por seu turno, parecem

ser mais sensíveis à alteração do que os TRP. Dentre os TRL, Eu e Ce são os mais afetados (adicionados ou subtraídos), provavelmente devido a variações nos seus estados de oxidação (SUN & NESBITT, 1978; JAHN & SUN, 1979). Aparentemente, a presença de CO₂ na fase fluida provoca um forte aumento na mobilidade química de todos os elementos (MURPHY & HYNES, 1986; TOURPIN *et al.*, 1991).

A fim de contornar esses problemas de remobilização, de forma a utilizar os dados químicos com maior confiabilidade em classificações geoquímicas, diversos métodos têm sido empregados (HART *et al.*, 1970; JAHN *et al.*, 1974, 1982; BESWICK & SOURCIE, 1978; JAHN & SUN, 1979; BESWICK, 1983). Assim, enumeram-se: (i) comparação em termos petrográficos / texturais e químicos entre as amostras mais preservadas e as mais alteradas / hidratadas e/ou recristalizadas; (ii) uso de razões interelementos, em especial daqueles relacionados ao estágio magmático (exs.: Ti vs. Zr, Cr vs. Co); (iii) análise de diferentes partes, ou fácies, de um mesmo maciço ígneo, de modo que variações locais se cancelam mutuamente e o sistema global pode ser considerado quimicamente fechado.

No caso em lide, existem evidências de remobilização de determinados elementos maiores e alguns em traços. Em gráficos bi-logarítmicos, envolvendo razões moleculares entre diferentes óxidos e K₂O, é possível avaliar qualitativamente quais foram os elementos mais afetados (BESWICK & SOURCIE, 1978). Este tratamento foi utilizado para CaO, SiO₂ e Al₂O₃, comparando-se a distribuição das amostras de Identidade com o campo de rochas vulcânicas modernas pouco alteradas (BESWICK & SOURCIE, 1978). Deduziu-se que dentre as rochas analisadas, os **BAS** e **GB** tiveram suas composições químicas primárias muito pouco modificadas, ao passo que apenas parte dos **DAC** revelou perturbações nestas razões. As **UM** não puderam ser observadas em virtude de terem K₂O próximo de zero (Tabela 8.1).

Outro aspecto que mereceu consideração foi a proporção relativamente elevada de voláteis (PF, Tabela 8.1), ao serem confrontadas as médias de **BAS** e **GB** com análises totais de rochas metavulcânicas arqueanas e modernas listadas por CONDIE (1981, cap. 3) (Tabelas 8.1 a 8.4). Por outro lado, **DAC** e **UM** mostraram a mesma faixa de variação em PF dos equivalentes

arqueanos (CONDIE, 1981). Mesmo as **UM** revelaram PF um pouco inferior a de komatiitos clássicos da Rodésia (NISBET *et al.*, 1977), Canadá (ARNDT & NESBITT, 1984) e Austrália (NESBITT *et al.*, 1979). Comparadas com exemplos brasileiros, as **UM** do "greenstone" Identidade são bem mais hidratadas do que as do "greenstone" Seringa (HUHN *et al.*, 1986), porém menos do que as de Crixás, onde se comprovou a mobilidade de elementos tidos como imóveis (Al, Zr e TR) em eventos hidrotermais ou metamórficos (ARNDT *et al.*, 1989). Em Identidade, os resultados obtidos (Tabela 8.1) e os padrões de TR (vide adiante) sugeriram modificações dos teores originais de TR, TRP e Σ TR. Isto contrastou com o observado em rochas similares do "greenstone" Seringa, onde os teores de TRL variaram muito pouco nas diversas amostras (HUHN *et al.*, 1986). Acerca dos demais elementos em traços, não houve critérios para detectar variações pós-magmáticas. Ressalta-se, apenas, a possibilidade de contaminação em Cr, Mn e Co durante a preparação das amostras pelo moinho de bola.

Em função do exposto, interpretações de suites magmáticas e modelos petrológicos e petrogenéticos devem ser encarados com cautela. Isto, todavia, não invalidou as discussões dos dados aqui apresentados, por resultarem de confrontos com as demais informações obtidas durante a pesquisa.

8.2. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

8.2.1. Definição das Séries Mágmatias

8.2.1.1. Elementos Maiores

Em termos de nomenclatura, o diagrama TAS (Figura 8.1.A) definiu basaltos (**BAS** e **GB**) e dacitos-riolitos (**DAC**) como os dois grupos litológicos principais. Apesar do predomínio de composições riolíticas nos **DAC**, com uma amostra no campo de traquidacitos, optou-se por

manter a designação de metadacitos em virtude da composição modal (cap. 5). O enriquecimento em álcalis se refletiu na abundância de biotita (K_2O) e fenocristais de plagioclásio sódico (Na_2O). Um terceiro grupo, compreendendo as **UM**, destacou-se de **BAS** e **GB** por ter menores conteúdos de SiO_2 e de álcalis. Uma nítida descontinuidade separou as félsicas (**DAC**) do grupo **BAS+GB+UM**.

As Figuras 8.1.B e C tornaram mais clara a separação em três séries, sendo reforçadas pela Figura 8.1.D. Assim, definiram-se as séries: (i) komatiítica (**UM**) - pobre em álcalis e Al e rica em Mg, evoluindo no sentido de enriquecimento em Fe_t ; (ii) toleítica (**BAS** e **GB**), com conteúdos mais elevados de álcalis e mais baixos de Mg do que a komatiítica, e evoluindo para o enriquecimento em Fe_t+Ti ; os **GB** tenderam a serem mais ricos em Fe_t (Fe-toleítos); (iii) cálcio-alcalina (**DAC**), com baixos Fe_t+Ti e Mg e forte enriquecimento relativo em álcalis e Al.

A Figura 8.2 mostrou algumas características geoquímicas distintivas entre essas séries. A separação em termos de campos e "trends" de diferenciação permitiu separar **UM**, **BAS/GB** e **DAC**. Estes últimos destacaram-se dos demais pelas maiores porcentagens absolutas em SiO_2 , além de MgO e CaO mais baixos. As **UM** diferenciaram-se de **BAS/GB** e **DAC** por terem maior MgO e menor Al_2O_3 , e de **BAS/GB** por conterem menos CaO e TiO_2 .

Pela Tabela 8.1, outros aspectos puderam ser adicionados. As quantidades de K_2O , Na_2O e P_2O_5 e as razões K_2O/Na_2O são mais baixas em **UM**. Os **DAC** são mais ricos em Na_2O e K_2O e contêm as maiores razões K_2O/Na_2O . Os **DAC** possuem abundantes quartzo, ortoclásio e albita normativos, com pequena quantidade de coríndon, revelando o caráter ligeiramente peraluminoso das composições atuais. As **UM** são as mais ricas em olivina e hiperstênio normativos, albita é inferior a 5% e ortoclásio não aparece. Os conteúdos quase nulos de Na_2O e K_2O e baixos de CaO foram responsáveis por haver pouco feldspato (Or+Ab+An) e, em consequência, ter Al_2O_3 residual, conduzindo à formação de coríndon (amostra 148C). Os **BAS** e **GB** são muito similares entre si, sendo ora quartzo toleíticos, ora olivina toleíticos. Estes últimos

têm razões hiperstênio / olivina elevadas, indicando que a subsaturação em sílica não foi muito acentuada. Aparentemente, os **GB** são um pouco mais saturados em sílica que os **BAS**.

8.2.1.2. Elementos em Traços

A composição nestes elementos corroborou a separação das séries magmáticas demonstrada acima. Os casos mais ilustrativos verificaram-se em diagramas V vs. Ni e V vs. Co (Figura 8.3). As **UM** apresentaram os mais altos teores em Ni e Co, enquanto **BAS** e **GB** são mais ricos em V. As **UM** de Identidade e Seringa distinguiram-se entre si pelos teores mais baixos em V, além de enriquecimento em Ni e empobrecimento em Co na primeira. Isto pode refletir, talvez, processos supergênicos ou secundários, tal como sugerido pelos os TRL (adiante). Os **DAC** são sempre empobrecidos em V, Ni e Co. Pela Tabela 8.1, percebeu-se, ainda, que **BAS** e **GB** são mais ricos em Y, **UM** em Cr, e **DAC** em Ba, Rb, Sr, Zr e U. Os menores teores em Zr, Ba, Rb, Sr e Th foram vistos em **UM**. Em média, as razões U/Th são maiores em **UM** (Th mais baixo). Os **DAC** possuem maior abundância absoluta de ambos U e Th.

8.2.1.3. Elementos Terras Raras (TR)

Os espectros e razões normalizadas de TR das litologias encontradas no "greenstone" Identidade estão nas Figuras 8.4 e 8.5. Novamente, observou-se uma coerência com a subdivisão de séries magmáticas definidas a partir de elementos maiores e em traços. Os espectros de **BAS**, **GB** e **DAC** são contínuos, ou com pequena anomalia de Ce. Já os de **UM** revelam uma forte irregularidade em TRL e Eu. Estes padrões se explicariam por processos de alteração hidrotermal e/ou metamorfismo (HELLMAN & HENDERSON, 1977; JAHN & SUN, 1979; ARNDT *et al.*, 1989).

BAS e **GB** caracterizaram-se por espectros relativamente planos (cerca de 10X condrito), com ligeiro fracionamento, sendo as razões $(La/Sm)_N$ em torno de 1 e $(Gd/Yb)_N$ e

$(La/Yb)_N$ um pouco superiores a 1. Anomalias negativas de Eu são de pequena magnitude, com a maior encontrada na amostra 478 ($Eu^* = 0,74$).

Os **DAC** distinguiram-se pelo forte fracionamento, com razões $(La/Sm)_N$ entre 2,6 (amostra 105C) e 4,5 (381), $(Gd/Yb)_N$ entre 2,4 (105C) e 4,3 (381) e $(La/Yb)_N$ entre 10,7 e 39,5 (381). Anomalias de Eu_N praticamente não existem, ou são levemente negativas (381, $Eu^* = 0,88$) ou positivas (173, $Eu^* = 1,04$).

Devido à alteração secundária, as **UM** mostraram grande dispersão das razões $(La/Sm)_N$ (0,4-4,2) e anomalias de Eu (0,18-0,66). Isto dificultou a definição correta dos padrões magmáticos de TRL. Excluindo a amostra 336 e considerando mais preservados os espectros de TRL do "greenstone" Seringa, observou-se o maior fracionamento de TRL nesta última (Figura 8.5.A). Por outro lado, os TRP apresentaram-se contínuos, com pequeno fracionamento ($(Gd/Yb)_N$ entre ± 1 (516) e 2,3 (336)), as amostras 148C e 336 destacando-se das demais (Figura 8.5.B). Uma amostra de Identidade (516) e todas de Seringa plotaram no campo de komatiitos da Finlândia e do Canadá (Figura 8.5.B).

8.2.2. Caracterização das Séries Magmáticas

8.2.2.1. Série Komatiítica (Metaultramáficas)

a. Elementos Maiores e em Traços

De acordo com a definição química de komatiitos como sendo rochas extrusivas com $MgO > 18\%$ (base anidra), válida para tipos não cumuláticos (ARNDT & NISBET, 1982), as **UM** do "greenstone" Identidade foram classificadas como tal. Pela proposta de JENSEN (1976), plotaram na parte mais magnésiana de komatiitos basálticos, contrastando com o limite mínimo de 12% de MgO para estes, definido por ARNDT *et al.* (1977). As amostras analisadas corresponderam a komatiitos peridotíticos ($20\% \leq MgO \leq 30\%$, base anidra) na classificação de

ARNDT *et al.* (1977). São rochas mais magnesianas do que os komatiitos de Seringa, Geluk (África do Sul) e Munro (Canadá), similares aos da Finlândia, menos magnesianos do que os demais exemplos selecionados da África do Sul e Austrália, e intermediários entre o condrito C-1 e o manto primitivo (Tabela 8.2). No diagrama CaO-MgO-Al₂O₃, mostraram um "trend" evolutivo similar ao de komatiitos de Munro (Canadá), Geluk (África do Sul) e Suomussalmi / Kuhmo / Tipasjarvi (Finlândia) e distinto do de Barberton (África do Sul) (Figura 8.6).

Outras características dos komatiitos de Identidade e Seringa são referidas a seguir. Como exemplos, têm-se K₂O e TiO₂ menores que 0,9% e Al₂O₃ inferior a 10% (VILJOEN & VILJOEN, 1969; BROOKS & HART, 1974) e CaO/Al₂O₃ médio variando de 0,7 (Identidade) a 1,11 (Seringa) (NESBITT, 1971) (Tabela 8.2). Em geral, alinharam-se segundo o "trend" de enriquecimento em Al (NESBITT *et al.*, 1979), sendo a amostra 6 (Seringa) a mais rica em Al (Figuras 8.7.A e C).

Em função do baixo TiO₂, as razões Al₂O₃/TiO₂ de Identidade situaram-se acima dos condritos, enquanto em Seringa encontraram-se valores condríticos (Figura 8.7.B). Do mesmo modo, os komatiitos em foco possuem razões CaO/TiO₂ ligeiramente maiores do que rochas similares da Finlândia, África do Sul, Austrália e Canadá (Tabela 8.2) e em média superiores ao condrito C-1 e ao manto primitivo. A relação MgO vs. CaO revelou o empobrecimento relativo em CaO em Identidade (Figura 8.7.C), fato sugestivo de modificação das proporções magmáticas deste óxido, o que é coerente com a mobilização de TRL admitida anteriormente. Isto, inclusive, poderia explicar as diferenças observadas nas razões CaO/Al₂O₃ e CaO/TiO₂ em Identidade e "greenstones" de outras partes do mundo (Tabela 8.2).

As razões TiO₂/Zr, Y/Zr e TiO₂/Y também foram usadas como critérios químicos na identificação de komatiitos (NESBITT & SUN, 1976; SUN & NESBITT, 1978), comparando-os ao condrito C-1. Assim, as UM de Identidade possuem Y/Zr maiores e TiO₂/Zr e TiO₂/Y menores com respeito ao manto primitivo, Seringa e outros "greenstones" (Tabela 8.2). Em termos de teores em elementos em traços, fizeram-se comparações com komatiitos de outras áreas

arqueanas (Tabela 8.2): (i) Identidade tem menos Co, Sr e Ni e mais Y; (ii) em Seringa, V, Y e Zr são mais altos e Ni menor.

Em síntese, as **UM** de Identidade mostraram-se, comparativamente às de Seringa, empobrecidas em TiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O , e enriquecidas em MgO e P_2O_5 . Ambas têm mais Al_2O_3 e menos MgO e Na_2O do que "greenstones" de outras partes do mundo. Estas diferenças poderiam refletir, além de processos sin-extrusão, alteração e/ ou metamorfismo, a própria evolução petrológica (fracionamento magmático) e petrogenética (fonte com ou sem granada e/ou Al-ortopiroxênio, p. ex.) (GREEN, 1975; NESBITT *et al.*, 1979; JAHN *et al.*, 1982).

b. *Elementos Terras Raras (TR)*

Diversos autores propuseram classificações de komatiitos com respeito aos espectros de TR. Recentemente, BLAIS (1989) considerou uma divisão nos seguintes padrões (Figura 8.8.A): (i) **K1** - espectros planos, com razões $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ iguais a 1; (ii) **K2** - espectros empobrecidos em TRL, com razões $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1$; (iii) **K3** - espectros ligeiramente convexos para cima, apresentando razões $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1$, refletindo processos secundários (alteração, metamorfismo) ou rochas cumuláticas; (iv) **K4** - espectros também secundários, com razões $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > 1$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1$, podendo ter forte anomalia negativa de Eu.

JAHN & GRUAU (1981) e JAHN *et al.* (1982) classificaram os komatiitos com base em espectros de TR e determinadas razões elementares (Figura 8.8.B): (i) *grupo I* - TRP planas, com $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1, = 1$ ou > 1 , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,1$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 20$; (ii) *grupo II* - TRP fracionadas, com $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1$ ou > 1 , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 11$; (iii) *grupo III* - TRP enriquecidas (típico de komatiitos basálticos), com $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} < 1$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > 1$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 40$.

A Figura 8.8.C ilustra as variações nos espectros de TR de **UM** dos "greenstones" Identidade e Seringa. Observaram-se dois casos bem distintos: (1^o) Seringa - com 6 amostras

tendo razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e teores de TR e espectros muito similares entre si e que se aproximaram do grupo I ($(\text{La}/\text{Sm})_N > 1$); não se enquadraram muito bem na classificação de BLAIS (1989); (ii) Identidade - com ampla variação nos valores de TR, especialmente os TRL, e todos os espectros com ligeira anomalia negativa de Eu; não se enquadraram nos grupos de JAHN & GRUAU (1981), correspondendo melhor ao tipo K4 de BLAIS (1989). É conveniente destacar a constância de significativas anomalias de Eu e Ce, traduzindo perturbações nos TR. E, efetivamente, em komatiitos de diversas partes do mundo a anomalia de Eu é praticamente inexistente ou muito pequena (ARTH *et al.*, 1977; JAHN *et al.*, 1982; JAHN & SCHRANK, 1983; ARNDT & NESBITT, 1984), tornando-se expressivas quando ocorrem alteração e metamorfismo pós-extrusão (BESWICK, 1983; BLAIS, 1989; TOURPIN *et al.*, 1991).

8.2.2.2. Série Toleítica (Metabasaltos e Metagabros)

A correlação de índice de alcalinidade (IA) vs. Al_2O_3 mostrou que ambos **BAS** e **GB** são toleítos normais, bem distintos de basaltos cálcio-alcálicos de alto Al (Figura 8.9.A). Os **GB** tendem a ser menos aluminosos que os **BAS**. No diagrama K_2O vs. SiO_2 , os **GB** são típicos basaltos subalcalinos de baixo K, enquanto os **BAS** situaram-se no campo subalcalino, ora de baixo K, ora cálcio-alcálico (Figura 8.9.B). Ambos mostraram $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 16\%$ e quartzo normativo $< 5\%$, assemelhando-se a basaltos tipo *MORB* (WILKINSON, 1986). Apenas uma amostra (478) revelou-se enriquecida em Na (Figura 8.9.C), com 22,2% de Ab normativa. A presença de Qz+Hy ou $\text{Hy} \gg \text{Ol}$ nas normas CIPW também demonstrou o caráter subalcalino de **BAS** e **GB**.

Comparando **BAS** e **GB** com derrames basálticos e intrusivas hipabissais toleíticas arqueanas reportados por CONDIE (1976), constatou-se que os **BAS** e **GB** são similares a toleítos empobrecidos em elementos incompatíveis ou **TH1** (Tabela 8.3). Em média, os **GB** possuem um ligeiro enriquecimento em FeO_t , empobrecimento em MgO e menor $Mg\#$ do que os **TH1**. Os **BAS** são menos enriquecidos em FeO_t do que os **TH1**. **BAS** e **GB** são similares entre si

nos elementos em traços, exceto no Sr menor de **GB**. Ambos têm menos Na₂O, Cr e Cu e maior razão Y/Zr em relação aos **TH1**. Os **BAS** e **GB** distinguiram-se de basaltos magnesianos comumente associados a komatiitos arqueanos em função de seus teores comparativamente mais elevados em TiO₂ (>0,7%), Al₂O₃ (>13%), K₂O (≥0,15%) e P₂O₅ (≥0,09%) e baixos de MgO (<9%) (VILJOEN & VILJOEN, 1969; BROOKS & HART, 1974; ARNDT *et al.*, 1977; BLAIS *et al.*, 1978; ARNDT & NISBET, 1982).

Os padrões de TR de **BAS** e **GB** (Figuras 8.10.A e B) também são equivalentes aos de toleítos **TH1**, cujos padrões são quase planos, com valores normalizados 10X condrito e anomalia de Eu desprezível (Figura 8.10.C). Todos os espectros de **BAS** e **GB** destacaram-se nitidamente daqueles de toleítos **TH2** (enriquecidos em TRL) (Figura 8.10.C). Isso é coerente com os conteúdos mais elevados de Na₂O, K₂O e TiO₂ e mais baixos de CaO, observados nos **TH2**.

8.2.2.3. Série Cálcio-Alcalina (Metadacitos)

a. Elementos Maiores e em Traços

Em virtude da possibilidade de uma ligação genética entre os **DAC** e os metagranitóides (caps. 5 e 6), este item reporta também as análises disponíveis de trondhjemitos e granodioritos da região de Rio Maria (MEDEIROS, 1987).

Conforme já demonstrado, os **DAC** seguiram o "trend" de séries cálcio-alcálicas, evoluindo no sentido de enriquecimento em álcalis e Al (Figuras 8.1.B e C). Em diagramas discriminantes usando Na e K (Figuras 8.11.A e B), os **DAC** são enriquecidos em Na, seguindo uma linhagem trondhjemítica. Dentre os metagranitóides, notou-se uma distinção entre trondhjemitos (**THJ**) e granodioritos, estes últimos com enriquecimento em K (ou Or). O caráter potássico dos granodioritos foi confirmado na Figura 8.11.C, enquanto **DAC** e **THJ** são cálcio-

alcalinos de K médio. Apenas uma amostra de **DAC** (352B) teve alto K, refletido na sua abundância modal de biotita.

Os **DAC** e metagranitóides foram também classificados usando-se suas composições em milicátions (DEBON & LE FORT, 1983, 1988). No diagrama **Q-P** (Figura 8.12.A), os **DAC** e um **THJ** plotaram como dacitos/trondhjemitos, transicionando para riodacitos/granodioritos, com uma única amostra (352B) no limite riodacito/quartzolítico. O **GDrms** é granodiorítico ou transiciona a adamelito (monzogranito). No diagrama **A-B** (Figura 8.12.B), **THJ** e **DAC**, peraluminosos (exceto 352B), separaram-se do **GDrms**, que é metaluminoso (a levemente peraluminoso). Eles seguiram respectivamente os "trends" de associações aluminosas (*ALUM*) e calcílicas (*CAFEM*). Nos diagramas **Q-P** e **Q-B-F** (Figura 8.12.C), a associação *CAFEM* é calcio-alcalina ou granodiorítica (*CALK*). Os **DAC** demonstraram um "trend" intermediário entre *GT* e *CALK*, tendo valores de **Q** abaixo dos indicados para os trondhjemitos (Figura 8.12.A). Nos diagramas **A-B** e **Q-B-F** (Figuras 8.12.B e C), definiram o "trend" aluminoso sódico, subleucocrático a leucocrático, rico em quartzo.

Os elementos maiores e menores dos **DAC** de Identidade foram comparados aos de metavulcânicas félsicas arqueanas (Tabela 8.4). As médias de óxidos de **DAC** aproximaram-se de riolitos **FI** de CONDIE (1976, 1981), a única diferença sendo os valores de CaO um pouco mais elevados nos **DAC**. Estes distinguiram-se de dacitos-riolitos **FII** de CONDIE (1981) em função de suas menores porcentagens em FeO_t , MgO e CaO, e maiores de Na_2O e K_2O . Similarmente, os chamados *TTDs* (*Tonalitos-Trondhjemitos-Dacitos*) (DRUMMOND & DEFANT, 1990) são praticamente idênticos aos **DAC**, exceto pelo leve enriquecimento em K_2O e maior razão K_2O/Na_2O destes últimos. Estatisticamente, as vulcânicas félsicas da Finlândia (BLAIS, 1989), os gnaisses cinza tonalíticos - trondhjemiticos arqueanos da Finlândia (MARTIN, 1987) e os **THJ** da região de Rio Maria (MEDEIROS, 1987) são geoquimicamente similares aos **DAC**. Na região de Rio Maria, o **GDrms** (MEDEIROS, 1987; MEDEIROS & DALL'AGNOL, 1988) distinguiu-se dos **DAC** por ter maiores FeO_t , MgO, CaO e K_2O/Na_2O .

Os elementos em traços (Tabela 8.4) revelaram comparativamente o seguinte: (i) os **DAC** são mais ricos em Sr e Ba e mais pobres em Zr do que os riolitos **FI**; (ii) os dacitos-riolitos **FII** têm mais Y, Zr e Ba e menos Sr; (iii) os *TTDs* têm menores Ba e Rb/Sr, e as vulcânicas félsicas da Finlândia, menos Sr e maiores Y, Zr e Rb/Sr.

b. Elementos Terras Raras (TR)

Os TR permitiram uma comparação mais refinada dos **DAC** com rochas similares de outras partes do mundo (Figura 8.13). Em termos das razões $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ e $(La/Yb)_N$ e de anomalias em Eu, os riolitos **FI** e os *TTDs* foram os que mais se aproximaram da média dos **DAC**. As metavulcânicas félsicas da Finlândia e os riodacitos-riolitos **FII** são mais ricos em TRP e mais fracionadas em TRL, enquanto os gnaisses cinza da Finlândia possuem maior fracionamento global de TR.

8.3. MECANISMO PETROGENÉTICO

8.3.1. Determinação do Mecanismo Petrogenético

8.3.1.1. Introdução

Dentre os processos petrogenéticos modificadores da composição química de rochas magmáticas, a fusão parcial e a cristalização fracionada são os mais frequentes (COX *et al.*, 1979). Na cristalização fracionada, o processo de diferenciação se traduz pela separação de cristais a partir de um líquido. Quando este mecanismo é eficaz, os cristais formam cumulos, sem vestígios do líquido residual. Todavia, em função de fenômenos tais como convecção e mistura em câmaras magmáticas e contrastes de densidade e de viscosidade entre cristais e líquido,

não há formação de cumulados verdadeiros (COX *et al.*, 1979; WILSON, 1989). As rochas observadas correspondem, então, a uma mistura de diferentes proporções de minerais cumuláticos e líquido residual, tornando difícil distinguir entre a cristalização fracionada e a fusão parcial com base apenas em dados petrográficos.

Normalmente, os elementos maiores não são decisivos na solução do problema. Um "trend" geoquímico pode ser devido tanto à cristalização fracionada como à coexistência de diversos magmas que se submeteram a processos de fracionamento. Uma técnica eficaz para distinguir o mecanismo predominante consiste no estudo de elementos em traços, correlacionando-se um incompatível com outro compatível (HANSON, 1978). Três equações regem o comportamento desses elementos:

$$C^l = C_o / (D + F(1 - D)) \quad (8.1)$$

para a cristalização ou fusão parcial em equilíbrio (SHAW, 1970),

$$C^l = (C_o / D)(1 - F)(1 / D - 1) \quad (8.2)$$

para a fusão fracionada (SHAW, 1970),

$$C^l = C_o F(D - 1) \quad (8.3)$$

para a cristalização fracionada (RAYLEIGH, 1896), sendo C_o a concentração do elemento na fonte (líquido magmático ou rocha fonte), C^l a concentração do elemento no líquido diferenciado ou anatético, F a fração em peso do líquido ou fusão em relação à fonte, e D o coeficiente de partição global do elemento entre o cumulado (ou resíduo) e o líquido.

A fusão fracionada implica que o líquido imediatamente após gerado se separa do resíduo refratário, instalando-se em uma câmara magmática. Este processo talvez seja o mais

realístico, pois com apenas 0,1% de fusão parcial um magma já pode ser extraído de sua fonte, sofrendo, então, fusões polibáricas durante a ascensão (McKENZIE & BICKLE, 1988). A cristalização em equilíbrio requer um reequilíbrio completo entre as fases cumuláticas e o líquido residual, o que parece ser fisicamente incomum (COX *et al.*, 1979; HANSON, 1980). Tendo em vista a menor dificuldade de modelamento matemático, apenas dois processos de diferenciação são considerados, a cristalização fracionada e a fusão parcial em equilíbrio (ARTH, 1976; HANSON, 1978). Para elementos incompatíveis ($D < 1$), praticamente não há diferença de comportamento entre estes dois mecanismos. Contudo, para os elementos compatíveis ($D > 1$), o resultado é bem distinto.

Em um diagrama log (compatível) vs. log (incompatível), é possível visualizar o processo dominante. Utilizando propriedades do logaritmo às equações (8.2) e (8.3) para um elemento compatível (A) e outro incompatível (B), obtém-se o seguinte (HANSON, 1978, p. 29 e 30; MARTIN, 1990).

Na cristalização fracionada,

$$\log(C_A^l) = ((D_A - 1)/(D_B - 1)) \log(C_B) + \log(C_{0A}) - ((D_A - 1)/(D_B - 1)) \log(C_{0B}), \quad (8.4)$$

ou seja, tem-se a equação de uma reta $Y = aX + b$. Como $D_A \gg 1$, então $(D_A - 1) \gg 1$; do mesmo modo, como $D_B = 0$, então $(D_B - 1) = -1$. Segue-se que a inclinação a da reta é forte e negativa.

Na fusão parcial em equilíbrio,

$$\log C_A^l = ((D_B(1 - D_A)/(D_A(1 - D_B))) \log(C_B^l) + \log C_{0A} + \log(1/D_A) - ((D_B(1 - D_A)/(D_A(1 - D_B)))) \log(C_{0B}/D_B), \quad (8.5)$$

ou seja, tem-se novamente a equação de uma reta $Y = aX + b$, com inclinação suave e negativa ($D_A \gg 1$ e $D_B = 0$), implicando $a = -D_B$, i.e., $a \leq 1$) (Figura 8.15).

Portanto, o estudo de elementos em traços constitui um complemento adequado às observações petrográficas e geoquímicas obtidas com elementos maiores, permitindo a determinação do mecanismo de diferenciação predominante. Este método é puramente qualitativo, não significando qualquer consideração sobre a composição da fonte ou do magma parental. Na aplicação das fórmulas, é necessário conhecer: (i) os elementos mais compatíveis e mais incompatíveis; (ii) porcentagens relativas das fases fracionadas (ou residuais), inclusive minerais acessórios; (iii) coeficientes de partição das fases de (ii).

8.3.1.2. Aplicação às Metavulcânicas em Estudo

Inicialmente, procedeu-se à determinação dos elementos compatíveis e incompatíveis, usando MgO como índice de diferenciação em **UM**, **BAS** e **GB**, e SiO₂ em **DAC**. Os diagramas mais representativos encontram-se na Figura 8.14.

Nas **UM**, além de Ni, também comportaram-se como compatíveis Co, Cr e Y, sendo incompatíveis Sr, Zn, Zr e Cu. Em **BAS** e **GB**, foram compatíveis Ni e Cr, e incompatíveis Co, Zr, Ba, Th, Ga e Rb; tiveram comportamento irregular ou ligeiramente incompatível U, V e Zn; o Sc foi compatível em **GB** e incompatível em **BAS**. Em **DAC**, foram compatíveis V, Ni, Y, Sc, Zr, Sr, Cr, Ba, Cu, Zn, Th, U e Σ TR; o Rb teve um comportamento algo irregular, sendo, todavia, o único que se aproximou do caráter incompatível.

Na Figura 8.15, encontram-se os diagramas de elementos compatíveis vs. incompatíveis para as séries geoquímicas em lide. Notaram-se dispersões nos diagramas Ni vs. Zn e Ni vs. Zr em **UM** dos "greenstones" Seringa e Identidade, novamente sugerindo desequilíbrio. A irregularidade de Rb, Ba e Sr em **BAS**, **GB** e **DAC**, provavelmente se deveu à perturbações por processos sin- a pós-extrusão / intrusão e metamórficos. Isto dificultou a definição dos elementos

compatíveis e incompatíveis. Porém, de modo geral, a evolução pode ser interpretada como essencialmente por cristalização fracionada, principalmente nos casos de **BAS/GB** e **DAC**.

8.3.2. Caracterização Qualitativa do Fracionamento Magmático

8.3.2.1. Metaultramáficas

A Figura 8.16 mostra diagramas de Harker dos "greenstones" Identidade e Seringa. Há evidências de modificações químicas em praticamente todos os diagramas. De maneira bastante aproximada, pode-se dizer, contudo, que com a diferenciação, teve-se o aumento em SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O e TiO_2 , e diminuição em MgO e P_2O_5 . As variações mais importantes foram em SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e CaO . Em função de suas baixas quantidades (<0,5% em peso), MnO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 foram desprezados. Os padrões da Figura 8.16 sugeriram o fracionamento de minerais ricos em MgO e deficientes em SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e CaO , o que seria proporcionado pela cristalização de Mg -olivina.

O diagrama $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$, onde tem-se empobrecimento em MgO mantendo-se a razão $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ praticamente constante (Figura 8.6), fortaleceu a hipótese de fracionamento de Mg -olivina e descartou, em princípio, o fracionamento concomitante de clinopiroxênio (ARNDT *et al.*, 1977). Este mineral foi fundamental apenas na evolução dos toleítos (mesma figura).

Estudos petrológicos (ARNDT *et al.*, 1977; NISBET *et al.*, 1977) e experimentais (ARNDT, 1976) revelaram que, de fato, o único mineral de "liquidus" em magmas komatiíticos com $\text{MgO} > 20\%$ (base anidra) é a olivina. Para lavas com $15\% < \text{MgO} < 20\%$, o clinopiroxênio tornou-se importante como fase de "liquidus", controlando a diferenciação juntamente com olivina (NISBETT *et al.*, 1977). A fusão experimental a 1 atm de um komatiito natural com 25% MgO (ARNDT, 1976; ver síntese em HILL *et al.*, 1990) mostrou que a forsterita começou a cristalizar a 1520°C , permanecendo até 1340°C como a única fase de "liquidus", quando, então, iniciou a

cristalização de cromita. O segundo silicato a se formar foi o clinopiroxênio a 1180°C. Entre esta temperatura e o "solidus" efetivo (1150°C), ocorreu a estabilização do plagioclásio. A amostra estudada por ARNDT (1976) apresentou teores de MgO (25,1%), Al₂O₃ (7,5%) e TiO₂ (0,39%) comparáveis às UM em lide, sendo porém menos silicosa (SiO₂=45,4%), mais rica em Na₂O (0,73%) e em Fe₂O₃t (14,34%), com CaO intermediário (7,4%) entre os "greenstones" Identidade (5,45%) e Seringa (8,74%). A comparação de dados químicos da área em foco com tais estudos petrológicos e experimentais, sugeriu que a fase de "liquidus" mais importante dos komatiitos de Identidade e Seringa foi a olivina.

O comportamento compatível de alguns elementos em traços (Cr, Ni, Co, Y) permitiu confirmar a hipótese acima, bem como acrescentar alguma outra fase acessória na diferenciação. A presença de minerais opacos, com relíquias de texturas magmáticas (euédricos quadráticos ou dendríticos), sugeriu o espinélio cromitífero (cromita). A sua cristalização depende do teor original em Cr, da temperatura e da fO_2 do magma. Na maioria das suites komatiíticas, o primeiro aparecimento de cromita se dá após a olivina e entre 1390 e 1340°C, onde coexistem um magma com MgO=19% e olivina Fo₉₀₋₉₂ (ARNDT, 1976; MURCK & CAMPBELL, 1986). A saturação do magma em Cr ocorre, nesta temperatura, a 2040 ppm Cr (=0,3% Cr₂O₃), decrescendo com a diminuição de temperatura. Com duas exceções (6 e 516, Tabela 8.1), onde Cr é de aproximadamente 1500 ppm, teve-se o teor de Cr superior a 2500 ppm, tornando provável a supersaturação do magma komatiítico em Cr. Assim, a cromita deve ter participado do fracionamento. Isto contribuiria para o decréscimo em FeO, Al₂O₃ e MgO com a diferenciação. A cromita também acomodaria pequenas quantidades (<0,2%) de SiO₂, TiO₂, MnO e CaO (DEER *et al.*, 1983). Cromitas de komatiitos naturais podem conter até 0,96% MnO, 14,0% Fe₂O₃, 15,0% Al₂O₃, 0,69% TiO₂ e 56,2% Cr₂O₃ (ARNDT *et al.*, 1977, p. 339).

Com respeito ao Ni, o principal mineral responsável pelo seu comportamento compatível é a olivina. Análises químicas de olivinas de komatiitos mostraram elevadas quantidades de Ni (2000-4350 ppm ou 0,26-0,55% NiO), além de Cr (até 1770 ppm) e menos que

0,23% de CaO (ARNDT *et al.*, 1977; ARNDT, 1986). Traços de MnO, Fe₂O₃ e Y também podem entrar na estrutura da olivina (DEER *et al.*, 1983).

Quando presentes, os piroxênios controlam o fracionamento de parte dos elementos maiores e daqueles em traços. SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, TiO₂ e Cr₂O₃ são retidos em clinopiroxênio (ARNDT *et al.*, 1977) e SiO₂, Fe₂O_{3t}, MgO, Cr₂O₃, Al₂O₃ e MnO em ortopiroxênio (ARNDT *et al.*, 1979). O fracionamento destes minerais deixaria o líquido residual empobrecido em SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, TiO₂ (clinopiroxênio) e MnO (ortopiroxênio), o que não se verificou nos diagramas de Harker (Figura 8.16). O comportamento irregular ou algo incompatível de V e Sc é coerente com a ausência de clinopiroxênio como fase fracionada (FREY *et al.*, 1974; PASTER *et al.*, 1974). Concluiu-se, então, pela pouca expressividade dos piroxênios como fases fracionadas importantes na diferenciação das UM. A olivina seria responsável, assim, pelo padrão de diferenciação geral com respeito aos elementos maiores e, em associação com cromita, de Ni e Cr.

8.3.2.2. Metabasaltos e Metagabros

A Figura 8.17 contém diagramas de Harker para **BAS** e **GB**, usando-se MgO como índice de diferenciação. A evolução decorreu com o aumento de Fe₂O_{3t}, TiO₂ e K₂O, o último mais pronunciado em **BAS**, e diminuição em CaO. SiO₂, Al₂O₃ e P₂O₅ cresceram sutilmente, enquanto Na₂O foi muito variável, não definindo um "trend" claro.

Basaltos toleíticos de baixo K são característicos de cadeias meso-oceânicas (*MORB*), e apresentam como fenocristais olivina ± Mg- ou Cr-espínélio, ou plagioclásio + olivina + augita (WILSON, 1989). Via de regra, em séries toleíticas modernas, o fracionamento ocorre a baixas pressões, sendo controlado essencialmente por Ca-plagioclásio (An₆₃₋₇₉) e, subordinadamente, por Mg-olivina (Fo₇₅₋₉₀), clinopiroxênio (diopsídio-augita), ilmenita e/ou Ti-magnetita e cromita (GREEN & RINGWOOD, 1967; FREY *et al.*, 1974; BRYAN *et al.*, 1976; HARRIS, 1983; MÜHE *et al.*, 1991). A olivina é a fase de "liquidus" (cerca de 1340°C) em

olivina toleítos e álcali-olivina basaltos, sendo a magnetita acessória (GREEN & RINGWOOD, 1967). O plagioclásio é a segunda fase a aparecer em olivina toleítos (1260°C), cristalizando o clinopiroxênio a temperaturas um pouco menores (1220°C) (GREEN & RINGWOOD, 1967). Quartzo toleítos e olivina toleítos formam-se por fracionamento de olivina a pressões baixas (<10 kbar) e intermediárias (15-30 kbar), respectivamente (O'HARA, 1965; GREEN & RINGWOOD, 1967).

O padrão verificado para Al_2O_3 , Fe_2O_3t e TiO_2 foi interpretado em termos do fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio predominando sobre olivina, cromita e/ou Ti-magnetita (FREY *et al.*, 1974; WILSON, 1989). A diminuição de CaO é coerente com a cristalização precoce de plagioclásio e Ca-clinopiroxênio. No caso dos **GB**, titanita, biotita, quartzo e feldspato alcalino revelaram o enriquecimento relativo do líquido residual em SiO_2 , K_2O e TiO_2 . O caráter compatível de Ni, Cr, Sc (**BAS**) e Sr foi atribuído ao fracionamento de olivina (Ni, Cr), Cr-espinélio (Cr), plagioclásio (Sr) e clinopiroxênio (Sc, Cr).

O exposto permitiu sugerir o controle de Ca-plagioclásio, Ca-clinopiroxênio e Mg-olivina, com pouco espinélio (cromita, Ti-magnetita) na diferenciação de **BAS** e **GB**.

8.3.2.3. Metadacitos

A Figura 8.18 mostra diagramas de Harker tendo SiO_2 como índice de diferenciação. Os "trends" indicados foram condicionados geralmente pela amostra 381 e, por vezes, 352B. No caso de Fe_2O_3t , CaO, Na_2O e K_2O , não se teve um "trend" claro para as amostras com $SiO_2 > 68\%$. Já no caso de Al_2O_3 , MgO, TiO_2 e P_2O_5 , os "trends" são bem marcados. Isto refletiria a maior mobilidade dos primeiros elementos durante o resfriamento magmático e/ou metamorfismo. A evolução se deu com forte empobrecimento em Fe_2O_3t , MgO e CaO, e enriquecimento em Na_2O . TiO_2 e P_2O_5 decresceram rapidamente no início e depois lentamente. O Al_2O_3 aumentou ligeiramente. Em alguns diagramas, a amostra 352B destacou-se por ser mais enriquecida em Fe_2O_3t , MgO e K_2O . Em comparação com outras menos evoluídas,

352B distinguiu-se por ter menos fenocristais de quartzo e maior quantidade de biotita e titanita em nódulos máficos (Tabelas 5.4 e 5.5). Isto pode significar que 352B contém cumulados máficos em parte recristalizados ou foi afetada por metassomatismo durante a intrusão de metagranitóides. Diferentemente de 381, não se encontrou hornblenda em 352B, fato sugestivo de que, mesmo plotando na porção menos evoluída dos diagramas de Harker, ela deve ser considerada à parte. Uma outra alternativa é que 352B seja uma fácies hipabissal do **GDr**m, sem relação com os **DAC**.

Os "trends" de Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 são semelhantes àqueles de séries cálcio-alcálicas, tanto metavulcânicas (BLAIS, 1989), como metaplutônicas (GRAVIOU, 1984; MARTIN, 1985, 1987; QUERRÉ, 1985; STERN & HANSON, 1991), independente de serem arqueanas ou modernas (BAGBY *et al.*, 1981; WILSON, 1989; DEFANT *et al.*, 1991). Todavia, o enriquecimento em Al_2O_3 contrastou com o "trend" clássico dessas séries (MARTIN, 1987).

Os modelos de evolução petrológica de séries cálcio-alcálicas consideram o processo de diferenciação por fracionamento predominantemente de plagioclásio > hornblenda, com quantidades acessórias de biotita, magnetita, ilmenita, titanita, clinopiroxênio, apatita e K-feldspato (GRAVIOU, 1984; MARTIN, 1985, 1987; QUERRÉ, 1985). Plagioclásio, hornblenda, titanita e/ou Ti-magnetita e apatita parecem controlar os "trends" de diferenciação dos **DAC**. Em concordância com esta hipótese, a amostra menos evoluída (381) contém abundantes fenocristais de titanita (Tabela 5.4) e nódulos máficos ricos em hornblenda, opacos e titanita (Tabela 5.5).

A relativa colinearidade dos pontos na maioria dos diagramas de Harker sugeriu que a composição modal dos minerais fracionados permaneceu relativamente constante durante a diferenciação (QUERRÉ, 1985; MARTIN, 1987). Porém, as curvaturas de TiO_2 e P_2O_5 indicaram uma certa variação nas proporções das fases acessórias cumuláticas (titanita e apatita) durante o fracionamento.

Estudos experimentais e teóricos mostraram que a diferenciação de séries cálcio-alcálicas foi controlada pelo fracionamento de hornblenda, tendo o magma primitivo alta $f\text{O}_2$ (cristalização precoce de magnetita), $\text{Na}_2\text{O} > 3,0\%$ e alta $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ (OSBORN, 1959; CAWTHORN

& O'HARA, 1976). O elevado teor em voláteis e a alta fO_2 , refletida em fenocristais de titanita (NAKADA, 1991) da amostra menos evoluída (381), é coerente com a evolução de séries cálcio-alcalinas.

O comportamento compatível de determinados elementos em traços deveu-se, em parte, ao fracionamento das fases principais (Eu e Sr - plagioclásio; Y - hornblenda). Contudo, foi necessária a cristalização de fases acessórias, tipo zircão (Zr, Th, U), magnetita (V, Cr, Ti, Zn) e, especulativamente, clinopiroxênio (V, Sc). Os padrões de TR puderam ser explicados por fracionamento ou retenção na fonte de minerais enriquecidos em TRP, tais como zircão e hornblenda (HANSON, 1980).

À título de comparação, vulcânicas félsicas riolíticas da Subprovíncia Wabigoon (Canadá) mostraram fracionamento de plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e, subordinadamente, apatita, zircão, alanita e óxidos de Fe e Ti a partir de riodacito (EDWARDS & HODDER, 1991). Em séries plutônicas cálcio-alcalinas completas (52-71% de SiO_2), o fracionamento precoce de fases anidras (clinopiroxênio, plagioclásio) conduziu ao aumento dos teores de H_2O no magma, propiciando a formação de hornblenda, seguida por biotita (GRAVIOU, 1984).

8.3.3. Quantificação do Fracionamento Magmático

8.3.3.1. Introdução

A partir do conhecimento qualitativo dos minerais envolvidos na diferenciação, foi possível determinar as proporções relativas de cada fase fracionada. Amostras pertencentes a uma série diferenciada apresentam, em diagramas de Harker, "trends" colineares contínuos, com pontos distribuídos entre as amostras menos (L_0) e mais (L_1) evoluídas, com o cumulado (C_g) na mesma reta de correlação.

Existem dois métodos para resolver o problema, com base em elementos maiores. O método gráfico (COX *et al.*, 1979) é aplicável a cumulados de até três minerais. Em um

diagrama de Harker, os pontos representativos dos minerais M_1 , M_2 e M_3 definem um polígono cujo baricentro (C_S) pertence à reta de correlação L_0 , L_1 e C_S . Conhecendo-se a composição química destes minerais, combinam-se estas equações e estabelecem-se as proporções relativas de cada mineral no cumulado.

O método algébrico consiste em determinar n fases minerais capazes de fracionar (M_1, M_2, \dots, M_n) a fim de obter um sistema de n equações a n incógnitas, cuja forma compacta é

$$X = \sum x_i y_i, \quad (8.6)$$

onde: X = componente químico analisado da rocha (ex. % em peso de SiO_2), x_i = % em peso de X no mineral i , y_i = % em peso do mineral i na rocha, com $\sum y_i = 100\%$ (WRIGHT & DOHERTY, 1970). A determinação de apenas um ponto satisfazendo a equação representa a composição do cumulado. A resolução do sistema é feita iterativamente, mudando-se a composição modal (e, portanto, química) do cumulado, até se obter o menor resíduo ($r = X_{\text{analisado}} - X_{\text{calculado}}$).

Devido à grande quantidade de equações e minerais envolvidos, os cálculos são muito trabalhosos. Para evitar tal inconveniente, diversos algoritmos são disponíveis para o método algébrico (BRYAN *et al.*, 1969; WRIGHT & DOHERTY, 1970), sendo um dos mais conhecidos o XLFRAC, escrito em FORTRAN IV (STORMER Jr. & NICHOLLS, 1978). Uma versão do XLFRAC, adaptada à linguagem BASIC, foi desenvolvida por H. Martin (então no CAESS, Universidade de Rennes I, França), sendo aqui empregada na modelização das séries magmáticas.

Para aplicar o XLFRAC, é necessário conhecer as composições dos magmas parental (L_0) e diferenciado (L_1), bem como as proporções relativas e composições das fases fracionadas. Na ausência de dados químicos de minerais das séries em lide, usaram-se composições da literatura. Representando L_0 e L_1 , assumiram-se as amostras menos e mais diferenciadas, respectivamente, de cada série.

O procedimento acima é eficaz no caso de pacotes komatiíticos de pequena espessura, onde comumente se encontram as fases cumuláticas (duníticas) (C_S), as diferenciadas (L_1) e o magma parental (L_0 = soma ponderada de cada fácies diferenciada) (ARNDT, 1986; BLAIS, 1989). Entretanto, sua aplicação é dificultada nos magmas básicos e, principalmente, félsicos. Nestes, a presença de correntes de convecção e a alta viscosidade do magma impedem a separação completa dos minerais cumuláticos, de modo que, na prática, o cumulado não é totalmente sólido e sim uma mistura de sólido e líquido (SHAW, 1965; GRAVIOU, 1984; SPARKS *et al.*, 1984; QUERRÉ, 1985). Como a mistura C_S+L_0 situa-se na reta de correlação $C_S-L_0-L_1$, então o cumulado calculado representa o verdadeiro sólido fracionado (MARTIN, 1990). Mesmo as amostras menos evoluídas (L_0) de **UM**, **BAS/GB** e **DAC** contêm fenocristais preservados (**DAC**) ou suas transformações (**UM**, **BAS/GB**), mostrando que elas não representam o líquido real, e sim uma mistura de cristais + líquido. Porém, como interessam apenas dois pontos da reta para o cálculo do cumulado, o procedimento é válido.

A determinação modal do cumulado a partir dos elementos maiores permitiu justificar os padrões gerais dos diagramas de Harker. A validade do modelo foi testada também para os elementos em traços e TR, utilizando-se as equações referidas no início do capítulo (equações 8.1 a 8.3), fazendo-se a escolha adequada dos coeficientes de partição. Para estes casos, usaram-se programas escritos em TURBO PASCAL, cedidos por H. Martin (CAESS, Universidade de Rennes I, França).

8.3.3.2. Aplicação a Metaultramáficas

O modelamento das **UM** foi dificultado pelo pequeno número de amostras ($n=3$ em Identidade) e, principalmente, pelas evidências de perturbação nas composições químicas originais dessas rochas, conforme demonstrado anteriormente. Isto impediu a escolha de L_0 e L_1 , necessários ao modelamento.

Apesar de tais problemas, foram feitos dois testes, tomando $L_0=148C$ (Identidade) e $L_1=1$ (Seringa) (1ª hipótese), e $L_0=6$ (Seringa) e $L_1=2$ (Seringa) (2ª hipótese). Em ambos os casos, obteve-se o seguinte: (i) taxa de cristalização muito elevada (70-96%) ou negativa (sem significado físico); (ii) necessidade se ter plagioclásio e ortopiroxênio > olivina no cumulado, ao contrário do esperado (discussão prévia); (iii) presença de alanita, zircão e titanita como acessórios, minerais inadequados em magmas komatiíticos.

Portanto, concluiu-se pela impossibilidade de determinar quantitativamente as fases cumuláticas, optando-se por assumir aquelas sugeridas na discussão teórica (item 8.3.2.1).

8.3.3.3. Aplicação a Metabasaltos e Metagabros

a. *Metabasaltos*

a.1. Elementos Maiores

Na Tabela 8.5 estão as composições de minerais usados no modelamento de cristalização fracionada de **BAS**, com os resultados na Tabela 8.6. Os cálculos basearam-se em análises sem P_2O_5 e com ou sem MnO , sendo L_0 (líquido inicial) correspondente à amostra 168 e L_1 (líquido diferenciado) igual a 478.

Diversos testes foram realizados com diferentes combinações de plagioclásio (An56-72), clinopiroxênio, olivina, ortopiroxênio, magnetita e ilmenita. Clinopiroxênio e plagioclásio predominaram amplamente, os dois somando entre 86 e 99% do cumulado; magnetita, olivina e ilmenita ficaram como acessórios. Os resíduos variaram entre 0,73 e 1,94, e a taxa de cristalização, entre 18% e 43%. Do conjunto de resultados obtidos, o cumulado de menor resíduo denominou-se **CUMBAS** (Tabela 8.6). Quimicamente, o **CUMBAS** é um basalto toleítico diferindo dos metabasaltos em foco pelos menores teores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 e maiores de MgO , CaO e TiO_2 (comparar Tabelas 8.3 e 8.6).

a.2. Elementos Terras Raras (TR) e Outros em Traços

Neste ítem, utilizaram-se os coeficientes de partição da Tabela 8.7.

A Figura 8.19.A mostra os espectros de TR de amostras correspondentes aos líquidos original ($L_0=168$) e diferenciado ($L_1=478$), e os líquidos L_1' resultantes do fracionamento do **CUMBAS**. Os padrões de L_1' são similares aos de L_1 , distinguindo-se pelo fracionamento de TRP ligeiramente menor dos L_1' , dentro do intervalo de 40% a 20% de cristalização.

As formas e o relativo paralelismo dos espectros L_1 e L_1' corroboraram o modelo de cristalização fracionada para os TR. A pequena discrepância concernente aos TRP estaria ligada a outros processos que não a cristalização fracionada, ou, alternativamente, à escolha indevida dos coeficientes de partição. Apesar de necessitar de um ligeiro ajuste nos TRP, o padrão de líquidos teóricos L_1' foi razoavelmente bom e petrologicamente coerente. O modelo obtido também se mostrou adequado em termos da composição em outros elementos em traços, havendo uma certa discrepância apenas com respeito a Ni e Cr (Tabela 8.8). Por isto, assumiu-se o cumulado **CUMBAS** como o mais correto.

b. *Metagabros*

A continuidade de amostras de **GB** e **BAS** em vários diagramas geoquímicos (ítem 8.2) sugeriu processos similares na gênese e evolução de ambos. Em particular, considerou-se, aqui, a hipótese dos **GB** derivarem do magma basáltico por cristalização fracionada. Para testar tal hipótese, tomou-se o **BAS168** como sendo o líquido inicial (L_0), e o **GB123** como o líquido mais diferenciado (L_1). Os testes de elementos maiores basearam-se nas composições químicas da Tabela 8.5, enquanto os coeficientes de partição usados constam da Tabela 8.7. Os resultados estão na Tabela 8.9.

Determinou-se um cumulado (**CUMGB**) constituído por plagioclásio (An72), clinopiroxênio e olivina, somando de 92 a 100%, com quantidades subordinadas de magnetita,

apatita, cromita e ilmenita. O resíduo foi de 0,18, com taxa de cristalização de 48%. Este cumulado mostrou-se coerente a nível de TR, excetuando-se uma pequena anomalia negativa de Eu (Figura 8.20), e com parte dos outros elementos em traços (Tabela 8.10).

8.3.3.4. Aplicação a Metadacitos

a. Elementos Maiores

As composições químicas dos minerais usados no modelamento estão na Tabela 8.11. Elas foram compiladas de fenocristais em titanita dacitos dos Andes (NAKADA, 1991) e de DEER *et al.* (1983). Nos cálculos de cristalização fracionada, tomaram-se as amostras 381 e 178E como as menos (L_0) e mais evoluídas (L_1), respectivamente.

Diversos testes foram efetuados com diferentes proporções modais de plagioclásio (An60-50), clinopiroxênio, hornblenda, magnetita, biotita, quartzo, K-feldspato, titanita e apatita. Dentre vários modelos quantitativos, selecionaram-se dois cumulados (Tabela 8.12), sendo um (**CUMDAC1**) mais rico em minerais máficos, sem quartzo e sem K-feldspato, e outro contendo os dois últimos minerais (**CUMDAC2**).

O **CUMDAC1** apresentou plagioclásio (An60-50), hornblenda e clinopiroxênio como fases principais, e várias combinações de magnetita, biotita, titanita e apatita. Os resíduos (Σr^2) foram relativamente altos, variando de 1,42 a 1,98, com 17 a 19% de cristalização. Do conjunto de testes realizados, o mais representativo (**CUMDAC1**) encontra-se na Tabela 8.12. Teve-se, então, 17% de cristalização fracionada, a partir do líquido original ($L_0=381$), sendo o cumulado composto por plagioclásio (An60) (43,7%), clinopiroxênio (31,6%), hornblenda (15,5%), magnetita (8,2%) e titanita (1,0%).

O **CUMDAC2** mostrou diferenças nítidas em relação ao **CUMDAC1**, a saber (Tabela 8.12): menor Σr^2 (0,07), maior volume de cristalização (62%), presença de quartzo (28,6%) e K-feldspato (7,3%), e ausência de clinopiroxênio. Os outros minerais encontrados

foram plagioclásio (An50) (45,2%), hornblenda (8,1%), biotita (8,5%), magnetita (2,1%) e titanita (0,2%). A composição modal corresponde a um tonalito.

Estatisticamente, o **CUMDAC2** tem maior probabilidade de corresponder ao cumulado real dos **DAC**, já que a sua composição química é similar a das fácies máficas dos **DAC** (Tabelas 8.1 e 8.12). Por outro lado, o **CUMDAC1** possui uma composição química semelhante à média dos **BAS**, diferindo destes por ter Al_2O_3 e MgO um pouco maiores e CaO , Na_2O e K_2O mais baixos (mesmas tabelas), o que deixou antever a possibilidade de que parte dos enclaves basálticos sejam cumulados dos **DAC**.

b. Elementos Terras Raras e Outros em Traços

A Tabela 8.13 contém os coeficientes de partição utilizados, com os resultados obtidos na Tabela 8.14. A Figura 8.21 apresenta diagramas de TR de L_0 (381) e L_1 (178E) e dos líquidos diferenciados teóricos (L_1'), obtidos após a extração dos cumulados **CUMDAC1** e **CUMDAC2** a partir de L_0 . Os cumulados deduzidos a partir dos elementos maiores não conduziram a um bom ajuste entre líquidos diferenciados e L_1 . O **CUMDAC1** gerou um líquido com enriquecimento relativo e maior fracionamento de TRL, e com um bom ajuste dos TRP (Figura 8.21.A1). O **CUMDAC2** gerou um líquido residual (L_1') muito mais rico em TRL do que L_1 , com acentuada anomalia negativa de Eu, e relativamente enriquecido em TRP, apesar da similaridade dos padrões (Figura 8.21.B1).

O ajuste das curvas teóricas L_1' ao líquido L_1 demandou o fracionamento de minerais acessórios enriquecidos em TRL e, no caso do **CUMDAC2**, com anomalia negativa de Eu. Estas condições seriam satisfeitas por alanita, titanita e zircão (NAGASAWA, 1970; GREEN & PEARSON, 1986; SAWKA, 1988). Efetivamente, a adição de pequenas quantidade de tais minerais aos cumulados produz líquidos L_1' com melhores ajustes ao espectro L_1 (178E). Os dois cumulados exibiram uma resposta semelhante em termos de TRL, porém diferiram na anomalia de Eu, que foi positiva no **CUMDAC1** (comparar Figuras 8.21.A2 e B2). Em função do melhor

ajuste, sugeriu-se, então, que o fracionamento de **CUMDAC2**, modificado em termos de minerais acessórios, foi capaz de gerar o L_1 assumido. A porcentagem de cristalização fracionada situou-se entre 70 e 50%, sendo coerente com a média de 62% determinada pelos elementos maiores.

O modelo de TR foi confrontado ao de outros elementos em traços, cujos resultados estão na Tabela 8.14. Estes elementos não foram utilizados para impor limites ("constraints") ao modelamento de TR, servindo, todavia, para verificar a coerência do modelo (MARTIN, 1985). Os dois cumulados revelaram resultados semelhantes para os traços, tendo ambos as maiores discrepâncias com respeito a Ba, Zr e V (no **CUMDAC1**) e Rb (no **CUMDAC2**).

8.4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

8.4.1. Discussão

BAS e **GB** apresentaram padrões geoquímicos muito semelhantes entre si, com pequenas diferenças a nível de alguns elementos maiores e em traços. Ambos são toleítos de baixo K, com os **GB** tendo uma ligeira tendência de enriquecimento em Si, Ti e Fe e menos MgO, Ba, Cr e Sr. Deste modo, os minerais fracionados foram os mesmos (plagioclásio, olivina, clinopiroxênio, magnetita), diferindo nas proporções relativas. O amplo predomínio de clinopiroxênio e plagioclásio sugeriu que a cristalização transcorreu a baixas pressões (<10-15 kbar); acima de 15 kbar, a fase estável seria a granada (GREEN & RINGWOOD, 1967; THOMPSON, 1972).

O enriquecimento relativo dos **GB** em Th e U sugeriu a contaminação por uma crosta continental já estabilizada ou, então, eles procederam de uma fonte previamente enriquecida pela extração de um líquido basáltico empobrecido naqueles elementos. A proporção

relativamente baixa de olivina (<9%) e a presença de magnetita ($\pm 5\%$) nos cumulos de **BAS** e **GB** sugeriram que a fO_2 permaneceu alta e constante durante o fracionamento (OSBORN, 1959).

Os **DAC** mostraram características de elementos maiores e TR de séries cálcio-alcálicas. Os padrões possuem um forte fracionamento de TR e anomalia de Eu fraca ou ausente, distinguindo-os de **UM** e **BAS/GB**. O "trend" de diferenciação foi explicado pelo fracionamento de fases hidratadas (hornblenda, biotita) e anidras (plagioclásio, quartzo, K-feldspato, magnetita), com alguns acessórios influenciando os padrões de TR e outros elementos em traços (zircão, alanita, titanita). Um cumulado deste tipo ou similar tem sido admitido para explicar a evolução de magmas cálcio-alcálicos cristalizados sejam como rochas plutônicas (MARTIN, 1985, 1987; HANSON, 1991; RAPP, 1991), sejam como rochas vulcânicas (DEFANT *et al.*, 1991; EDWARDS & HODDER, 1991).

A hornblenda é um mineral particularmente importante na evolução de magmas cálcio-alcálicos, sendo estabilizada como mineral de "liquidus" quando o magma tem acima de 3% de Na_2O ($P_{H_2O}=5$ kbar), sendo responsável pelo "trend" de empobrecimento em Fe no diagrama **A-F-M** (CAWTHORN & O'HARA, 1976). A alta P_{H_2O} do magma, responsável pela cristalização de hornblenda e biotita, induz a elevada fO_2 , permitindo a cristalização de magnetita (OSBORN, 1959) e titanita (NAKADA, 1991). Plagioclásio (labradorita-andesina), biotita, hornblenda e quartzo são os minerais encontrados em suites cálcio-alcálicas plutônicas máficas a félsicas que sofreram processos de "mingling" (ZORPI *et al.*, 1991). Mesmo em enclaves máficos, quartzo (como xenocristal) ocorre com borda de reação de biotita e hornblenda (ZORPI *et al.*, 1991).

De acordo com os dados atualmente conhecidos e os modelamentos preliminares, pareceu bem definido que o mecanismo petrogenético dominante em todas as séries investigadas foi a cristalização fracionada. Apenas no caso de **UM** não foi possível testar o modelo teórico. Diversas hipóteses podem justificar tal comportamento: (a) escolha inadequada dos coeficientes de partição (GREEN *et al.*, 1975), que, naturalmente, são muito difíceis de determinar para magmas de altas temperaturas (komatiitos); (b) modificação dos espectros de TR por efeito de

alteração e/ou metamorfismo (BESWICK, 1983; TOURPIN *et al.*, 1991); (c) escolha incorreta dos líquidos L_0 e L_1 ; (d) contaminação crustal concomitante à cristalização fracionada (ou AFC; DEPAOLO, 1981); (e) atuação de outros mecanismos de diferenciação (cristalização em equilíbrio, misturas de magmas); (f) não cogeneticidade entre as amostras, especialmente das **UM**.

8.4.2. Conclusão

- 1- Identificaram-se três séries geoquímicas, sendo a mais precoce de afinidade komatiítica (metaultramáficas - **UM**), a intermediária, toleítica de baixo K (metabasaltos - **BAS** e metagabros - **GB**) e a mais jovem, cálcio-alcalina (metadacitos - **DAC**).
2. **BAS**, **GB** e **DAC** evoluíram predominantemente por cristalização fracionada, porém restaram dúvidas com respeito a **UM**.
3. A análise de espectros de TR mostrou que pequenas quantidades de fases acessórias (zircão, alanita, titanita) devem ter feito parte do cumulado de **DAC**.
4. Em **BAS** e **GB**, a pequena discordância entre os resultados teóricos e os esperados pode ser devida à escolha inadequada dos coeficientes de partição, ou das composições de L_0 e L_1 ou, para certos elementos, causadas por modificações durante a extrusão e/ou metamorfismo.

9. GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

9.1. INTRODUÇÃO E METODOLOGIA

Amostras de metadacitos (**DAC**), metabasaltos maciços (**BAS**) e diques riolíticos (**RIOL**) foram selecionadas para a aplicação dos métodos Rb/Sr e Pb/Pb (localização no anexo B6). O primeiro foi feito em rocha total de **DAC** (n=9) e **RIOL** (n=6) e em mica branca de blastomilonito de protólito leucogranítico (n=2). O segundo foi aplicado em **DAC** (n=5) e **BAS** (n=7).

Os objetivos principais foram: (1^o) obter a(s) idade(s) de intrusão / extrusão e/ou metamorfismo; e (2^o) discutir as razões isotópicas. Estes dados foram confrontados aos de outras unidades a nível regional, procurando-se definir limites ("constraints") para as hipóteses de evolução do "greenstone" Identidade.

Embora em pequeno número, as análises geocronológicas e isotópicas Rb/Sr e Pb/Pb do "greenstone" em lide têm grande importância por serem as primeiras tentativas de aplicação desses métodos efetuadas em "greenstones" da porção SE do cráton Amazônico. No "greenstone" Lagoa Seca (Figura 2.1), citam-se recentes idades U/Pb em zircões de metagrauvas (MACAMBIRA, 1992).

Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Centro de Geociências (CG) da UFPA. A metodologia Rb/Sr encontra-se em rotina no LGI desde 1986, sendo descrita por GASTAL *et al.* (1987) e MACAMBIRA *et al.* (1990a). As isócronas foram calculadas de acordo com YORK (1969) e WILLIAMSON (1968), utilizando-se a constante de desintegração $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977).

O método Pb/Pb apresenta-se em fase de implantação no LGI, com resultados já confirmados em metagranitóides arqueanos (maciço Mata Surrão), granulitos (Complexo Pium) e

granitos anorogênicos (maciço Velho Guilherme) (RODRIGUES *et al.*, 1992; LAFON *et al.*, 1994). A metodologia usada encontra-se descrita em RODRIGUES *et al.* (1992) e LAFON *et al.* (1994). Utilizaram-se as constantes de desintegração $\lambda_1^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e $\lambda_2^{235}\text{U} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$, sendo a isócrona calculada segundo YORK (1969) e LUDWING (1980). O parâmetro μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) foi calculado a partir da interseção da curva de evolução da Terra (em um único estágio) com a isócrona obtida.

As informações aqui discutidas foram determinadas por bolsistas de iniciação científica (Rb/Sr, Cléris R. Sachett) e de mestrado (Pb/Pb, Elizabeth Rodrigues), orientadas pelo professor Jean-Michel Lafon (LGI-CG/UFPA).

9.2. RESULTADOS PELO MÉTODO Rb/Sr

9.2.1. Metadacitos do "Greenstone" Identidade

Nove amostras de **DAC** foram analisadas em rocha total (Tabela 9.1). Uma isócrona com todos os pontos apresentou uma idade de $2498 \pm 92 \text{ Ma}$ (1σ), com razão isotópica inicial R_0 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = $0,7025 \pm 0,00047$ e MSWD = 4,65. Eliminando-se a amostra 178Z, obteve-se um melhor alinhamento (MSWD = 1,43), menor R_0 ($0,70219 \pm 0,00029$) e idade mais elevada, porém com menor desvio ($2579 \pm 58 \text{ Ma}$, 1σ) (Figura 9.1). Admitiu-se, então, a última isócrona como a mais adequada para os **DAC**.

A idade calculada de $2579 \pm 58 \text{ Ma}$ para os **DAC** certamente não corresponde a da cristalização. Isto ficou bem claro pelo fato das intrusões metagranitíoides ocorrerem a cerca de 2,88 Ga (MACAMBIRA, 1992; LAFON *et al.*, 1994). Por outro lado, a hipótese de que o metamorfismo e a deformação principal arqueana impressa no "greenstone" foi sincrônica a tardia àquele plutonismo (caps. 6 e 7) descartou, a priori, a correlação da idade acima com um evento

tectonometamórfico expressivo a 2,60 Ga. Portanto, a alternativa mais adequada aqui assumida foi a reabertura do sistema isotópico Rb/Sr por um episódio térmico ao final do Neoarqueano.

De acordo com a discussão supra, a razão isotópica inicial (R_0) do Sr não permitiu tecer suposições sobre o tipo de fonte. A isócrona obtida deve estar rotacionada. Razões isotópicas variadas, inclusive a nível de um mesmo afloramento (exs. amostras 178E e 178Z), seriam explicadas por diferenças de granulação dos DAC, sendo a difusão do Sr mais fácil na matriz fina.

9.2.2. Leucogranitos em Zonas de Cisalhamento

Foram analisadas micas brancas de blastomilonito em zona de cisalhamento afetando leucogranito do contato SE do "greenstone" (amostra 430G). Obtiveram-se as razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 57,48910 \pm 1,30060$ (1σ) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 2,314152 \pm 0,001030$ (1σ). A partir destas informações, calculou-se a idade do último evento que afetou o mineral em questão, através do rearranjo da equação geral de decaimento do Rb (eqs. 8.3. e 8.5 de FAURE, 1986, p. 119 e 120). Para tanto, estimou-se uma composição inicial R_0 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) da época em que o mineral teria se formado. Considerando que o protólito leucogranítico seria de idade Arqueana, assumiu-se $R_0 = 0,702$. Com tal R_0 , calculou-se uma idade de 1948 ± 45 Ma (1σ). Esta não mudou muito com R_0 diferente. Por exemplo, se $R_0 = 0,740$, a nova idade seria de 1902 ± 44 Ma.

A mica branca analisada foi uma muscovita IM, com dados de difração de raios-X indicando alteração para caolinita IMd. Isto implica lixiviação de K (WINCHEL, 1951) e conseqüente perda de Rb (e Sr radiogênico), o que é coerente com a paragênese dessas micas, que inclui sulfetos, minerais opacos oxidados e biotita fina descolorida (cap. 5). Sugeriu-se, então, que as idades em torno de 1,9 Ga correspondem a um evento pós-milonítico, relacionado ao aporte de fluidos hidrotermais em zonas de cisalhamento.

9.2.3. Diques Riolíuticos

Foram analisadas 6 amostras em rocha total (Tabela 9.2). O diagrama isocrônico (Figura 9.2) incluiu 2 amostras de riolito fino (307, 320B), 2 de riolito médio (33A, 185) e 2 de riolito grosso (111, 379). Todos são porfiríticos, isotrópicos, diferindo na proporção relativa entre matriz e fenocristais e na granulação da matriz. As texturas primárias estão preservadas, sendo os intercrescimentos granofirico e micrográfico mais frequentes nos tipos médios a grossos.

A isócrona forneceu uma idade de 1579 ± 73 Ma (1σ), com $R_0 = 0,72551 \pm 0,01252$ (1σ) e $MSWD = 2,84$. Os riolitos grossos não se alinharam perfeitamente na isócrona, sendo a idade controlada pela amostra 379. A distância dos pontos em relação a origem provocou um desvio significativo no valor de R_0 .

9.3. RESULTADOS PELO MÉTODO Pb/Pb

9.3.1. Metabasaltos

A Tabela 9.3 contém as análises efetuadas em 7 amostras de metabasaltos. No diagrama isocrônico (Figura 9.3), os pontos não definiram um bom alinhamento, impossibilitando a correta determinação da idade. A maioria das amostras não apresentou uma variação ampla das razões isotópicas. Por outro lado, os pontos 56B e 57A, mesmo com duplicação das análises, mostraram resultados analíticos idênticos, descartando erros de laboratório. Como as amostras 56B e 57A procederam de zona de cisalhamento de contato, elas podem ter sofrido contaminação isotópica em função dos efeitos da intrusão do granodiorito Rio Maria, o qual é normalmente mais enriquecido em U e Pb. Estas duas amostras praticamente controlaram a inclinação da isócrona, tornando pouco seguras as idades obtidas.

Utilizando-se todas as amostras, obteve-se uma idade de 3407 ± 109 Ma (1σ), $MSWD = 7,97$ e $\mu_1 = 9,6 \pm 1,44$ (1σ) (Figura 9.3). Eliminando-se a amostra 56B, determinou-se uma idade de 3574 ± 39 Ma (1σ). Porém, excetuando-se a amostra 57A, a idade passou a ser de 3246 ± 95 Ma (1σ).

Em princípio, não se encontraram critérios decisivos para explicar a dispersão dos pontos na isócrona Pb/Pb. É possível que tenham atuado processos de alteração hidrotermal e/ou metamorfismo subseqüentes e/ou posteriores a extrusão / intrusão dos metabasaltos (DUPRÉ *et al.*, 1984; DUPRÉ & ARNDT, 1990). Isto levaria a perdas ou ganhos de U (AUMENTO, 1971; MacDOUGALL, 1973) e de Pb (DUPRÉ *et al.*, 1984), modificando as razões isotópicas.

9.3.2. Metadacitos

A Tabela 9.4 contém as análises efetuadas em 5 amostras de metadacitos. Os pontos definiram uma isócrona com alto desvio na idade (2944 ± 88 Ma, 1σ), $MSWD$ alto (31,5) e $\mu_1 = 8,2 \pm 0,7$ (Figura 9.4).

Petrográfica e quimicamente, os metadacitos estudados não apresentaram grandes diferenças. As amostras variaram apenas na intensidade de alteração de feldspatos (epidotização, carbonatização, sericitização), biotita (cloritização) e hornblenda (biotitização, cloritização). A recristalização metamórfica superimposta afetou principalmente a matriz, ficando preservadas as texturas porfiríticas e traquitóides. Portanto, a dispersão dos pontos na isócrona pode ser devida à alteração sin- a pós-intrusão e/ou metamorfismo, que, pelo visto, não rehomogeneizaram completamente o sistema Pb/Pb.

9.4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

9.4.1. Dados Rb/Sr

9.4.1.1. Metadacitos

As datações Rb/Sr de ortognaisses do embasamento e de metagranitóides (granodioritos, trondhjemitos, leucogranitos) da região de Rio Maria, indicaram idades entre 2680 e 2528 Ma (MONTALVÃO *et al.*, 1984, 1988; GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1988, 1990c, 1991; LAFON & MACAMBIRA, 1990; LAFON *et al.*, 1990b, 1991; DUARTE *et al.* 1991). Todavia, ortognaisses tonalíticos e o granodiorito Rio Maria forneceram idades U/Pb em zircões de 2957 +16/-19 Ma e 2874 +9/-10 Ma, respectivamente (MACAMBIRA, 1992). Essas idades foram, no caso do granodiorito Rio Maria, cerca de 260 Ma mais antigas do aquelas calculadas pelo método Rb/Sr. Considerando-se a discrepância entre as idades Rb/Sr e U/Pb, deduziu-se que a idade Rb/Sr dos metadacitos (2579 Ma) não representaria a época de intrusão / extrusão.

O estudo isolado dos **DAC** não forneceu subsídios para entender o significado da idade Rb/Sr em rocha total. A análise crítica dos resultados em torno de 2,60 Ga (parágrafo anterior) mostrou que estes ocorrem tanto em rochas gnáissicas (MACAMBIRA *et al.*, 1990b), miloníticas (**DAC**, este trabalho) e metagraníticas (maciço Xinguara, MACAMBIRA *et al.*, 1991), como em litologias com rara ou nenhuma evidência de recristalização dinâmica generalizada (metavulcânicas do Grupo Grão Pará - GIBBS *et al.*, 1986; granodiorito Cumaru - LAFON *et al.*, 1990b, e LAFON & MACAMBIRA, 1990; granito Mata Surrão - DUARTE *et al.*, 1991). Isto sugeriu que a rehomogeneização isotópica do Sr não estaria diretamente relacionada à deformação milonítica, e sim a um episódio térmico superimposto ao terreno granito - "greenstone" tectonicamente já configurado no final do Neoarqueano.

Discutindo tais discrepâncias entre os métodos Rb/Sr e U/Pb, LAFON & MACAMBIRA (1990), MACAMBIRA *et al.* (1990a) e MACAMBIRA (1992) consideraram as idades Rb/Sr sem significado geológico, o mesmo valendo para os dados Rb/Sr do Paleoproterozóico. Aqui, interpretou-se que as idades Rb/Sr de cerca de 2,60 Ga, registradas em todas as unidades magmáticas arqueanas da região de Rio Maria, corresponderam a um importante evento de rehomogeneização isotópica pós-granitogênese.

9.4.1.2. Leucogranitos Miloníticos

Resultados semelhantes aos dos milonitos foram reportados por MACAMBIRA *et al.* (1988) em isócrona interna Rb/Sr e datações K/Ar em biotita do granodiorito Rio Maria. Determinaram-se idades de 1798 ± 8 Ma (1σ) e 1958 ± 54 Ma (1σ), respectivamente, consideradas como reflexo de um evento tectonometamórfico Transamazônico. Por outro lado, granodioritos similares na região da Serra dos Gradaús (granodiorito Cumaru), a WSW de Rio Maria, apresentaram idades em isócronas de rocha total e interna tardi-Arqueanas (2543 ± 53 e 2577 ± 27 Ma, 1σ ; LAFON *et al.*, 1990b). Micas brancas provenientes de zonas de cisalhamento afetando o mesmo granodiorito forneceram idades convencionais Rb/Sr de 2,5 e 2,4 Ga. Finalmente, datações pelo método Rb/Sr convencional, de biotitas do tonalito Arco Verde (ALTHOFF *et al.*, 1994) na região de Vila Marajoara apresentaram idade de 1881 ± 54 Ma (MACAMBIRA *et al.*, 1990b).

Analisando-se esses litotipos, percebeu-se que não há uma relação clara entre os resultados Rb/Sr e K/Ar (biotita) de 1,9-1,8 Ga e as características estruturais e metamórficas das rochas estudadas. O evento dúctil detectado no granodiorito Rio Maria foi de baixa intensidade e penetratividade variada, sendo insuficiente para reabrir o sistema K/Ar da hornblenda (2638 ± 91 Ma, 1σ ; MACAMBIRA *et al.*, 1988). Além do mais, seria impossível assumir um episódio importante de deformação e metamorfismo dinâmico nesta época, já que não se encontraram evidências do mesmo nos granitos anorogênicos *ca.* 1,88-1,87 Ga (U/Pb em zircões; MACHADO

et al., 1991). Discussão neste sentido foi feita inicialmente por MACAMBIRA *et al.* (1988, 1990a) e MACAMBIRA (1992), que consideraram como uma hipótese as transformações tardi- ou pós-magmáticas; o intervalo de tempo de 1,88 Ga (U/Pb, cristalização) e 1,60 Ga (Rb/Sr) seria muito longo para ser interpretado como consequência de resfriamento

Sugeriu-se, então, que o evento de 1,9-1,8 Ga correspondeu a um episódio de reaquecimento no final do Paleoproterozóico. O volumoso plutonismo anorogênico atesta a elevação das isothermas nesse período. Naturalmente, o sistema Rb/Sr seria mais afetado em locais com maior percolação de fluidos quentes provenientes dessas intrusões. Em particular, rochas xistosas, filoníticas (blastomilonitos) seriam as mais modificadas isotopicamente, mesmo quando preservadas as texturas e estruturas arqueanas.

9.4.1.3. Diques Riolíuticos

Na ausência de dados geocronológicos mais precisos (U/Pb em zircões), não foi possível definir com clareza a idade de cristalização dos riolitos. Contudo, a aparente correlação estrutural e petrográfica dos mesmos com as fácies hipabissais de alguns granitos anorogênicos (ex. Musa; GASTAL, 1987), datados em *ca.* 1,88Ga (U/Pb em zircão; MACHADO *et al.*, 1991), sugeriu uma idade próxima ou similar para aqueles diques.

A estimativa de 1,88 Ga para a intrusão dos diques riolíuticos deve ser encarada como um valor máximo. O período de 300 Ma (1,88-1,58 Ga) parece ser muito longo para um processo de resfriamento magmático normal (SPERA, 1980), principalmente tratando-se de corpos de espessura finita e intrusivos em encaixantes relativamente mais rígidas e mais frias. Este problema também foi discutido por MACAMBIRA *et al.* (1990a) ao confrontar os diversos resultados U/Pb e Rb/Sr dos granitos anorogênicos, concluindo pela necessidade de novas investigações para delimitar os efeitos dos processos tardi-magmáticos no sistema isotópico Rb/Sr.

A preservação de texturas magmáticas e a ausência de deformação dúctil associada aos riolitos demonstraram, a priori, que a idade de cerca de 1,58 Ga representaria a época de cristalização e/ou intrusão / extrusão. Todavia, a correlação dos diques com granitos anorogênicos com idades de cristalização em torno de 1,88 Ga (U/Pb, MACHADO *et al.*, 1991) e reabertura a cerca de 1,70-1,60 Ga (GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1990a), sugeriu ser a idade Rb/Sr dos riolitos rejuvenescida. Isto foi corroborado por alteração de minerais ferromagnesianos (biotita e anfibólio para clorita e opacos) e de feldspatos (sericitização e argilização) e a presença de fluorita intergranular, modificando a composição isotópica do Sr.

Uma alternativa proposta inclui modificações pós-magmáticas por fluidos e vapores originados do reaquecimento regional da crosta continental. Os canais naturais para a lixiviação dessa fase fluida seriam superfícies tectônicas (foliações, falhas) e contatos litológicos. Por preencherem falhas, os diques estariam propícios a tais transformações. De qualquer modo, a idade de 1,58 Ga dos riolitos pode ser tomada como um valor mínimo para o evento de deformação rúptil **D₃**.

9.4.2. Dados Pb/Pb

9.4.2.1. Metabasaltos

A obtenção de resultados Pb/Pb em rochas metavulcânicas máficas (basaltos) e ultramáficas (komatiitos) de "greenstone belts" se expandiu no decorrer dos anos 80 (TILTON, 1983; DUPRÉ *et al.*, 1984; BRÉVART *et al.*, 1986). As idades obtidas foram ora concordantes, ora bem mais jovens do que as fornecidas pelos métodos U/Pb e Sm/Nd. DUPRÉ & ARNDT (1990) apresentaram um estudo comparativo do método Pb/Pb em "greenstones" de vários países (África do Sul, Zimbábwe, Austrália, Canadá). Eles concluíram que quando a alteração acompanhou a erupção (ou até no máximo 20 Ma após, segundo DUPRÉ *et al.*, 1984), a exemplo de derrames komatiíticos finos, a idade Pb/Pb foi similar a idade magmática. Por outro lado, se a

alteração hidrotermal associou-se a um evento metamórfico posterior, como é o caso de derrames basálticos espessos, a idade Pb/Pb é a do metamorfismo. Isto sugeriu que nas rochas afetadas pelo contato dos metagranitóides também se tenha a idade do metamorfismo.

O problema é que, qualquer que tenha sido o evento, ou o conjunto de eventos, que atuaram nos metabasaltos, ele(s) não rehomogeneizou(aram) o sistema Pb/Pb. A variação em granulação dos metabasaltos, a possibilidade de interação nas regiões de contato com as intrusões metaplutônicas e metadácicas, e a contaminação produzida pela água do mar (enriquecimento em Pb, FREY *et al.*, 1974) certamente contribuíram para a dispersão das idades (3,57-3,25 Ga). Concernente ao metamorfismo, as opiniões divergem quanto à sua influência, havendo autores que consideram o sistema Pb/Pb estável, não sendo modificado pelo metamorfismo (CHAUVEL *et al.*, 1985). Quaisquer que tenham sido os fatores determinantes dessa variação, eles devem ter atuado no intervalo de tempo entre a extrusão dos metabasaltos e a intrusão do granodiorito Rio Maria (*ca.* 2,87 Ga, MACAMBIRA, 1992).

Em termos do conhecimento geocronológico atual da região de Rio Maria, não existem idades no período de 3,57 a 3,25 Ga. As mais próximas referem-se a : (i) zircões detriticos de quartzitos da Serra das Andorinhas (Grupo Rio Fresco), onde o intercepto superior forneceu *ca.* 3,19 Ga (MACAMBIRA, 1992); (ii) zircões herdados do maciço Musa *ca.* 3,20 Ga (MACHADO *et al.*, 1991). O limite inferior destes últimos (3,0 Ga) é similar a idade U/Pb de zircões do tonalito Arco Verde na região de Vila Marajoara, *ca.* 2,96 (MACAMBIRA, 1992). Devido à amostragem deficiente e possíveis modificações do sistema isotópico do Pb (confrontar discussões prévias), as idades de 3,57 - 3,26 Ga não devem ser tomadas como precisas.

Os dados obtidos não permitiram confirmar a existência de um embasamento continental para os metabasaltos. Necessita-se, portanto, definir com mais rigor a idade dos últimos, talvez através de análises isotópicas suplementares, inclusive para verificar se as idades obtidas são reais ou artificiais (problemas de enriquecimento ou empobrecimento em U e Pb). O reestudo de afloramentos com relações aparentemente intrusivas de metabasaltos (soleiras e diques) no tonalito Arco Verde contribuirá para resolver tal impasse. De todo modo, o resultado

de *ca.* 2,94 Ga (Pb/Pb) dos metadacitos do "greenstone" Identidade (esta tese) forneceu uma idade mínima para os metabasaltos, sendo corroborada pela idade U/Pb de 2,90 Ga de metadacitos do Grupo Lagoa Seca (MACAMBIRA, 1992).

Baseando-se nos dados U/Pb do tonalito Arco Verde e dos metagranitóides, MACAMBIRA (1992) propôs um intervalo de tempo de 100 Ma (2,96-2,86 Ga) para o crescimento crustal da região de Rio Maria no Arqueano. À propósito, "greenstones" do Canadá mostraram uma evolução vulcano-plutônica variável de 32-50 Ma em seqüências com apenas um ciclo vulcânico em *ca.* 2,7 Ga (Abitibi, Yellowknife, Wabigoon, Mishibishi) (DAVIS & EDWARDS, 1986; CORFU *et al.*, 1989; TUREK *et al.*, 1990; ISACHSEN *et al.*, 1991). Por outro lado, o "greenstone" de Khumo-Suomussalmi (Finlândia), também com um único ciclo vulcânico (*ca.* 2,6 Ga), evoluiu durante 200 Ma, finalizando com intrusões graníticas potássicas a *ca.* 2,41 Ga (QUERRÉ, 1985; MARTIN, 1987). Uma "história prolongada" (45-270 Ma) é típica de "greenstones" com vulcanismo policíclico do Canadá (Gamitagama, Michipicoten, Red Lake), com o vulcanismo iniciando a 3,0-2,9 Ga e a granitogênese terminando em 2,7 Ga (CORFU & WALLACE, 1986; TUREK *et al.*, 1986, 1990).

9.4.2.2. Metadacitos

Parte das discussões referentes aos metabasaltos também valem para os metadacitos. Como estes correspondem a intrusões hipabissais e geoquimicamente mais homogêneas, admitiu-se que as transformações sin- a pós-colocação (alteração hidrotermal, metamorfismo) não obliteraram totalmente as suas características isotópicas. Isto foi reforçado pela menor (<1%) perda ao fogo (e, portanto, menos fluidos para interagir) com respeito aos metabasaltos (1,6-3,3%). Apesar do alto desvio nos dados analíticos, a idade de *ca.* 2,94 ± 0,08 Ga dos metadacitos é coerente com o seu posicionamento precoce ou ligeiramente contemporâneo com relação aos metagranitóides intrusivos no "greenstone" Identidade.

9.5. CONCLUSÕES

- 1- os dados Rb/Sr representam eventos de reabertura isotópica nos metadacitos (*ca.* 2,60 Ga) e nos diques riolíticos (*ca.* 1,60 Ga);
- 2- nos dois casos, não existe uma associação evidente com episódios de deformação e recristalização dinâmica, sugerindo que essas idades correspondem provavelmente a efeitos térmicos / hidrotermais;
- 3- isócronas Pb/Pb preliminares de metabasaltos e metadacitos não forneceram resultados definitivos, embora sugeriram uma idade próxima de 2,94 Ga para os metadacitos;
- 4- a compreensão dos resultados de isótopos de Pb e do parâmetro μ_1 foi dificultada pela possibilidade de modificações provocadas por interação com o ambiente subaquático no momento da extrusão, por efeitos de contatos de intrusivas e por metamorfismo superimposto;
- 5- embora escassos, os dados apresentados e a revisão da geologia regional restringiram a evolução do "greenstone" Identidade a um intervalo de 100 Ma, entre a cristalização do tonalito Arco Verde (*ca.* 2,96 Ga) e a intrusão de metagranitóides tipos granodiorito Rio Maria e granito Xinguara (*ca.* 2,88-2,87 Ga).

10. AMBIENTE TECTÔNICO E GÊNESE DE MAGMAS

10.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo buscou caracterizar o ambiente tectônico das séries geoquímicas do "greenstone" Identidade e testar modelos para a geração de magmas.

Há mais de duas décadas são aplicados parâmetros geoquímicos para tentar definir os ambientes tectônicos de rochas (meta)ígneas (PEARCE & CANN, 1973). Neste interregno, tem-se debatido a mobilidade de determinados elementos químicos e a validade de utilização dos mesmos à tectônica precambriana (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975; SMITH & SMITH, 1976; WINCHESTER & FLOYD, 1976, 1977).

Na última década, têm sido usados diagramas multielementares ("spidergrams") (WOOD *et al.*, 1979; PEARCE, 1982; PEARCE *et al.*, 1984; HOLM, 1985; WILSON, 1989), onde as abundâncias de determinados elementos incompatíveis são normalizadas em relação ao manto primitivo, a basaltos de cadeia meso-oceânica (*MORB*) ou a plagiogranitos oceânicos (*ORG*). Nestes casos, a interpretação baseia-se na inclinação geral e na natureza e magnitude das anomalias. Todavia, processos superimpostos de metamorfismo, contaminação e alteração hidrotermal podem distorcer o padrão primitivo.

Um aspecto importante a destacar é que esses diagramas foram aplicados essencialmente a séries magmáticas fanerozóicas, onde a mineralogia e o quimismo original geralmente estão preservados. Portanto, a extensão dos mesmos ao Proterozóico e Arqueano demanda cautela (PEARCE *et al.*, 1977).

À exceção de magmas komatiíticos, cujo ambiente tectônico é de difícil definição a partir de dados geoquímicos, os toleíticos e cálcio-alcálicos têm sido objeto de estudos extensivos. Segundo HOLM (1985) e WILSON (1989), há uma grande variedade de ambientes para os

magmas toleíticos (cadeias meso-oceânicas, ilhas oceânicas, bacias marginais, intracontinentais, arcos insulares imaturos), havendo diferenças detectáveis a nível de determinados elementos. Concernente aos magmas cálcio-alcálicos, existe uma quase unanimidade de que os mesmos associam-se com zonas de subducção.

10.2. AMBIENTE TECTÔNICO

10.2.1. Metabasaltos e Metagabros

10.2.1.1. Elementos Maiores e em Traços

As rochas metaultramáficas representaram um problema em função da raridade de equivalentes komatiíticos modernos que servissem de comparação. Atualmente, conhecem-se análogos de komatiitos piroxeníticos e basálticos, associados com ofiolitos fanerozóicos (CAMERON & NISBET, 1982). Devido a esta deficiência, interpretaram-se vários ambientes tectônicos para os komatiitos arqueanos, citando-se assoalho oceânico, arco insular, impacto meteorítico e crosta primitiva, conforme síntese de BROOKS & HART (1974). Estes mesmos autores argumentaram que a freqüente associação de komatiitos com vulcânicas félsicas em "greenstone belts" arqueanos seria incoerente com o ambiente moderno de assoalho oceânico, restando as demais possibilidades. NISBET (1982) sugeriu a erupção de komatiitos em crosta continental submetida a um regime extensional. Em visão oposta, ALLÈGRE (1982) considerou a subducção e fusão parcial de crosta ultramáfica primitiva, previamente hidratada por interação com a água do mar. Comparações com análogos fanerozóicos (ilhas Gorgona) e reavaliações geológicas e geoquímicas de "greenstones" clássicos (Belingwe, Yellowknife, Abitibi) sugeriram um ambiente tipo platô oceânico. Nesta hipótese, os komatiitos representariam ofiolitos relacionados com pontos quentes em limites divergentes de placas oceânicas (HELMSTAEDT *et*

al., 1986; STOREY *et al.*, 1991; KUSKY & KIDD, 1992; DESROCHERS *et al.*, 1993; McDONOUGH & IRELAND, 1993).

Diversos diagramas clássicos foram usados na tentativa de discriminar o ambiente tectônico dos toleítos (metabasaltos - **BAS** e metagabros - **GB**) do "greenstone" Identidade. Diagramas envolvendo Fe ($\text{FeO}t\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$; PEARCE *et al.*, 1977) ou Mn ($\text{TiO}_2\text{-10MnO-10P}_2\text{O}_5$; MULLEN, 1983) foram descartados em virtude das evidências de oxidação de Fe e pelas baixas concentrações de Mn. Alguns diagramas forneceram respostas ambíguas, a exemplo de: (i) $F_1\text{-}F_2$ (PEARCE, 1976), onde **BAS** e **GB** plotaram ao mesmo tempo como cálcio-alcálicos e toleíticos de baixo K; (ii) $100\text{TiO}_2\text{-Zr-3Y}$ (PEARCE & CANN, 1973) e Zr/Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979), onde as mesmas amostras seriam tanto *MORB* como de arco insular.

Os diagramas mais coerentes nas respostas foram aqueles representados na Figura 10.1. No gráfico $F_2\text{-}F_3$ (Figura 10.1.A), aplicado por PEARCE (1976) a basaltos com razão $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3 \geq 0,5$ e CaO+MgO entre 12 e 20%, **BAS** e **GB** plotaram como toleítos de baixo K (*LKT*). Já no triângulo $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (Figura 10.1.B), originalmente aplicado a basaltos pouco diferenciados e com $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O} \leq 20\%$ no diagrama *A-F-M* (PEARCE *et al.*, 1975), **BAS** e **GB** situaram-se na transição entre toleítos oceânicos (*OT*) e toleítos continentais (*CT*). As amostras definiram um "trend" de enriquecimento em K_2O aproximadamente concordante com o sentido de diferenciação. Este "trend", por outro lado, também poderia ser explicado por fenômenos de alteração durante a extrusão e/ou metamorfismo (PEARCE *et al.*, 1975).

O triângulo 100Ti-Zr-Sr/2 (Figura 10.1.C), usado por PEARCE & CANN (1973) para basaltos não cumuláticos, com CaO+MgO entre 12 e 20%, mostrou a transição de *LKT* (**BAS**) a basaltos de assoalho oceânico (*OFB*) (**GB**). O "trend" definido por **BAS** e **GB** na Figura 10.1.C foi interpretado, em princípio, como devido à diferenciação magmática (os **GB** seriam os termos mais evoluídos), já que não se encontraram evidências de carbonatização (que remobilizaria drasticamente o Sr) (PEARCE & CANN, 1973).

10.2.1.2. Diagramas Multielementares ("Spidergrams")

A Tabela 10.1 contém as composições médias de vários ambientes tectônicos modernos e dos toleitos em estudo, usadas nos diagramas multielementares. Como fator de normalização, utilizou-se o manto primitivo segundo WOOD *et al.* (1979).

BAS e **GB** apresentaram padrões semelhantes entre si (Figura 10.2.A), caracterizados por uma inclinação média ligeiramente negativa, tendo todos os elementos, via de regra, abundâncias 15 a 10X superiores às do manto primitivo. Os espectros são marcados por diversas anomalias, destacando-se as negativas em Nb, Th e Zr. Existe uma certa oscilação nos teores de U nos **BAS**, distinguindo-se um grupo com anomalia positiva (32A, 56B e 168), e outro com anomalia negativa (9, 270C e 478) (Tabela 10.1). Constatou-se, também a existência de uma amostra de **GB** (266B) com forte anomalia positiva em Nb. Detalhes sutis distinguiram **BAS** de **GB**, citando-se anomalias negativas em Ba e Sr nos **GB**.

Basaltos de arco insular caracterizam-se pela frequência e magnitudes de anomalias, tendo o padrão geral uma inclinação negativa. Basaltos cálcio-alcálicos (*CAB*) e toleitos de baixo potássio (*LKT*) têm espectros com formas e anomalias semelhantes, diferindo apenas nas menores abundâncias elementares nos *LKT*. Destacam-se anomalias positivas de Ba, K, Sr, P e Sm, e negativas de Th, U, Nb, Zr, Ti e Y. À exceção de anomalia positiva em Ba e K, basaltos de arco têm espectros similares ao dos **BAS**; os elementos mais compatíveis (P-Yb) aproximaram-se de *CAB*, e Sr e Rb-K, de *LKT*. Para comparação, os espectros de *LKT* e *CAB* foram plotados juntamente com as médias de **BAS** e **GB** na Figura 10.2. Os **GB** destacaram-se unicamente por terem anomalia negativa em Ba, Th (exceto amostra 266B) e Sr. Em síntese, **BAS** e **GB** são enriquecidos nos elementos mais compatíveis em relação aos *LKT*.

Basaltos da bacia marginal (*BAC*) apresentam um espectro mais regular e com inclinação negativa mais suave do que o de basaltos de arco insular (Figura 10.2). Ressaltam-se a inclinação positiva Rb-U, e anomalias negativas de Nb, P e Ti-Y. A inclinação negativa Rb-U e

anomalias positivas em P e negativas em Sr, Zr e Ti dos **GB** os diferenciaram de *BAC*. Com pequenas modificações, as mesmas observações estenderam-se aos **BAS**.

Basaltos intraplacas alcalinos (*WPBalc*) e toleítos continentais (*CT*) mostram um espectro com inclinação negativa, com praticamente todos os elementos tendo abundância 10X (*CT*) a 20X (*WPBalc*) às do manto primitivo. Além disto, *CT* e *WPBalc* possuem anomalias opostas de Nb e P. Toleítos intraplacas oceânicos (*WPBth*) têm espectros com forma semelhante aos de *CT*, sendo os primeiros empobrecidos no intervalo Rb-K e com forte anomalia negativa de Th. Comparados a **BAS** e **GB**, o basaltos alcalinos (*WPBalc*) e continentais (*CT*) são mais enriquecidos em todos os elementos, e o toleítos oceânicos (*WPBth*), de U a Yb. Ba e Nb maiores e anomalia positiva de Nb em *WPBalc* e *WPBth* os distinguiram de **BAS** e **GB**. Apenas a anomalia negativa de Th em **BAS** e **GB** e positiva de Nb no **GB** 266B são similares às de *WPBth*.

BAS e **GB** diferenciaram-se de basaltos de cadeia meso-oceânica (enriquecidos em elementos incompatíveis ou *E-MORB* e empobrecidos nesses elementos ou *N-MORB*). Os *E-MORB* mostram anomalias positivas em Ba, Nb e P. Os *N-MORB* apresentam inclinação média positiva, ausência de anomalias importantes e menores razões elementares do que os *E-MORB* no intervalo Rb-P.

10.2.1.3. Integração de Dados

Apesar do pequeno número de amostras disponíveis de **BAS** e **GB**, observou-se uma certa coerência nos ambientes tectônicos deduzidos a partir de diagramas geoquímicos. Os diversos gráficos baseados em elementos maiores, menores e em traços sugeriram, a priori, um ambiente tectônico predominantemente oceânico. A tendência continental foi registrada apenas em gráficos que utilizaram elementos de fácil remobilização, a exemplo de K₂O (Figura 10.1.B). Os demais diagramas apontaram para um ambiente do tipo arco insular (*LKT* e *CAB*) ou assoalho oceânico (*OFB* ou *MORB*). As características geoquímicas, todavia, indicaram que **BAS** e **GB** são

toleítos pobres em potássio, embora algumas amostras tenham plotado próximo do campo de séries cálcio-alcálicas (Figuras 8.1.B e D).

No caso de diagramas multielementares, a melhor correlação se deu com toleítos de baixo potássio (*LKT*) enriquecidos em Th-U, Nb-Ce e Nd-Yb, e empobrecidos em Ba e K. Certos elementos incompatíveis (Rb-K) revelaram-se imprevisíveis, particularmente em **GB**, o que pode significar mobilidade durante o metamorfismo ou contribuição de componentes petrogenéticos de bacia marginal e/ou contaminação crustal. Como exemplo, no sistema arco insular vs. bacia marginal, a crosta subduccionada pode ter sua composição modificada por material oceânico (sedimentos e fluidos), tornando-se enriquecida nos elementos em debate (WILSON, 1989, cap. 8). Dentre os **GB**, a amostra 266B destacou-se pela anomalia positiva de Nb, inclusive superior a de *E-MORB*. O empobrecimento em Nb e Ti também poderia ser uma feição inerente à fonte (RYERSON & WATSON, 1987).

10.2.2. Metadacitos

A raridade de padrões discriminantes de rochas vulcânicas félsicas fez com se optasse pela comparação com plutônicas, mais conhecidas. Em diagramas multielementares, usou-se como fator de normalização o granito hipotético de cadeia oceânica (*ORG*). Este foi definido por PEARCE *et al.* (1984) como o produto de 75% de cristalização fracionada de um líquido *N-MORB*. Por serem usualmente compatíveis na diferenciação de magmas basálticos, Ti, P, Eu e Sr não foram usados nesses diagramas (PEARCE *et al.*, 1984).

A afinidade cálcio-alcálica dos **DAC**, já mostrada no cap. 8, foi corroborada pelo diagrama de PEACOCK (1931), modificado e aplicado por BROWN (1982) à suites vulcânicas modernas ($\log(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$ vs. SiO_2). Notou-se que os **DAC**, bem como os metagranitóides da região de Rio Maria (MEDEIROS, 1987), situaram-se no campo de andesitos cálcio-alcálicos de arcos insulares.

No diagrama Rb vs. (Y+Nb), os **DAC** plotaram no campo de granitos de arco vulcânico (*VAG*) (Figura 10.3). Amostras de metagranitóides analisadas por MEDEIROS (1987) e associadas ao "greenstone" Identidade também ficaram no campo de arco (ou próximo ao limite de tipos sin-colisionais), sendo os granodioritos (**GDr**m) mais ricos em Rb, e os trondhjemitos (**THJ**) praticamente coincidentes com os **DAC**. Esse diagrama foi concebido originalmente por PEARCE *et al.* (1984) para o caso ideal de rochas intrusivas fanerozóicas, não porfíricas, não cumuláticas, não aplíticas, e contendo quartzo modal. Estes autores discutiram os efeitos provocados por alteração secundária, metamorfismo, turmalinização, contaminação (bordas de intrusão e proximidades de enclaves), e idade. O Rb seria o elemento mais afetado, podendo ser enriquecido (biotitização secundária, sericitização) ou empobrecido (cloritização), com Y e Nb pouco modificados. Isto só ocorreria sob alteração e/ou contaminação extensiva. Para rochas arqueanas, o provável aumento do gradiente geotérmico, implicando maior taxa de fusão crustal, deve deslocar as amostras para maiores concentrações de Rb, Y e Nb.

A Tabela 10.2 contém os valores de abundâncias elementares e o fator de normalização, usados na Figura 10.4. Os **DAC** apresentaram diagrama multielementar (Figura 10.4.A) com forte inclinação negativa, anomalias positivas em Ba e Ce e negativa em Nb e Zr na amostra menos evoluída (381). Comparado aos padrões de 4 ambientes tectônicos (Figura 10.4.B), notou-se uma grande semelhança (forma, número de anomalias e inclinação) dos **DAC**, em especial com granitos sin-colisionais (*SYN-COL*) e granitos de arco vulcânico (*VAG*) (Figura 10.4.C). A similaridade foi maior na amostra menos evoluída (381), a única diferença sendo a anomalia negativa de Ba nos *VAG* e *SYN-COL*. O intervalo K₂O-Rb dos **DAC** ajustou-se melhor aos *VAG*. O enriquecimento em Ba dos **DAC** seria devido à contaminação a nível de fonte ou do magma por material crustal (PEARCE *et al.*, 1984).

Os diagramas previamente discutidos mostraram que os **DAC** possuem maiores afinidades geoquímicas com rochas formadas em zona de subducção (arco insular ou margem andina). Convém ressaltar, por outro lado, que as Figuras 10.4.A, B e C mascararam um aspecto importante. Refere-se à diferença dos espectros de TRP entre os **DAC** menos evoluídos e rochas

formadas naqueles ambientes. Isto foi ilustrado na Figura 10.5. Nesta, percebeu-se que o magma dacítico (381) é mais fracionado do que andesitos cálcio-alcálicos modernos, porém similar a gnaisses tonalíticos - trondhjemíticos arqueanos. Conforme se discute adiante (item 10.3), isto refletiria a fonte do magma da zona de subducção, que passaria de essencialmente crustal (granada anfíbolito) no arqueano, a mantélica no fanerozóico (MARTIN, 1986; DEFANT & DRUMMOND, 1990; DRUMMOND & DEFANT, 1990).

10.2.3. Conclusão

1. No caso de metaultramáficas (UM), não foi possível chegar a uma interpretação do ambiente tectônico, porém não há razão para pensar que elas tenham se formado em ambiente muito distinto daquele de **BAS /GB**.
2. Metabasaltos (**BAS**) e metagabros (**GB**) mostraram maior afinidade com arco insular (toleítos de baixo potássio ou cálcio-alcálicos), mas com certa assinatura de bacia marginal.
3. Concernente aos metadacitos (**DAC**) e metagranitóides intrusivos no "greenstone", interpretou-se um ambiente do tipo arco insular.

A interpretação de arco insular indica o predomínio de material mantélico na geração dos magmas toleítico (**BAS, GB**) e crustal no cálcio-alcálico (**DAC**). O embasamento continental pré-"greenstone" seria representado por aqueles arcos, que provavelmente atuaram como contaminantes durante a diferenciação magmática em alto nível crustal. Poderiam, também, ter existido contribuições de material pelágico misturado à crosta subduccionada, provocando uma ligeira modificação da fonte antes de sua fusão.

10.3. GÊNESE DE MAGMAS

10.3.1. Magmas "Basálticos" (Komatiitos e Toleítos)

10.3.1.1. Estado de Conhecimento Atual

Neste ítem, discutiu-se a gênese dos magmas que resultaram nas rochas metaultramáficas (UM), metabasálticas (BAS) / metagabróides (GB), incluídas nas séries komatiítica (UM) e toleítica (BAS, GB).

Em condições normais do manto (*i.e.*, não metassomatizado), os magmas primários em equilíbrio com a mineralogia típica do manto superior (olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio ± granada ± espinélio) devem ter altos $Mg\#$ ($>0,7$), Ni ($>400-500$ ppm) e Cr (>1000 ppm), com SiO_2 não superior a 50% (WILSON 1989, cap. 3). Os magmas primários gerados por fusão parcial desta fonte dividem-se em três grupos principais: komatiíticos, picríticos e basálticos. Tais magmas, e principalmente os picríticos, raramente são preservados em virtude de suas altas densidades (dificuldade de ascensão) e de processos subseqüentes tais como cristalização fracionada polibarmétrica (principalmente de olivina), contaminação crustal e mistura de magmas (WYLLIE, 1988).

A fusão experimental de peridotito anidro mostrou a possibilidade de gerar todo o espectro de magmas "basálticos", modificando apenas a pressão e a taxa de fusão parcial da fonte (JAQUES & GREEN, 1980). Os resultados experimentais destes autores resumem-se a:

- (1) magmas toleíticos seriam gerados por fusão moderada (20-30%) de ambos peridotito empobrecido e peridotito enriquecido, a pressões inferiores a 15 e 20 kbar;
- (2) a pressões maiores que 15 ou 20 kbar, formar-se-iam magmas picríticos para a mesma taxa de fusão dos toleítos;
- (3) magmas komatiíticos seriam produzidos por alta taxa de fusão parcial ($\pm 35\%$ do manto empobrecido e $\pm 45\%$ do manto enriquecido);

(4) magmas alcalinos resultariam de baixo grau de fusão (<20%) de peridotito enriquecido, a pressões superiores a 10 kbar.

Os grandes problemas na gênese dos komatiitos são as taxas de fusão elevadas (35-45%) e, conseqüentemente, altas temperaturas necessárias à sua geração. As temperaturas do "liquidus", determinadas experimentalmente, foram, a pressão atmosférica, de cerca de 1520°C (ARNDT, 1976) e 1650°C (GREEN *et al.*, 1975), para magmas com 25 e 33% MgO, respectivamente (base anidra). Por outro lado, o "solidus" do peridotito anidro é de ±1300°C a 15 kbar e 1500°C a 30 kbar (GREEN & RINGWOOD, 1967). Um grau elevado de fusão do peridotito criaria o problema de instabilidade gravitacional. O líquido tenderia a se separar do sólido residual a taxas de fusão menores que 10% (ARNDT, 1977; NICOLAS, 1986). O aumento nesta taxa produziria líquidos cada vez mais máficos (picríticos) e mais densos (ARNDT, 1977). Existe uma profundidade crítica (100-200 km ou 30-70 kbar), onde não haveria diferença de densidade entre o manto residual e o líquido picrítico, de modo que este permaneceria indefinidamente na região fonte (STOLPER *et al.*, 1981).

Em contrapartida, modelos teóricos mostraram que o quadro acima está sujeito a controvérsias. Como exemplo, citam-se anfibolitos komatiíticos (15-22% MgO, base anidra) *ca.* 2900 Ma, estudados por RAJAMANI *et al.* (1985). Eles admitiram que toleítos e komatiitos foram gerados por taxas de fusão relativamente baixas (10-25%), diferindo apenas na profundidade em que isto ocorre, que seria menor que 80 km (± 20 kbar) para toleítos, e maior que este mesmo valor para komatiitos. Baseando-se em experimentos de fusão adiabática, MILLER *et al.* (1991) interpretaram que magmas komatiíticos poderiam ser gerados por graus incipientes de fusão parcial a grandes profundidades no manto superior. WARREN (1984) explicou o alto conteúdo de MgO para uma pequena taxa de fusão como conseqüência da baixa razão olivina/piroxênio no resíduo. Usando MgO e Ni, ARNDT (1991) demonstrou que a fusão seqüencial seria capaz de produzir líquidos komatiíticos com apenas 5% de fusão parcial, com as seguintes composições nas respectivas pressões: (a) MgO=32,5% e Ni=2300 ppm, P=50 kbar; (b) MgO=20% e Ni=900 ppm, P=30 kbar. ELTHON (1986) sugeriu, também através de modelos

teóricos, que apenas 20-30% de fusão parcial do manto superior produziria magmas komatiíticos com 22-25% MgO e não 30-35% MgO como admitido em trabalhos prévios (GREEN *et al.*, 1975; BICKLE, 1982). Uma outra possibilidade é que o magma komatiítico proviria de sucessivas baixas taxas de fusão em lote ("batch") durante a ascensão adiabática (GREEN, 1975; WILSON, 1989).

10.3.1.2. Geração de Metaultramáficas

a. Introdução

Os problemas enfrentados no modelamento de fracionamento magmático das UM (cap. 8) se repetiram também na análise da gênese do respectivo magma. O ponto crítico referiu-se a incerteza sobre a extensão das modificações químicas do líquido representativo do magma komatiítico, que seria, teoricamente, a amostra menos evoluída do "greenstone" Identidade ($L_0=148C$, 26% MgO em base anidra). Como fonte sólida (S_0), que, por fusão parcial, geraria L_0 , tomou-se a composição de granada lherzolito (segundo MAALØE & AOKI, 1977, com Cr_2O_3 e NiO) (Tabela 10.3), que forneceu os resultados mais coerentes (Σr^2 baixos, taxas de fusão positivas).

De modo semi-quantitativo (Figura 10.11) e usando as razões $(La/Yb)_N$ e Yb_N de $L_0=148C$ e do manto normal (ou empobrecido) e do manto metassomatizado (GRAVIOU, 1984; MARTIN, 1985), também foram obtidos resultados coerentes. Ou seja, o líquido L_0 seria originado da fusão parcial de uma fonte mantélica normal, e nunca metassomatizada. Como alternativa, este líquido poderia ser produzido em dois estágios, começando por cerca de 30 a 35% de fusão parcial de lherzolito com 10% de granada, seguido por 60-65% de cristalização fracionada de olivina (Figura 10.6).

b. *Resultados do Modelamento*

Com as composições de L_0 e S_0 acima definidas, encontraram-se dois resíduos de fusão estatisticamente válidos ($\Sigma r^2=0,1-0,11$), porém com baixa taxa de fusão (1-5%). Um dos resíduos conteve anfibólio (4%), plagioclásio (An56) e titanita (0,6%), tendo sido considerado improvável para o contexto geológico dos komatiitos. Um resíduo deste tipo necessitaria de uma fonte peridotítica originalmente rica em água, o que baixaria apreciavelmente o seu "solidus". Em zonas de subducção modernas, por exemplo, isto se daria a P e T relativamente baixas de $\leq 1100^\circ\text{C}$ e ≤ 35 kbar (WYLLIE, 1981). Todavia, em tais condições, seria gerado um magma andesítico ou andesito basáltico, e não komatiítico (WYLLIE, 1982). Além disso, o metassomatismo derivado dos fluidos liberados pela desidratação da crosta oceânica subduccionada enriqueceria o manto sobrejacente em elementos incompatíveis (Rb, Ba, Th, U, K, Nb) (MENZIES *et al.*, 1987), o que, aparentemente, não ocorreu (Tabela 10.1).

O segundo resíduo, chamado de **RESUM** e representado na Tabela 10.3, seria composto predominantemente de olivina (68%), ortopiroxênio (24%), com granada (4%) e clinopiroxênio como acessórios. O **RESUM** acima definido pelo balanço de massa de elementos maiores foi confrontado com os elementos TR e em traços, usando-se os coeficientes de partição da Tabela 8.7. Como parâmetros, utilizaram-se o manto primitivo ($La_N = Ce_N = \dots = Yb_N = Lu_N = 1$, segundo TAYLOR & McLENNAN, 1981) como fonte (S_0) e a amostra 148C como sendo o magma komatiítico (L_1). O resultado encontra-se na Figura 10.7.A, onde puderam ser comparados os espectros de L_1 com os conteúdos de TR da Tabela 8.1 e uma média desprezando as "anomalias" nos TRL. Percebeu-se uma grande semelhança de L_1 (sem "anomalias") com os líquidos teóricos L_1' para 20 a 25% de fusão parcial. Taxas de fusão menores (ex. 5%) enriqueceram o líquido nos TR em geral. A ausência de anomalia de Eu nestes espectros corroborou a suposição feita no cap. 8 de que anomalia da amostra 148C não seria magmática. Este resultado, inclusive, mostrou-se concordante a nível de outros elementos em traços menos móveis (V, Y, Zr).

c. *Implicações dos Resultados*

O modelamento de elementos maiores e em traços (incluindo TR) mostrou uma discordância com respeito às taxas de fusão, respectivamente de 5 e 20-25%. Os maiores valores são coerentes com os dados experimentais. Tal discrepância pode ter diversas explicações, dentre as quais citam-se a heterogeneidade química do manto arqueano há *ca.* 3,0-2,9 Ga (JAHN *et al.*, 1982) e a possibilidade da amostra 148C não representar a verdadeira composição do líquido komatiítico menos evoluído, ou de ter tido sua composição perturbada. A implicação seria a de que as composições em elementos TR e em traços, assumida nos cálculos de fusão, estariam incorretas e, assim, as taxas de fusão obtidas não seriam reais.

Ressalte-se, no entanto, que existe a possibilidade do manto ter sofrido evento(s) prévio(s) de fusão, com a extração de magmas picríticos ou basálticos deixando um resíduo enriquecido em alumínio (granada ou espinélio, dependendo da pressão) e TRP e empobrecido em TRL (GREEN *et al.*, 1975; ARTH *et al.*, 1977; RAJAMANI *et al.*, 1985). Quanto maior for o empobrecimento precoce do manto, menor seria o grau de refusão necessário para gerar o komatiito peridotítico (ARTH *et al.*, 1977; RAJAMANI *et al.*, 1985). No contexto geológico estudado, isto seria plausível admitindo-se que a formação dos terrenos gnáissicos do embasamento (GN) tenha se dado por processos semelhantes aos geradores dos TTGs, *i.e.*, por fusão parcial de crosta basáltica ainda mais antiga do que o terreno granito - "greenstone", a qual teria deixado como resíduo um manto empobrecido (JAHN *et al.*, 1982; MARTIN, 1987). No caso em foco, se se considerar o manto primitivo empobrecido em TRL, seria possível originar o líquido UM ($L_1=148C$) por baixas taxas (5-20%) de refusão de granada lherzolito. Esta possibilidade foi testada na Figura 8.13, onde o manto primitivo foi suposto com espectro contínuo e razão $(La/Yb)_N=0,73$. Notou-se que o líquido L_1 , tal como definido anteriormente, poderia ser produzido por taxas de fusão relativamente baixas (5-20%) do manto primitivo empobrecido pela extração de líquidos prévios (fontes dos terrenos de embasamento?). Sendo baixas as taxas de fusão e refusão prévias, as razões elementares CaO/Al_2O_3 , Al_2O_3/TiO_2 e

CaO/TiO₂ seriam as mais variadas (RAMAJANI *et al.*, 1985), tal como ocorre nas **UM** dos "greenstones" Identidade e Seringa.

10.3.1.3. Geração de Metabasaltos

a. Fonte: Manto não Modificado por Fusões Prévias

Magmas toleíticos podem ser originados por fusão parcial do manto superior, cristalização fracionada de líquidos picríticos ou komatiíticos e mistura ("mixing") de líquidos komatiíticos e basálticos ou de komatiitos com material crustal mais evoluído (ARTH *et al.*, 1977; ARNDT, 1991). As características geoquímicas descritas no cap. 8 mostraram a ausência de continuidade nos "trends" de **UM** e **BAS/GB** (Figuras 8.1.C e D e 8.2), sugerindo a inexistência de relação genética entre komatiitos e toleitos. A Figura 10.6 reforçou esta hipótese ao mostrar que não seria possível gerar o líquido basáltico menos evoluído (**BAS168**) por cristalização fracionada de olivina e/ou ortopiroxênio a partir de um líquido komatiítico **UM** do tipo L₁=148C.

No modelamento da gênese de **BAS**, considerou-se a fonte sólida como o lherzolito (**lhz**) e a amostra menos evoluída (L₀=168) como o líquido originado da fusão do **lhz**. As composições de **lhz**, **BAS168** e minerais utilizados nos cálculos, bem como os resultados obtidos, encontram-se nas Tabelas 10.4 e 10.5.

A coerência dos resultados dependeu da fonte usada. O **lhz** a espinélio (MAALØE & AOKI, 1977) forneceu taxas de fusão negativas, sem significado físico. O **lhz** a granada produziu resíduos estatisticamente aceitáveis ($0,13 < \Sigma r^2 \leq 0,24$) e taxas de fusão baixas (5-8%). Nestes casos, os resíduos foram harzburgíticos, sendo um (**RESBAS1**) sem granada (olivina 73,1%; ortopiroxênio 26,7%; clinopiroxênio 0,2%) e outro (**RESBAS2**) com granada (olivina 68,8%; ortopiroxênio 25,9%; granada 3,6%; clinopiroxênio 1,7%) (Tabela 10.4). A adição de pequenas quantidades de cromita (<0,5%) não alterou significativamente os resultados.

A Figura 10.8.A mostra os espectros de TR dos líquidos complementares aos resíduos de fusão **RESBAS1** e **RESBAS2**. Os coeficientes de partição foram os mesmos da Tabela 8.7. O líquido L_1^I , para 10% de fusão, teve espectros cerca de 1,5-2,0X superiores ao de L_1 , além de serem ligeiramente menos fracionados ($(La/Yb)_N=1,1-1,2$; $L_1: (La/Yb)_N=1,5$). O líquido L_1^{II} mostrou "anomalia" em Ce e Sm opostas as de L_1 , além de maior fracionamento de TRP, sendo o intervalo La-Yb mais enriquecido do que em L_1 . Foi, todavia, o padrão que mais se ajustou a L_1 em comparação a L_1^I , para taxas de fusão entre 10 e 15%. Modificando-se ligeiramente as composições de clinopiroxênio (maior MgO), ortopiroxênio (menor MgO) e granada (menor MgO), obtiveram-se os mesmos minerais, porém com menos olivina e mais ortopiroxênio, taxas de fusão e resíduos um pouco maiores (8-9% e 1,03-1,11, respectivamente). O ajuste de TR, especialmente os TRL, necessitou da adição de 0,7% de titanita ao resíduo **RESBAS1**. A presença deste mineral no manto superior requer condições particulares, pois ele ocorre como fase tardia em xenólitos ultrabásicos alcalinos, hidratados, ricos em clinopiroxênio e sem olivina e ortopiroxênio (LLOYD *et al.*, 1987). Além disso, a titanita só é estável a pressões inferiores a 16 kbar (GREEN, 1981), portanto bem abaixo do limite de estabilidade da granada (GREEN & RINGWOOD, 1967; THOMPSON, 1972). Em decorrência do exposto, assumiu-se como mais adequado o líquido L_1^{II} (Figura 10.8.A).

A Tabela 10.5 contém as concentrações de elementos em traços do líquido L_1^{II} , obtidos para 5 a 15% de fusão parcial do manto primitivo (TAYLOR & McLENNAN, 1981), admitidas como não muito diferentes do manto arqueano. Os coeficientes de partição utilizados foram os mesmos da Tabela 8.7, aplicados ao resíduo **RESBAS2**. Verificou-se que este resíduo explica coerentemente a composição em diversos elementos em traços, para taxas de fusão compreendidas entre 5 e 15%. Ressalvaram-se apenas as diferenças nos valores de V e Cr. No primeiro, coeficientes de partição menores e/ou menos granada no resíduo dariam o teor esperado (248 ppm). Em relação ao Cr, a escolha de granada e piroxênios com maiores teores de Cr e/ou coeficientes de partição menores produziria um melhor ajuste. Cabe destacar que baixas taxas de fusão (2-10%) e resíduo com pouca granada (<5%) foram reportados por BUDHAM &

SCHMITT (1985) para basaltos toleíticos do Havái, cuja fonte seria do tipo granada peridotito empobrecido em TRL.

b. Fonte: Manto Modificado por Fusões Prévias

Estratigraficamente (cap. 4), as rochas metabasálticas (**BAS**) são posteriores às metaultramáficas (**UM**). Assim, tornou-se conveniente discutir a possibilidade dos **BAS** serem originados por fusão parcial do manto previamente modificado pela extração dos komatiitos.

O modelamento aqui apresentado considerou que o **BAS** menos evoluído (168) seria produto de refusão do resíduo **RESUM** (olivina 67,6%; ortopiroxênio 24,4%; granada 4,4%; clinopiroxênio 3,6%), este resultante de 5 a 20% de fusão parcial de **lhz** a granada (item 10.3.1.2). A composição em TR do **RESUM** foi calculada por meio da equação de SHAW (1970)

$$C_s = (C_o D) / ((D + F(1 - D))), \quad (10.1)$$

onde C_s = concentração do elemento no resíduo de fusão, C_o = concentração do elemento no manto primitivo, D = coeficiente de partição global, F = taxa de fusão. Os coeficientes de partição e as composições dos minerais foram os mesmos usados anteriormente.

O balanço de massa de elementos maiores e menores revelou um resíduo **RRES** harzburgítico contendo 70,4% de olivina, 27% de ortopiroxênio e 2,6% de granada, para uma taxa de refusão de 5% do **RESUM** ($\Sigma r^2 = 0,21$). Este teria um espectro de TR de inclinação positiva, razão $(Gd/Yb)_N = 0,5$ e forte empobrecimento em TRL. A Figura 10.8.B contém os espectros desta fonte e dos líquidos produzidos por 5 a 10% de refusão do **RESUM**. Embora tenha havido uma certa concordância em termos da forma de TRL e da abundância em TRP, o padrão geral dos líquidos tendeu a ser convexo para cima e empobrecido em TRL com respeito ao **BAS168**. Seria necessário um pequeno aumento em La e Nd da fonte e um resíduo de fusão com menos granada para ajustar aqueles espectros. Portanto, descartou-se o **RESUM** como fonte de **BAS**.

Na gênese dos komatiitos (item 10.3.1.2), supôs-se que a **UM148C** poderia originar-se de 5 a 20% de fusão do manto empobrecido (Figura 10.7.B). A composição do resíduo desta fusão (**RESUM**, Tabela 10.3), calculada pela equação 10.1 teve um espectro de TR similar em forma e inclinação ao da Figura 10.8.B, porém cerca de 2,5X mais empobrecido. Os líquidos obtidos revelaram espectros similares aos da Figura 10.8.B, destacando-se a sua forma convexa para cima e empobrecimento em relação ao **BAS168**.

Pelo exposto, concluiu-se que o líquido **BAS168** seria gerado mais provavelmente pela fusão de manto pouco modificado e não de um manto afetado pela extração prévia de komatiitos. Apenas em condições muito particulares, com resíduo contendo menos granada e enriquecido em La e Nd, seria possível produzir o **BAS168** a partir de refusão do manto empobrecido. Isto permaneceria válido, a menos que se admitisse que o manto empobrecido pela extração de komatiitos sofreu algum processo metassomático de enriquecimento em TRL e Ba, tal como sugerido, por exemplo, em rochas basálticas cenozóicas do Mar Vermelho (**BARRAT et al.**, 1990). É possível, portanto, que o manto arqueano tenha sofrido reciclagens e/ou refertilizações contínuas, com conseqüente rehomogeneização, de modo que a extração de magmas prévios não ficaria registrada quimicamente. Uma rehomogeneização tão ampla e em um tempo tão curto poderia ser causada por pontos quentes (**JAHN et al.**, 1974; **ALLÈGRE et al.**, 1984).

10.3.2. Magmas Cálcio-Alcalinos

10.3.2.1. Síntese do Conhecimento

Os trabalhos experimentais de **GREEN & RINGWOOD** (1968) sugeriram que os magmas cálcio-alcalinos (andesíticos ou dacíticos) resultariam de dois processos principais: (1) diferenciação magmática a partir de um líquido basáltico, com fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio e, a grande profundidade, granada (**BARKER & ARTH**, 1976; **BAGBY et al.**, 1981); (2) fusão parcial de uma fonte basáltica, metamorfisada na fácies eclogito. A segunda

hipótese tem sido aceita como a mais viável em zonas de subducção, onde haveria participação de crosta oceânica e/ou do manto superior (HOLLOWAY & BURNHAM, 1972; JAHN *et al.*, 1974; BARKER & ARTH, 1976; WHITFORD *et al.*, 1979; GILL, 1981; GRAVIOU, 1984; MARTIN, 1986; WYLLIE, 1988). Via de regra, acredita-se que a gênese de magmas cálcio-alcálicos dar-se-ia por uma combinação de fatores, tais como natureza da fonte, cristalização fracionada polibarmétrica e diferentes graus de contaminação crustal (RINGWOOD, 1975; MAALØE & PETERSEN, 1981; DUPUY *et al.*, 1982; WYLLIE, 1984; ARCULUS & POWELL, 1986; WILSON, 1989; McCULLOCH & GAMBLE, 1991; STERN *et al.*, 1991).

Em virtude do relativo consenso sobre um ambiente do tipo zona de subducção na geração de magmas cálcio-alcálicos (referências acima, além de GOODWIN, 1977; MIYASHIRO *et al.*, 1982; MARTIN, 1985), achou-se conveniente tecer um breve comentário sobre a geometria, distribuição de isotermas e processos petrogenéticos.

Num sistema de arco insular, tem-se criação contínua de crosta oceânica nas dorsais (*CMO*) e bacias marginais e reciclagem do material sob arcos insulares e margens andinas. Toleítos são gerados nas *CMO*, na porção frontal do arco insular / margem continental e na bacia marginal. Magmas cálcio-alcálicos, shoshoníticos e alcálicos formam-se nas partes central e interna do arco ou da margem andina. De modo geral, existe uma polaridade temporal e geoquímica relacionada à distância entre a zona de subducção e o continente (JAKEŠ & WHITE, 1972; MIYASHIRO, 1974; DICKSON, 1975; GILL, 1981; MAURY, 1984; WILSON, 1989): (i) os magmas toleíticos são precoces e situam-se próximos à trincheira, ao passo que os alcálicos são tardios e mais afastados da mesma; (ii) aumentam os teores de K_2O , SiO_2 e elementos incompatíveis, bem como a razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ em direção ao continente; (iii) no mesmo sentido, cresce a contaminação por parte da crosta continental.

A placa oceânica *s.l.* subduccionada compõe-se essencialmente de um manto litosférico (harzburgito ou lherzolito empobrecido) subjacente à uma crosta oceânica *s.s.* Esta compreende: (1) sedimentos pelágicos na parte mais superficial; (2) basaltos e gabros, gerados nas *CMO*, metassomatizados e hidratados em graus diversos; (3) corpos serpentiniticos. O

progressivo afundamento e aquecimento da placa oceânica provoca o seu metamorfismo e gradativa desidratação, formando xistos verdes, anfibolitos sem e com granada e quartzo eclogitos (RINGWOOD, 1975; WYLLIE, 1982; MARTIN, 1986).

Os sítios de geração de magmas em zonas de subducção modernas são controlados pela forma das isotermas na superfície de separação crosta oceânica vs. cunha do manto (síntese em WYLLIE, 1988). Simulações termais (SUGIMURA & UYEDA, 1973; ANDERSON *et al.*, 1978; HSUI & TOKSÖZ, 1979) mostraram que a placa subduccionada funciona como um "front" de resfriamento, encurvando e deslocando as isotermas para baixo, ao longo do plano de Wadati-Benioff (Figuras 10.9.A e B). O calor produzido pela fricção na interface crosta oceânica vs. manto litosférico e por convecção astenosférica forneceria a temperatura suficiente para a fusão da crosta oceânica e do manto superior (ANDERSON *et al.*, 1978; HSUI & TOKSÖZ, 1979).

A relação entre as geotermas moderna e arqueana e a desidratação da placa oceânica na subducção é fundamental para explicar a geração de magmas cálcio-alcalinos (WYLLIE, 1982; MARTIN, 1986). Em ambientes fanerozóicos, a crosta oceânica tem cerca de 60 Ma ao tempo da subducção (BICKLE, 1978), sendo considerada velha e fria (ANDERSON *et al.*, 1978; MARTIN, 1986). Neste caso, a geoterma não intercepta o "solidus" de toleíta saturado em água (Figura 10.9.A). A desidratação total da crosta oceânica ocorre abaixo de 700°C, resultando em crosta anidra que só começa a fundir acima de 1200°C. Os fluidos quentes assim produzidos reidratam e fundem partes do manto superior e/ou da base da crosta continental (enriquecida em K₂O) (Figura 10.9.B), deixando um resíduo harzburgítico (MARTIN, 1986).

No arqueano, a crosta oceânica subduccionada seria mais jovem (*ca.* 20 Ma; BICKLE, 1978) e mais quente, de modo que a geoterma interceptaria a curva de "solidus" do toleíta saturado em água (Figura 10.9.A). Assim, a fusão da crosta oceânica começaria a temperaturas menores que 700°C e antes de sua desidratação, gerando magmas cálcio-alcalinos Trondhjemíticos-Tonalíticos-Dacíticos (TTDs - enriquecidos em Na₂O) (Figuras 10.9.A), retendo granada e hornblenda como fases residuais majoritárias (MARTIN, 1986; DRUMMOND & DEFANT, 1990). A composição modal dos resíduos justificaria o fato dos TTDs arqueanos terem

baixo Yb_N e alta razão $(La/Yb)_N$, ao contrário do observado em séries cálcio-alcálicas modernas (MARTIN, 1986).

10.3.2.2. Geração de Metadacitos

a. *Introdução*

Diversos diagramas geoquímicos comprovaram a natureza cálcio-alcálica dos **DAC**. O seu enriquecimento em Na e os espectros de TR levaram a correlacioná-los às séries trondhjémicas arqueas (item 8.2.2.3). Isto corroborou a íntima associação estrutural, metamórfica e textural de **DAC** com trondhjemitos (ex. Faz. Nova Zelândia). Seguiu-se, daí, que a gênese dos **DAC** foi admitida como similar, em termos de fonte e processos petrogenéticos, a dos *TTGs* (Trondhjemitos - Tonalitos - Granodioritos) encontrados na área.

Conforme visto anteriormente, a hipótese mais aceita para a gênese dos *TTGs* arqueanos (e *TTDs*) seria a fusão parcial de crosta oceânica hidratada, transformada em granada anfíbolito ou eclogito. Restaria um resíduo com hornblenda e/ou granada, com o líquido de fusão evoluindo por cristalização fracionada (hornblenda, plagioclásio, ilmenita, \pm alanita, \pm zircão) e, assim, compondo a série diferenciada *TTG* (ARTH & HANSON, 1972; BARKER & ARTH, 1976; MARTIN, 1985, 1986, 1987; DEFANT & DRUMMOND, 1990; DRUMMOND & DEFANT, 1990; RAPP, 1991). Naturalmente, esta crosta oceânica sofreria um certo grau de contaminação e/ou metassomatismo durante a sua desidratação (MAALØE & PETERSON, 1981; WYLLIE, 1982; WILKS, 1988; STERN *et al.*, 1991).

Com base nessas considerações, o item seguinte tratou da hipótese de formação do magma dacítico por fusão parcial de toleitos (crosta oceânica), metamorfisados nas fácies granada anfíbolito e eclogito. Para tal, usou-se o balanço de massa para elementos maiores e menores (STORMER Jr. & NICHOLLS, 1978) e a equação (8.1) para os TR e outros elementos em traços.

b. *Fusão de Crosta Oceânica*

O contexto geológico do "greenstone" Identidade indicou que as rochas metaultramáficas (**UM**), metabasálticas (**BAS**) e, talvez, parte das metagabróides (**GB**) são precoces em relação às metadacíticas (**DAC**). **UM**, **BAS** e **GB** devem ser, portanto, os candidatos à fonte dos **DAC**. No modelo de fusão parcial, adotou-se a composição média de **BAS** de Identidade como a fonte sólida (S_0) da amostra menos evoluída dos **DAC** ($L_1=381$). A Tabela 10.6 contém a composição dos minerais utilizados no balanço de massa e a Tabela 10.7, os resultados obtidos. Teoricamente, foram possíveis três resíduos de fusão, denominados **RESDACI** (**E**, eclogito), **RESDACII** (**A**, anfibolito) e **RESDACIII** (**GA**, granada anfibolito). A taxa de fusão variou de 4% (**RESDACIII**) a 17% (**RESDACII**), com o menor erro estatístico no resíduo **RESDACIII** ($\Sigma r^2=0,21$).

Estas três possibilidades foram testadas a nível de TR e outros elementos em traços. Os coeficientes de partição empregados foram aqueles definidos por MARTIN (1985, p. 159 e 168) e Martin (inédito) para a fusão de rochas basálticas (Tabela 10.8). Estes coeficientes correspondem a valores intermediários entre os de cristalização de um magma basáltico (início a $\pm 1050^\circ\text{C}$) e um magma granodiorítico (início a $\pm 850^\circ\text{C}$), com o K_D final sendo a média ponderada $0,75K_D^{\text{basalto}}+0,25K_D^{\text{granodiorito}}$ (MARTIN, 1985). Na Figura 10.10, encontram-se os espectros de terras raras de L_0 (média de **BAS**), L_1 (amostra 381 de **DAC**) e os líquidos teóricos (L_1^I , L_1^{II} , L_1^{III}), derivados da fusão parcial de **BAS** nas fácies eclogito (L_1^I), anfibolito (L_1^{II}) e granada anfibolito (L_1^{III}). Verificou-se uma grande discordância entre L_1^I e L_1 , com o resíduo **RESDACI** produzindo um forte fracionamento de TR, empobrecendo L_1^I em todos os elementos TR e, em particular, de TRP. A fonte anfibolítica geraria um líquido menos fracionado, empobrecido em TRL e Gd, enriquecido em TRP (Dy-Lu) e com padrão de TRP côncavo para cima. A fonte mais adequada seria o granada anfibolito, que geraria o líquido L_1^{III} e deixaria o resíduo **RESDACIII** com clinopiroxênio (11,9%), hornblenda (43,3%), plagioclásio (33,6%) e

granada (11,2%). Os conteúdos de outros elementos em traços também foram mais coerentes com o **RESDACIII** (Tabela 10.9).

A adição de fases acessórias aos resíduos de fusão provoca modificações por vezes acentuadas nos espectros de TR (MARTIN, 1985, 1987). Todavia, não existem minerais que tornem o líquido de fusão L_1^{III} enriquecido no intervalo La-Dy. Apatita e titanita, acessórios normalmente encontrados em anfibolitos, possuem coeficientes de partição superiores a 10, de modo que a inclusão dos mesmos no resíduo tornaria o líquido L_1^{III} ainda mais empobrecido em TR. Logo, em condições normais de fusão, metabasaltos similares aos **BAS** do "greenstone" Identidade, transformados em granada anfibolito, não representariam a fonte ideal dos **DAC**.

Para ajustar os espectros de terras raras dos líquidos L_1^{III} e L_1 , tornou-se necessário uma fonte metabasáltica (granada anfibolito) com espectro mais fracionado do que o sólido inicial S_0 . Variando-se a inclinação do espectro S_0 e usando-se o mesmo resíduo **RESDACIII**, obteve-se um excelente ajuste para taxas de fusão compreendidas entre 1 e 15% (Figura 10.11). Isto ocorreu quando a razão $(La/Yb)_N$ passou de 1,5 ($La_N=13,0$) a 3,4 ($La_N=30,0$). O diagrama $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N (Figura 10.12) corroborou a conclusão supra, conforme segue. As curvas de fusão de granada anfibolito normal e ligeiramente enriquecido em TRL (Figura 10.12) evidenciaram que apenas no último caso seria possível gerar os **DAC**. Tal processo é típico de associações *TTGs* arqueanas (MARTIN, 1986).

A solução encontrada acima, ou seja, enriquecimento em TR ($TRL > TRP$) seria viável em zonas de subducção. Admite-se que os fluidos quentes, liberados pela desidratação de material crustal (metassedimentos) e crosta oceânica hidratada, são ricos em elementos incompatíveis (TRL, U, Th), alcalinos (Na, K, Rb, Sr, Ba) e de alto potencial iônico (Zr, Ti, Hf, Nb, Ta) (SORENSEN & GROSSMAM, 1989). Inclusive os metassedimentos poderiam contribuir também como fonte sólida e não apenas com fluidos (WESTERCAMP, 1988). Ocorreria, então, a interação dos fluidos com a fonte sólida; os elementos citados se acomodariam nos minerais principais dessa fonte ou em fases acessórias prévias ou neoformadas - alanita, zircão, zoisita, apatita, granada, rutilo (SORENSEN & GROSSMAM, 1989). Neste processo, os alcalinos (K,

Rb, Cs, Ba) seriam os únicos não retidos nas fases refratárias de granada anfíbolitos e metaultramáficas, provavelmente escapando junto aos fluidos (SORENSEN & GROSSMAM, 1989). Estes fluidos superaquecidos conteriam elementos compatíveis com magmas intermediários a félsicos (tonalíticos-granodioríticos a graníticos) gerados simultânea ou subseqüentemente ao magmatismo dacítico. Eles poderiam ser acomodados em fases típicas de metagranitóides (biotita, K-feldspato, plagioclásio, zircão, apatita, alanita). Isto foi corroborado, por exemplo, pelo "trend" de enriquecimento em K₂O (Figura 8.11.A e B) e maior abundância (em média) de Rb, Zr, Ti e Nb do granodiorito Rio Maria (MEDEIROS, 1987; MEDEIROS & DALL'AGNOL, 1988) e do granito Mata Surrão (DUARTE *et al.*, 1991; DUARTE & DALL'AGNOL, 1992). Este metassomatismo transcorreria em zonas de cisalhamento na interface crosta oceânica vs. cunha do manto. Em zonas de subducção maduras, a desidratação e fusão parcial da crosta oceânica ocorreria a temperaturas próximas de 700°C e pressões de 10 a 20 kbar (WYLLIE, 1982; Figura 10.9.A).

Na área de exposição do "greenstone" Identidade, não se detectaram, até o momento, rochas metassedimentares que possam ter contribuído como fonte dos DAC. Porém, o "greenstone" Lagoa Seca, a SE de Identidade, comporta um volume apreciável de metagrauvas, que são precoces em relação aos metadacitos (DOCEGEO, 1988). Além dos minerais comuns naquelas rochas (plagioclásio, quartzo, fragmentos de rocha, biotita cloritizada), também se encontraram apatita, zircão, titanita e alanita (DALL'AGNOL *et al.*, 1985). Portanto, a mistura de toleítos similares aos do "greenstone" Identidade com supracrustais (metagrauvas) seria uma hipótese viável para explicar a natureza da fonte do magma dacítico.

c. *Cristalização Fracionada*

A cristalização fracionada a partir de um magma basáltico seria um dos mecanismos possíveis de formação de magmas cálcio-alcalinos (item 10.3.2). Para verificar tal hipótese, partiu-se do líquido basáltico menos evoluído (L₀=168, MgO=8,6%, base anidra),

fracionando-se combinações de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e granada (RINGWOOD, 1975; BARKER & ARTH, 1976; BAGBY *et al.*, 1981), para chegar-se ao líquido dacítico $L_1=381$.

O balanço de massa de elementos maiores e menores forneceu cumulados variando de eclogíticos (clinopiroxênio 54%, granada 45%) a anfibolíticos (hornblenda 43-76%, clinopiroxênio 9-12%, plagioclásio 15-34%, granada 0-11%). O modelo de cristalização fracionada foi descartado por dois motivos: (1) as taxas de cristalização foram muito altas (83-96%); (2) os líquidos diferenciados tiveram espectros de TR pouco fracionados ($(La/Yb)_N=4-4,6$) e empobrecidos em La ($La_N=31-36$) em comparação ao **DAC** 381 ($La_N=116$, $(La/Yb)_N=40$).

10.3.3. Discussão e Conclusão

Ressalvados os erros implícitos na definição dos parâmetros (composição de fonte, coeficientes de partição) usados nos modelamentos geoquímicos de fusão parcial e cristalização fracionada, os resultados obtidos foram qualitativamente válidos. A coerência entre os testes envolvendo elementos maiores / menores, em traços e terras raras provou que as respostas encontradas podem ser vistas como hipóteses viáveis.

A Figura 10.13 ilustra as principais conclusões sobre os processos relacionados à gênese das rochas metaultramáficas (**UM**), metabasálticas (**BAS**), metagabróides (**GB**) e metadacíticas (**DAC**). Em resumo:

- 1- os **BAS** seriam gerados por fusão parcial de granada lherzolito, sugerindo pressões superiores a 20 kbar (GREEN & RINGWOOD, 1967);
- 2- à época de geração de **BAS** e, talvez, de **UM**, o manto arqueano sofria reciclagens e/ou refertilizações contínuas, com conseqüente rehomogeneização química;
- 3- os **GB** proviriam da cristalização fracionada de **BAS**; o fracionamento de plagioclásio indicaria a ocorrência deste processo em profundidades equivalentes as de estabilidade do

plagioclásio lherzolito, *i.e.*, pressão inferior a 10-15 kbar (GREEN & RINGWOOD, 1967; WYLLIE, 1981);

4- os **DAC** resultariam de fusão parcial de toleítos (metabasaltos) transformados em granada anfibolito, com provável contribuição de componentes terrígenos (grauvacas); a estabilidade de granada e hornblenda e a suposição de gradiente geotérmico mais elevado no arqueano sugeriram pressões e temperaturas variando entre *ca.* 10-20 kbar e 650-900°C (Figura 10.9.A);

5- como consequência das conclusões acima, a fonte de magmas teria evoluído de mantélica no estágio inicial de evolução do "greenstone" (**UM**, **BAS**), passando a envolver, na etapa seguinte (**DAC**), reciclagem, em condições mantélicas, de material crustal.

10.4. CONCLUSÕES INTEGRADAS SOBRE AMBIENTE TECTÔNICO E MAGMATISMO

As conclusões sobre ambiente tectônico (10.2) e gênese de magmas (10.3) foram aqui reavaliadas a fim de definir um modelo integrado de evolução tectono-magmática. Elas resumiram-se a: (1) o ambiente de arco insular seria o mais apropriado para o magmatismo cálcio-alcalino (**DAC**), através da fusão de crosta oceânica transformada em granada anfibolito; (2) esta crosta seria representada por rochas metaultramáficas (**UM**) e, predominando volumetricamente, metabasálticas (**BAS**) toleíticas de baixo K₂O, originadas por fusão parcial de granada lherzolito.

De acordo com o contexto geológico em foco, o magmatismo começaria com geração de komatiitos, seguido por toleítos e, por fim, tipos cálcio-alcalinos, os últimos incluindo os plútons metagranitóides. Toda a evolução se restringiria ao intervalo máximo de 100 Ma, conforme deduzido pelas idades U/Pb (MACAMBIRA, 1992) das rochas pré-"greenstone" (tonalito Arco Verde) (*ca.* 2,96 Ga) e dos granitóides pós-"greenstones" (*ca.* 2,88 Ga). Este seria um período suficientemente longo para englobar todos os processos tectônicos e magmáticos envolvidos na edificação de um terreno granito - "greenstone" (MORBATH, 1977; CONDIE, 1980; DEWEY & WINDLEY, 1981; WINDLEY, 1986).

Uma maneira de explicar as feições observadas no terreno estudado seria supor um conjunto interdependente, temporal e geometricamente, de zona de subducção ativa - arco insular - bacia marginal (KARIG, 1971; UYEDA & KANAMORI, 1979; CRAWFORD *et al.*, 1981). A seqüência de eventos em tal sistema se resumiria a dois estágios, conforme descritos abaixo.

Estágio A ($\geq 2,96$ Ga) - Constituição do embasamento continental, representado por rochas gnaissificadas em graus variados, parte delas correlacionadas ao tonalito Arco Verde a sul de Rio Maria (ALTHOFF *et al.*, 1994), datadas (U/Pb) em *ca.* 2,96 Ga (MACAMBIRA, 1992). Terrenos ainda mais antigos foram sugeridos por idades U/Pb relíquias de cerca de 3,20 Ga (MACHADO *et al.*, 1991; MACAMBIRA, 1992). Sendo tal embasamento análogo às suites TTGs arqueanas, a sua geração deve ter envolvido fusão parcial de crosta oceânica ainda mais antiga do que os atuais "greenstones" (comparar com 10.3.2), porém sem vestígios claros até o momento (teria sido totalmente consumida?).

Estágio B (2,96-2,90 Ga) (Fase Distensiva) - Geração de magmas komatiítico e toleítico por fusão parcial do manto astenosférico, formando diápiros mantélicos que ascenderiam adiabaticamente, sofrendo fracionamento magmático a baixas pressões e extrudindo como lavas ultramáficas e máficas subaquáticas em uma bacia marginal.

Estágio C (Fase de Subducção) - Geração de magmas cálcio-alcálicos por fusão de crosta oceânica nova e quente, através de subducção rápida em baixo ângulo (tipo Chile). Esta crosta seria formada pelo material produzido no estágio B. Considerando que os komatiitos e toleitos possuíam embasamento siálico (*ca.* 2,96 Ga) e foram intrudidos por metadacitos (*ca.* 2,94-2,90 Ga), foi possível assumir que a referida crosta oceânica teria uma idade média de 30-40 Ma. O estágio C representaria, então, um regime compressivo, resultando no fechamento da bacia marginal e edificação de novos arcos insulares.

A interpretação do estágio *C* foi estendida aos metagranitóides. Em zonas de subducção, o magmatismo cálcio-alcálico compõe-se de termos extrusivos ou hipabissais e equivalentes plutônicos (THORPE & FRANCIS, 1979; JAHN *et al.*, 1981; BROWN, 1982). Em uma margem Andina, por exemplo, estes plútons situam-se entre 3 e 8 km de profundidade. A cristalização em profundidade ou (sub)superfície depende da quantidade de água do magma e da maturidade (espessura crustal) do arco, sendo maiores no primeiro caso (THORPE & FRANCIS, 1979; BROWN, 1982).

Em função dos erros experimentais no cálculo das idades dos **DAC** e dos metagranitóides, não foi possível definir corretamente a diferença de idade e/ou de colocação entre o vulcanismo ácido e o plutonismo. Admitindo como mais precisas as idades de $2,90 \pm 0,03$ Ga (U/Pb, MACAMBIRA, 1992) das metavulcânicas ácidas do Grupo Lagoa Seca, e de $2,88 \pm 0,01$ Ga dos metagranitóides granodioríticos a graníticos (MACAMBIRA, 1992), segue-se que as metaplutônicas seriam ligeiramente mais jovens (cerca de 20 Ma) do que as metavulcânicas ácidas correlacionáveis aos **DAC**. Portanto, à época do plutonismo, a crosta oceânica seria apenas um pouco mais velha do que a que originou os **DAC**, e a crosta continental, mais espessa pela acreção dos **DAC**.

**Parte III - EVOLUÇÃO GEODINÂMICA
E CONCLUSÕES GERAIS**

11. MODELOS TECTÔNICOS ARQUEANOS
12. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE RIO MARIA
13. CONCLUSÕES GERAIS

11. MODELOS TECTÔNICOS ARQUEANOS

11.1. INTRODUÇÃO

O Arqueano compreendeu um longo período de evolução da Terra (4,6-2,5 Ga), ao fim do qual formou-se mais de 50% do volume da atual crosta continental (DEWEY & WINDLEY, 1981; TAYLOR & McLENNAN, 1981, 1985). Portanto, o seu estudo implica discutir a própria evolução do planeta. O caráter fragmentado das informações obtidas nos terrenos granito - "greenstone" e o enorme lapso de tempo decorrido até o presente dificultam o entendimento deste período e favorecem o surgimento de interpretações as mais variadas sobre a sua evolução tectônica (CONDIE, 1981, cap. 10, e 1989, cap. 9; WINDLEY, 1986, cap. 4).

A partir do início dos anos 70 surgiram técnicas refinadas de datação radiométrica e de geologia isotópica (Sm/Nd, U/Pb por abrasão e evaporação, Lu/Hf), geofísica (sísmica profunda, fluxo térmico), petrologia experimental a altas pressões e temperaturas e modelamentos geoquímicos e termais. Este conjunto de ferramentas tornou possível interpretar com menos incertezas a evolução crustal e geodinâmica do Arqueano. Assim, tem-se verificado a modificação, com o decorrer do avanço dos conhecimentos, das hipóteses evolutivas, que passaram de essencialmente gravitacionais (anos 70) a modelos envolvendo mecanismos de tectônica de placas (anos 80).

11.2. EOARQUEANO (>3,6 Ga)

Do período mais precoce, envolvendo os primeiros 800 Ma, praticamente não existem vestígios. De qualquer modo, os dados geocronológicos comprovaram que já existia

crosta sílica em torno de 4,0-3,9 Ga na Groenlândia (MOORBATH *et al.*, 1973), Austrália (BLACK *et al.*, 1986) e Canadá (BOWRING *et al.*, 1989). Ou seja, até esta data, deu-se a evolução e estabilização de parte da crosta continental, que, logo depois, se comportaria rigidamente quando da intrusão de diques máficos (Saglek, Labrador; Ameralik, Groenlândia; Causeway, Limpopo) (WINDLEY, 1986, p. 21).

Para este período primitivo, CONDIE (1980) propôs uma evolução tectônica conforme segue. Durante ou logo após a formação do núcleo terrestre, teria se dado um rápido acréscimo de temperatura, atingindo-se gradientes adiabáticos. A perda de calor por radiação e a fuga de elementos voláteis favoreceram o rápido esfriamento da superfície terrestre, formando uma fina crosta ultrabásica. Em razão de sua densidade superior a do manto subjacente (em estado de fusão), esta crosta tornou-se gravitacionalmente instável, sofrendo rápida fragmentação por convecção no manto superior. Prosseguindo o resfriamento, atingiram-se gradientes de 60°C/km. Neste ponto, diferenciaram-se grandes volumes de magmas toleíticos e picríticos, que ascenderam adiabaticamente como plumas a partir de 200-400 km de profundidade e atingiram a superfície via riftes na crosta ultrabásica. A crosta basáltica inicial se formaria ao longo de uma série complexa de riftes, fundindo-se e reciclando-se completamente ao afundar no manto. Impactos meteoríticos, principalmente no período 4,0-3,9 Ga, teriam contribuído para aumentar a fragmentação e acelerar o processo de reciclagem daquela crosta.

11.3. PALEOARQUEANO A NEOARQUEANO (3,6-2,5 Ga)

11.3.1. Introdução

Para o período a partir de 4,0-3,8 Ga, admite-se que o gradiente geotérmico teria decrescido o suficiente para que a fusão da crosta basáltica primitiva fosse parcial e não total (CONDIE, 1980). Até 3,5 Ga, já estariam formados diversos núcleos continentais. Todavia,

ficaram bem representados apenas os mais jovens que 3,5 Ga, e, particularmente, aqueles formados após 3,2 Ga (CONDIE, 1980, 1981; MOORBATH, 1982).

É justamente o período posterior a 3,2 Ga o melhor conhecido e para o qual existem diversas hipóteses evolutivas. Os modelos propostos podem ser agrupados em duas escolas principais, que diferem pela aceitação (mobilistas) ou não (fixistas) dos mecanismos de tectônica de placas (CONDIE, 1981, 1989; WINDLEY, 1986). Nos itens seguintes, os vários modelos foram sintetizados basicamente a partir de discussões destes autores.

11.3.2. Modelos Fixistas (Não Envolvem Tectônica de Placas)

11.3.2.1. Inversão de Densidades

A evolução tectônica teria sido controlada essencialmente pelo afundamento gravitacional do pacote vulcânico. Existem diferenças, de autor para autor, sobre o modo de geração dos plútons granitóides, caráter continental ou oceânico do embasamento pré-"greenstone", e relações temporais e espaciais destas supracrustais com terrenos de alto grau.

Os modelos gravitacionais clássicos são referidos a ANHAEUSSER *et al.* (1969), VILJOEN & VILJOEN (1969) e ANHAEUSSER (1971). Nestes, o "greenstone" se formaria em riftes continentais ou na interface crosta siálica vs. crosta oceânica, ou, ainda, por extenso vulcanismo intraplaca ("overplating") sem rifteamento (CONDIE, 1976). O progressivo afundamento do "greenstone" deflagraria o seu fechamento, que seria favorecido por plutonismo marginal e/ou interno, resultante de remobilização do embasamento. Isto também explicaria as estruturas verticalizadas.

Uma variante do modelo acima foi proposta por GLIKSON (1972, 1976, 1979), agora admitindo uma crosta primitiva oceânica, e não continental. A evolução se daria em quatro estágios, conforme resumido abaixo.

1º Estágio Oceânico - Caracterizado por megaondulações da costa primitiva, com sedimentação nos baixos topográficos e fusão parcial da base desta crosta, transformada em eclogito e/ou anfíbolito.

2º Estágio Precoce - Formação de magmas sódicos (por fusão parcial da crosta oceânica), que ascenderiam diapiricamente.

3º Estágio Vulcanossedimentar - Constituição do "greenstone" por processos sincrônicos de soerguimento isostático de plútons precoces e subsidência da crosta máfica interplútons. Nova fusão parcial desta crosta geraria o vulcanismo cálcio-alcálico. Erosão de batólitos plutônicos e de vulcânicas félsicas intrabaciais permitiriam a acumulação de material detrítico.

4º Estágio Orogênico - Seria marcado por nova subsidência da pilha vulcanossedimentar, dobramento e metamorfismo de baixo grau. Geração de granitos potássicos tardi-tectônicos derivados de pequeno grau de fusão parcial da crosta recém espessada. Finalmente, dar-se-ia o resfriamento crustal e a colagem de calhas vulcanossedimentares, formando escudos estáveis. Os terrenos de alto grau representariam faixas móveis nos limites destes escudos (GLIKSON, 1972) ou seriam contemporâneos das raízes do "greenstone" (GLIKSON, 1976).

WINDLEY (1973) propôs um modelo ligeiramente diferente. O "greenstone" se desenvolveria inicialmente em riftes tipo Mar Vermelho, em crosta sílica de alto grau. Subsidência, deformação, metamorfismo e plutonismo seriam os processos subseqüentes ao rifteamento. Núcleos gnáissicos antigos poderiam ser preservados entre as faixas de "greenstones". Riftes continentais também foram sugeridos por GROVES & BATT (1984) e AYRES & THURSTON (1985).

GORMAN *et al.* (1978) apresentaram um modelo de afundamento gravitacional semelhante aos previamente discutidos, porém detalhando a geometria estrutural. A evolução iniciaria com a formação de um platô vulcânico com cerca de 5-7 km de espessura e 100 km de diâmetro sobre um embasamento sílico estável. Seguir-se-ia o domeamento do substrato, nas

porções marginais do platô, provocando o afundamento da parte vulcânica central. A erosão de altos estruturais forneceria sedimentos terrígenos para o centro da bacia. Finalmente, ocorreria o ápice da deformação marginal e do afundamento da bacia, com fusão parcial da base desta, gerando magmas tonalíticos. Estes, ao se posicionarem, acentuariam o encurtamento do "greenstone", produzindo a forma de cogumelo invertido. Uma nova etapa de fusão parcial de granada anfibolito produziria o vulcanismo cálcio-alcálico e os granitos potássicos tardios, que aumentariam a compressão do "greenstone".

No estágio de maior maturidade do modelo de GORMAN *et al.* (1978), o padrão estrutural depende da posição do corte. Em regiões periféricas seriam encontradas dobras recumbentes e empurrões paralelos aos planos axiais. Em porções centrais, o estilo estrutural variaria de acordo com o nível crustal. Em epizona, ocorreriam dobras isoclinais reversas nas bordas e flambagem na parte interna, com empurrões centrípetos de alto ângulo. Em catazona, o "greenstone" formaria um sinforme apertado, com deformação dúctil generalizada, lineação vertical proeminente e migmatização nas bordas.

11.3.2.2. Plumas do Manto com ou sem Convecção Mantélica

A exemplo dos casos anteriores, estes modelos também consideraram o processo global como sendo de rifteamento de crosta primitiva e subsidência do pacote vulcanossedimentar. Porém, já admitiram uma certa mobilidade tectônica ao proporem que o rifteamento seria gerado pela ascensão de plumas do manto (HUNTER, 1974a; LAMBERT, 1976; ARCHIBALD *et al.*, 1978). Embora supondo a ação de plumas do manto e mecanismos locais de convecção, os modelos em lide diferiam da tectônica de placas por não visualizarem regimes de criação (cadeias meso-oceânicas) e destruição / reciclagem (zonas de subducção) de crosta oceânica.

Um dos principais modelos de plumas mantélicas deveu-se a CONDIE & HUNTER (1976), que o aplicaram ao "greenstone" Barberton. Eles supuseram que, inicialmente, a ascensão da pluma até a base da litosfera provocaria o rifteamento da crosta continental

(gnaiesses, migmatitos e granulitos félsicos) há *ca.* 3,5 Ga. Deste modo, criar-se-ia um alto gradiente geotérmico sob o rifte, propiciando o desenvolvimento de extensivo vulcanismo máfico - ultramáfico (Grupo Onverwacht). O resfriamento da pluma provocaria o afundamento da bacia e a exposição do seu embasamento marginal, fornecendo, então, material clástico para os grupos Fig Tree e Moodies. Um pequeno volume de vulcanismo félsico decorreria de fusão parcial da base da bacia. Com a progressão do afundamento, haveria nova fusão parcial de anfíbolitos, produzindo magmas tonalítico-trondhjemiticos, que ou ascenderiam diapiricamente ou cristalizariam em profundidade como granulitos (3,3-3,2 Ga). Esta seria a etapa responsável pelo maior espessamento crustal da Província Kaapvaal. A seguir (2,9-2,6 Ga), a pluma desapareceria definitivamente e ocorreria a fusão parcial da base da crosta gnáissico-granulítica, resultando no plutonismo granodiorítico a granítico. A estabilidade termal e tectônica então adquirida permitiria que magmas granodioríticos evoluíssem, por cristalização fracionada, para granitos potássicos. O soerguimento do terreno granito - "greenstone" forneceria sedimentos para os supergrupos Pongola e Witwatersrand (HUNTER, 1974b).

A ação de correntes de convecção de pequena escala (50-100 km de raio) no manto superior foi considerada por FYFE (1974), que admitiu, em seguida (FYFE, 1978), a presença de plumas em zonas de convergência de células de convecção. A evolução envolveria magmatismo máfico-ultramáfico nas zonas de convergência e ascensão de correntes de convecção, subsidência, fusão parcial da base do pacote e plutonismo. Um modelo com células de convecção foi apresentado por WILLIAMS (1977). Estas células se dividiriam em dois sistemas, sendo um mais possante responsável por faixas móveis de alto grau, e o menos expressivo e em maior número, ortogonal às primeiras e situado sob os "greenstones".

11.3.2.3. "Underplating" Magmático

PARK (1982) e PARK & TARNEY (1987) sugeriram que a configuração dos terrenos de alto grau e granito - "greenstone" resultaria de "underplating" tectônico (subducção

A) de fatias crustais deslocadas e posicionadas por falhas lítricas. A principal diferença entre este mecanismo e a subducção é que o primeiro pressupõe o "decoupling" da crosta arqueana e do manto. Na ausência de placas litosféricas rígidas, o manto litosférico poderia separar-se e afundar-se por fluxo convectivo na astenosfera, independentemente da crosta (PARK, 1982). A vantagem do "underplating", de acordo com PARK & TARNEY (1987), é que o espessamento, enfatiamento e forte deformação crustal ocorreriam a grandes profundidades, não requerendo processos superficiais na formação dos terrenos de alto grau. Este espessamento proporcionaria o aumento de calor na base da crosta, fundindo parcialmente o material máfico e gerando magmas tonalíticos. O prosseguimento do "underplating" produziria intenso redobramento e novo espessamento crustal.

11.3.2.4. Modelo Misto de Plumas do Manto e "Underplating" Magmático

KRÖNER (1981, 1982, 1985) sugeriu a atuação seqüenciada de células de convecção / plumas do manto e "underplating" magmático. Na versão de KRÖNER (1982), a evolução completa se daria em 5 estágios, conforme resumida abaixo (Figura 11.1):

- A - rifteamento extensivo de litosfera fina, provocado por plumas do manto;
- B - em cada sistema de rifte, ocorreria sedimentação de águas rasas e fusão do manto litosférico, produzindo magmas komatiíticos; estes se posicionariam na base da crosta (fonte de vulcanismo bimodal toleítico - cálcio-alcálico e *TTGs* precoces) ou, eventualmente, extrudiriam;
- C - a subida da pluma acentuaria o processo de estiramento crustal, podendo descolar blocos da crosta inferior e material "underplated" prévio; a fusão parcial destes componentes geraria plútons cálcio-alcálicos e granitóides crustais;
- D - a ascensão da pluma atingiria o ponto máximo, criando uma pequena bacia, sem substrato continental, onde o aporte de sedimentos terrígenos seria mínimo, porém com volumoso vulcanismo máfico / ultramáfico; dominaria a tectônica transcorrente, propiciando a formação de bacias de afastamento;

E - fechamento da bacia por encurtamento horizontal, gerando dobras recumbentes, empurrões, repetição de camadas e espessamento crustal; estas estruturas verticalizariam durante o posicionamento de batólitos granitóides, acentuando o fechamento da bacia.

11.3.3. Modelos Mobilistas (Envolvem Tectônica de Placas)

11.3.3.1. Problemas dos Modelos Prévios

A integração de dados e/ou reestudo de diversos terrenos arqueanos de uma mesma província, bem como comparações entre núcleos de continentes diferentes, revelou uma série de problemas com os modelos supramencionados, conforme discutido por CONDIE (1981, cap. 10, e 1989, cap. 9) e WINDLEY (1986, cap. 4).

Os clássicos modelos de tectônica vertical seriam incoerentes com a presença de estruturas tangenciais e encurtamento horizontal prévios ou sincrônicos ao plutonismo intrusivo (COWARD & JAMES, 1974; COWARD *et al.*, 1976b; ARCHIBALD *et al.*, 1978; POULSEN *et al.*, 1980; DE WIT, 1982; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1984). Os modelos de riftes continentais (WINDLEY, 1973; AYRES & THURSTON, 1985) não explicariam o pequeno volume de vulcânicas félsicas dos "greenstones" mais antigos nem o vasto volume de magmas TTGs com assinaturas de arco ou de margem continental (CONDIE, 1989).

As relações dos terrenos de alto grau com os "greenstones" revelaram-se ambíguas. Aqueles foram considerados ora como mais antigos, ora como faixas móveis mais jovens. A presença de embasamento siálico, pelo menos para os "greenstones" mais jovens (*ca.* 3,0-2,6 Ga), seria mais coerente com as evidências geológicas e geocronológicas que apontaram para a existência de crosta continental antiga *ca.* 4,2-3,4 Ga (MOORBATH *et al.*, 1973; BICKLE *et al.*, 1975; FROUDE *et al.*, 1983; KOBER *et al.*, 1989; MARTIN *et al.*, 1991). Existem, em vários casos, evidências de que a granulitização foi precoce ou sincrônica ao vulcanoplutonismo, com os granulitos podendo representar as raízes dos "greenstones", soerguidos por falhas lítricas

ou basculamentos crustais (COWARD *et al.*, 1976a; GLIKSON, 1976; GLIKSON & LAMBERT, 1976; SHACKLETON, 1976; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1984; KRÖNER, 1985). Outros autores, mostraram, entretanto, claras diferenças litológicas entre os terrenos de alto grau, com sedimentação plataformal (quartzitos, mármore, pelitos), e os "greenstones" (grauvacas), enfraquecendo a hipótese dos primeiros serem as raízes dos "greenstones" (WINDLEY, 1986).

Combinações de plumas, convecção e "underplating" também enfrentaram alguns dos problemas referentes aos modelos de inversão de densidades. Não eram explicadas, p. ex., as estruturas tangenciais precoces na evolução dos "greenstones", a presença de inclusões supracrustais e nem o complexo padrão estrutural do embasamento gnáissico (CONDIE, 1981).

Em geral, todos os modelos mostravam-se vagos ou deixavam em aberto a gênese do plutonismo *TTG* intrusivo. Enquanto alguns consideravam a remobilização do embasamento síalico (ANHAEUSSER *et al.*, 1969), outros admitiam a fusão parcial de crosta oceânica (GLIKSON, 1972, 1979) ou cristalização fracionada a partir de uma fonte máfica a intermediária aprisionada na base da crosta (KRÖNER, 1981, 1982). Estas hipóteses não explicavam como a fusão de fonte ensimática geraria o grande volume de *TTGs*, nem porquê o posicionamento destes se daria entre os "greenstones", e não internamente aos mesmos, tal como admitido na grande maioria dos casos (CONDIE, 1981). Além disso, as teorias de gênese por cristalização fracionada a partir de magmas máficos ou fusão parcial de fonte gnáissica não aparentavam-se coerentes com estudos experimentais (GREEN & RINGWOOD, 1968) e teóricos (BARKER & ARTH, 1976; BARKER *et al.*, 1981; MARTIN, 1986, 1987; DRUMMOND & DEFANT, 1990).

11.3.3.2. Necessidade da Tectônica de Placas Arqueana

De acordo com WINDLEY (1986, cap. 4) e CONDIE (1989, cap. 9), apenas os mecanismos de tectônica de placas explicariam adequadamente as diversas características dos terrenos arqueanos. Em particular, os pontos críticos seriam o crescimento simultâneo de ambas, crostas oceânica e continental, e o contínuo vulcanoplutonismo por centenas de milhões de anos.

Nenhum dos modelos anteriores satisfazia plenamente o rápido crescimento crustal no Arqueano, por serem muito fixistas. Não justificavam, por exemplo, a constante criação de crosta oceânica juvenil e seus produtos de reciclagem (magmatismo cálcio-alcálico).

O fator fundamental na tectônica arqueana residiria no seu estado termal. A produção de calor 2 a 3X superior à atual estaria refletida na abundância de komatiitos (BICKLE, 1978; LAMBERT, 1981). A única maneira de dissipar o excesso de calor seria por vigorosos processos de geração e destruição de placas por correntes de convecção (BICKLE, 1978; DEWEY & WINDLEY, 1981; WINDLEY, 1986). Considerando cadeias meso-oceânicas similares às atuais, ou seja, movimentadas por líquidos basálticos, as placas arqueanas deveriam ser menores, mais numerosas, mais finas e cerca de 6X mais velozes do que as modernas (BICKLE, 1978; DEWEY & WINDLEY, 1981; ABBOTT & HOFFMAN, 1984; RICHTER 1985). No momento da subducção, a crosta oceânica arqueana ainda estaria quente e jovem (≤ 20 Ma), em oposição às atuais (frias e velhas). O rápido crescimento da crosta continental se daria por alta taxa de acreção de arcos insulares e fechamento de inúmeras bacias marginais (CONDIE, 1980, 1981; SLEEP & WINDLEY, 1982; WINDLEY, 1986; KUSKY, 1989). Em função do aquecimento generalizado, as placas litosféricas arqueanas provavelmente seriam mais dúcteis, com distribuição geográfica algo desordenada e contornos irregulares (NISBET *et al.*, 1981). Contudo, a subducção de crosta basáltica jovem (quente, leve e lenta) seria insuficiente para dissipar o excesso de calor (BICKLE, 1978). A questão se resolveria ao se considerar as CMO arqueanas preenchidas por líquidos komatiíticos, que consumiriam 30% mais calor do que CMO basálticas, além de serem aquelas mais densas, favorecendo a subducção mais rápida (NISBET, 1987, cap. 5).

11.3.3.3. Discussão dos Modelos de Tectônica de Placas

Um dos primeiros modelos envolvendo convergência de placas deveu-se a ANHAEUSSER (1973). A seqüência de eventos seria semelhante à proposta por GLIKSON

(1972), diferindo desta por iniciar com subducção de crosta oceânica na formação de arcos insulares. Esta crosta sofreria fusão parcial até ser totalmente consumida, gerando magmas toleíticos e cálcio-alcálicos. No estágio final, ocorreria a deformação pós-diapirismo granitóide e estabilização tectônica do núcleo granito - "greenstone", com desenvolvimento simultâneo de coberturas cratônicas. Este modelo não justificava, porém, o grande volume de *TTGs* e a ciclicidade do vulcanismo (CONDIE, 1981).

Na mesma época e em anos seguintes, diversos autores notaram a similaridade geológica (estratigrafia, seqüência de eventos, plutonismo, relações estruturais) (DIMROTH *et al.*, 1982) e geoquímica (WHITE *et al.*, 1971; TALBOT, 1973; JAHN *et al.*, 1974; GLIKSON & LAMBERT, 1976; BLAIS *et al.*, 1977) dos "greenstones" com arcos insulares e toleitos de cadeias meso-oceânicas modernas. Todavia, os modelos de arco insular sugeridos diferiam dos arcos modernos por admitiriam subducção e fusão total da crosta máfica - ultramáfica, a qual desapareceria logo após a geração de um único ciclo *TTG*, e por considerar importante o mecanismo de afundamento gravitacional de grande parte daquela crosta. Concernente aos terrenos gnáissicos e ao espessamento crustal, existiam hipóteses de colisão continental (tipo Himalaia), propostas para a Groenlândia (MYERS, 1976).

BURKE *et al.* (1976) e WINDLEY & SMITH (1976) interpretaram os "greenstones" como bacias marginais fossilizadas. O Complexo Rocas Verdes, ao sul do Chile, foi tomado como o exemplo fanerozóico mais próximo das características estratigráficas, estruturais, metamórficas, litológicas e geoquímicas dos terrenos granito - "greenstones". O citado complexo foi descrito em detalhe por TARNEY *et al.* (1976), que estenderam a interpretação dada nessa área aos "greenstones" arqueanos. A sua evolução foi, então, subdividida em cinco etapas, descritas abaixo (Figura 11.2).

1^o Extensão - Início da subducção da placa oceânica numa margem Andina. Produzir-se-ia afinamento crustal e princípio de extensão por trás do arco, surgindo uma bacia marginal. Magmas komatiíticos, provenientes de plumas profundas, causariam mais afinamento no substrato

da bacia. Magmas máficos a félsicos extrudiriam e/ou intrudiriam tanto no arco insular como na bacia marginal.

2º Vulcanismo - Continuaria a subducção, com extensivo vulcanismo toleítico na bacia marginal e adição de magmas cálcio-alcálinos causando o crescimento do arco.

3º Sedimentação - Soerguimento e erosão do arco e do continente, fornecendo sedimentos vulcanogênicos e terrígenos para a bacia.

4º Fechamento - Deformação e diapirismo *TTG* a granítico (fusão do manto superior) e fracionamento (sin- a pós-tectônicos) em níveis crustais rasos provocariam o fechamento e a geometria sinformal do "greenstone".

5º K-granitos - Fusão parcial da cunha do manto descendente e/ou da crosta inferior, gerando granitos potássicos tardi- ou pós-tectônicos.

A principal diferença entre tais equivalentes modernos e aqueles arqueanos reside na ausência de enxames de diques máficos (típicos de ofiolitos) nos últimos (CONDIE, 1981, 1989; WINDLEY, 1986). Um outro problema seria como justificar o maior soerguimento do arco, expondo os terrenos de alto grau, enquanto o "greenstone" praticamente não era soerguido (mesmos autores). Tais argumentos foram considerados por KRÖNER (1981, 1982, 1985) ao refutar o sistema arco insular *vs.* bacia marginal.

CONDIE (1980, 1981) propôs uma hipótese, relacionando os vários ambientes tectônicos entre 3,8 Ga e 2,5 Ga (Figura 11.3). Os "greenstones" se formariam tanto em bacias marginais como em riftes continentais, derivados, respectivamente, de zonas de convergências de placas e plumas do manto. Os terrenos de alto grau resultariam do aquecimento crustal provocado por correntes de convecção de grande porte. Sobre estes terrenos, seriam depositados sedimentos cratônicos (tipo Kaapvaal). A fusão parcial da crosta siálica em alto grau aprisionaria magmas basálticos, que (re)cristalizariam em profundidade como anfíbolitos e eclogitos. O soerguimento da crosta siálica exporia relíquias de "greenstones" mais antigos. A colagem de arcos às margens continentais acentuaria o crescimento continental, terminando por formar um supercontinente ou vários grandes continentes há *ca.* 2,5 Ga. A constituição de enormes faixas

vulcanoplutônicas, a exemplo da Província Superior (Canadá), foi interpretada pela ação de plumas, gerando múltiplos sistemas de riftes alinhados.

As críticas de CONDIE (1980, 1981) e KRÖNER (1981, 1982, 1985) ao modelo de bacia marginal / arco insular para os terrenos granito - "greenstones" foram rebatidas por WINDLEY (1986) ao considerar os aspectos termais do arqueano e os orógenos modernos. A ausência de enxames de diques, por exemplo, foi explicada pelo alto fluxo de calor, que propiciaria o reabastecimento contínuo de magmas e daria um comportamento mais dúctil à crosta, dificultando ou impedindo o seu fraturamento (TARNEY *et al.*, 1976; WEAVER & TARNEY, 1980; HALLS, 1982; WINDLEY, 1986). Os dados disponíveis sobre zonas orogênicas fanerozóicas, expostas em diferentes níveis erosionais, foram sintetizados por WINDLEY (1986, cap. 4). Nos Andes, o nível profundo do arco apresenta interdigitação complexa de: (i) tonalitos e dioritos com inclusões máficas; (ii) quartzitos, metapelitos e mármore; (iii) granulitos. No Himalaia, existem regiões onde o arco e a bacia marginal possuem o mesmo nível erosional, e outros onde o soerguimento foi tão elevado que expôs o embasamento gnáissico e a base do arco (em fácies anfíbolito e granulito).

Baseado no modelo de bacias marginais fossilizadas (TARNEY *et al.*, 1976) e no conhecimento das raízes de arcos modernos, WINDLEY (1986) sugeriu uma versão mais generalizada para o crescimento da crosta continental arqueana. Ele considerou duas grandes etapas, a primeira (I) formando o embasamento gnáissico, e a segunda (II) concernente a evolução do "greenstone". A descrição dos eventos (I) e (II) segue abaixo, com as correspondentes numerações na Figura 11.4.

(I) 1. Formação do arco principal um pouco antes da bacia marginal. Poderia haver um pequeno núcleo siálico mais antigo, representado por gnaisses com relíquias de supracrustais, como na Groenlândia (Amítsoq / Uivak e Issua, *ca.* 3,8 Ga).

2. Extrusão de lavas toleíticas (crosta oceânica), colocação de complexos anortosíticos e sedimentação de águas rasas (em margem continental).

3. Subducção extensiva em baixo ângulo, descolando fatias anortosíticas da crosta oceânica e posicionando-as em nível profundo. Fusão parcial da cunha do manto, gerando magmas *TTG*s, cuja intrusão na forma de batólitos e deformação tangencial sincrônica contribuiria para espessar a crosta. Isto seria concomitante ou imediatamente seguido por metamorfismo de grau médio a alto.

(II) 4. Começa o afinamento e a distensão crustal na área da bacia marginal antes mesmo de terminarem os eventos (I).

De acordo com variações na velocidade de subducção, haveria diferentes taxas de abertura da bacia marginal. Elas poderiam ser totalmente abertas (maturas), sem embasamento síalico (maior taxa de extensão crustal), ou até não se desenvolveram, neste caso ainda mostrando embasamento continental (TOKSÖZ & BIRD, 1977; DE WIT & STERN, 1981).

5. Fusão parcial do manto superior, produzindo magmas toleíticos de baixo potássio e komatiíticos, que extrudiriam em crosta síalica afinada ou em riftes oceânicos.

6. Vulcanismo cálcio-alcalino, incluindo tipos hipabissais e piroclásticos. A emergência do arco e do embasamento forneceria sedimentos para a bacia.

7. Fechamento da bacia marginal, provocada por encurtamento horizontal e diapirismo *TTG*, derivado de fusão parcial de crosta oceânica.

8. Intrusão de granitos potássicos pós-tectônicos e colagem final de todos os componentes do terreno granito - "greenstone".

Os estágios 1 a 6 estão representados na Figura 11.4.A, e os 7 e 8 na Figura 11.4.B.

12. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA REGIÃO DE RIO MARIA

A evolução tectônica do "greenstone belt" de Identidade não pode ser vista separadamente dos outros componentes do terreno granito - "greenstone" da região de Rio Maria. Portanto, fêz-se uma discussão inicial, levantando-se condições limites ("constraints") baseadas nos resultados acumulados no decorrer do presente trabalho, estendendo-as àquela região. Tal enfoque permitiu, inclusive, situar o terreno granito - "greenstone" no contexto evolutivo global da Província Mineral de Carajás.

12.1. DISCUSSÃO DAS CONDIÇÕES LIMITES PARA O MODELO GEODINÂMICO

12.1.1. Arqueano

12.1.1.1. Embasamento

A presença de embasamento continental tornou-se necessária para suprir os metassedimentos clásticos do Grupo Lagoa Seca, localizada a SE do "greenstone belt" Identidade (Figura 1.3). A idade de uma população homogênea de zircões detríticos de metagrauvacas (2971 +19/-18 Ma; MACAMBIRA, 1992) é similar a do tonalito Arco Verde - tAV (2957 +16/-19 Ma; MACAMBIRA, 1992). Provavelmente, devem ocorrer núcleos arqueanos ainda mais antigos do que essa unidade, conforme sugeriram idades de zircões herdados do granito Musa (*ca.* 3,2 ± 0,2 Ga; MACHADO *et al.* 1991) e de alguns zircões detríticos não magnéticos em quartzitos do Grupo Rio Fresco (Serra das Andorinhas) (3154 Ma; MACAMBIRA, 1992).

Na área de exposição do **tAV** (ALTHOFF *et al.*, 1994), ocorrem diques e soleiras de metadacitos, que poderiam ser correlatas àqueles do "greenstone" Identidade (SOUZA *et al.*, 1990), ou serem fácies mais evoluídas do **tAV** (ALTHOFF *et al.*, 1991). Enquanto as metavulcânicas félsicas são mais frequentes e ocorrem via de regra como diques truncando a fábrica planar antiga do **tAV**, reportam-se também rochas máficas de relações ambíguas com o **tAV**. Elas possuem uma borda contínua, mais fina, sugestiva de auréola de contato. Logo, as rochas em lide representariam soleiras no **tAV** (SOUZA *et al.*, 1990). De qualquer modo, a raridade de intrusivas metabasálticas em comparação às metadacíticas, seriam explicada em termos do aquecimento crustal maior quando da intrusão das máficas, implicando aumento de ductilidade e dificultando o fraturamento extensivo e, por isto, impedindo a abertura de espaços para o seu posicionamento (HALLS, 1982). As mesmas características também poderiam ser analisadas em termos de nível crustal (HALLS, 1982), no caso com a intrusão das félsicas quando os gnaisses já estavam soerguidos. Em decorrência da distância, todavia, a correlação com metavulcânicas do "greenstone" Identidade deve ser vista com cautela.

É importante destacar a presença de uma fábrica planar antiga de alta temperatura no **tAV**, considerada como sin-magmática por ALTHOFF *et al.* (1994) e tectônica por SOUZA *et al.* (1990), anterior ao vulcanismo dacítico e ao plutonismo *TTG* intrusivo nos "greenstones". Na região de Xinguara, rochas gnáissicas possivelmente correlatas ao **tAV** mostraram-se muito afetadas pela intrusão do granito Xinguara, impedindo o reconhecimento daquelas estruturas precoces.

Portanto, admitiu-se que havia um embasamento siálico exposto antes da deposição das metagrauvacas e do vulcanismo metadacítico, bem como da extrusão das máficas e ultramáficas. No modelo aqui considerado, a gênese dos metadacitos requereu a fusão de uma fonte basáltica prévia, transformada em granada anfíbolito, com no máximo 20 a 30 Ma a mais do que os metadacitos. Se se considerar 2,90 Ga (U/Pb) como a melhor estimativa da idade para tais rochas, segue-se que a sua fonte metabasáltica teria cerca de 2,93 Ga, sendo, portanto, mais jovem do que o **tAV**.

12.1.1.2. Litoestratigrafia do "Greenstone Belt" Identidade

O modo de ocorrência das diversas litologias internas do "greenstone" Identidade comprovou que o mesmo compõe-se predominantemente de metavulcânicas (incluindo tipos hipabissais) máficas e ultramáficas na base, com félsicas (dacíticas) subordinadas no topo. As metaultramáficas precederam as máficas (metabasaltos maciços a almofadados, variolíticos), e podem conter finas lentes de "metacherts" e de formações ferríferas bandadas. Dados geocronológicos Pb/Pb de metadacitos (*ca.* $2,94 \pm 0,09$ Ga) são os únicos disponíveis para estimar a sua idade de cristalização / intrusão, sendo, portanto, mínima para metaultramáficas e metabasaltos / gabros. Considerando os erros analíticos, esta idade é semelhante a de $2,90 \pm 0,03$ Ga obtida por MACAMBIRA (1992) (U/Pb, zircão) em metadacitos do Grupo Lagoa Seca. Aparentemente, não ocorreram sedimentos clásticos, nem foram detectadas almofadas desgarradas, metaconglomerados e metavulcanoclásticas. Interpretou-se o ambiente de extrusão como subaquático, de baixa energia, do tipo planície submarina, com lâmina d'água inferior a 2 km de profundidade. A ausência de contribuição terrígena foi explicada pelo fato do embasamento aflorar a SE, próximo do Grupo Lagoa Seca, distante da área de ocorrência do "greenstone" Identidade.

O vulcanismo máfico - ultramáfico foi sucedido por intrusões hipabissais félsicas (metadacíticas) e metagabróides. Estas ora sucederam, ora precederam as félsicas. Segue-se que os metadacitos, parte dos metagabros e raras recorrências metabasálticas posicionaram-se após a extrusão e começo de afundamento do pacote máfico - ultramáfico. Tal "cronologia" foi importante na discussão do "timing" do vulcanoplutonismo. Outro aspecto igualmente destacado foi que, a priori, não houve evidências de ciclicidade do vulcanismo ultramáfico - máfico - félsico, pois a recorrência máfica (alguns metabasaltos e metagabros) foi volumetricamente bastante restrita.

12.1.1.3. Magmatismo

a. *Vulcanismo*

O vulcanismo do "greenstone" Identidade foi representado, do mais antigo para o mais novo, por komatiitos, toleítos de baixo potássio e cálcio-alcálico sódico ("trondhjemítico"). Um "gap" em termos de SiO_2 , MgO e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ separou a série cálcio-alcálica (metadacitos) do conjunto komatiítico-toleítico. Também verificou-se descontinuidade entre komatiitos e toleítos com relação a MgO , Al_2O_3 e TiO_2 .

As séries vulcânicas evoluíram essencialmente por cristalização fracionada a baixas pressões. Nos metadacitos, plagioclásio, algum K-feldspato, hornblenda, biotita, magnetita e quartzo, além de pequenas quantidades de titanita, alanita e zircão, fizeram parte das fases fracionadas, deduzindo-se que o fracionamento se deu sob altas $P_{\text{H}_2\text{O}}$ e $f\text{O}_2$. A presença de fases hidratadas (hornblenda \pm biotita), precocemente cristalizadas nos metadacitos, refletiria a composição rica em voláteis do magma parental. As evidências de alteração tardi-magmática (turmalina, clorita, carbonatos, sericita, epidotos) corroboraram a conclusão acima.

Nos toleítos, predominaram clinopiroxênio e olivina nos cumulados. No caso de komatiitos e toleítos, cujos cumulados só incluíram fases anidras, a "hidratação" atualmente observada (são rochas com proporções variadas de actinolita - tremolita, talco, clorita, epidotos, hornblenda) representaria uma feição decorrente das transformações metamórficas e hidrotermais, e não propriamente da evolução magmática.

Os magmas komatiítico e toleítico foram gerados por fusão parcial de lherzolito a granada do tipo normal ou ligeiramente empobrecido em TRL. O empobrecimento do manto superior arqueano em época anterior à produção do magma komatiítico se explicaria em função da geração do embasamento gnáissico (*TTGs* antigos). Porém, a capacidade de rehomogeneização subsequente do manto foi mostrada na geração do magma toleítico a partir de um manto normal, sem vestígios de possíveis extrações prévias. Apenas um manto em constante movimento por

correntes de convecção produziria uma rehomogeneização tão rápida. A presença de granada serviu como geobarômetro, inferindo-se pressões superiores a 15 kbar para a geração dos magmas komatiítico e toleítico.

O magmatismo cálcio-alcálico marcou uma mudança em termos de fonte, que passou de essencialmente mantélica na evolução precoce do "greenstone" (geração de komatiitos e toleitos) a crustal (geração de metadacitos por fusão de crosta oceânica). O vulcanismo cálcio-alcálico resultaria da fusão parcial (5-10%) da crosta toleítica prévia, caracterizando reciclagem de material juvenil prévio. Antes da fusão, esta crosta se enriqueceria em elementos incompatíveis, especialmente os TRL, mas sem modificar a baixa razão isotópica do Sr do magma dacítico. A presença de hornblenda e granada no resíduo de fusão restringiu o processo às condições limítrofes de 10-20 kbar e 650-900°C (MARTIN, 1986). Características petrogenéticas e geoquímicas e a idade Pb/Pb do vulcanismo dacítico deixaram em aberto a possibilidade de sua relação genética com os trondhjemitos / tonalitos. Nesta hipótese, os dacitos corresponderiam a intrusões félsicas de alto nível crustal, ligadas ao plutonismo trondhjemítico, este ligeiramente mais jovem.

b. *Plutonismo*

O plutonismo intrusivo no "greenstone" compõe-se de dois grupos principais, o mais antigo constituindo a associação *TTG*, e o mais jovem, representado por leucogranitos.

Modalmente, a associação *TTG* é cálcio-alcálica, subdividindo-se em um termo de K_2O médio (granodioritos) e outro de K_2O baixo (*TT* - Trondhjemitos e Tonalitos). O primeiro demonstrou uma variação petrográfica sugestiva de uma série diferenciada, onde as fácies menos evoluídas contêm bastante hornblenda \pm biotita, e as mais evoluídas, K-feldspato e quartzo. Enclaves máficos finos a grossos (quartzo dioríticos) são ubíquos nos granodioritos e raros nos *TTs*. Estes são, em média, mais ricos em quartzo e plagioclásio, tendo biotita (\pm hornblenda nos tonalitos) como fase máfica precoce. A seqüência de cristalização, as texturas e os efeitos de contato dos granodioritos sugeriram que os mesmos representaram intrusões de nível crustal

relativamente elevado e sintectônicas a um evento deformacional não penetrativo. A ocorrência de hornblenda (em granodioritos), biotita, titanita e magnetita revelou a natureza hidratada e fO_2 provavelmente alta do magma parental dos *TTGs*, aspectos esses típicos da evolução de séries cálcio-alcálicas (GILL, 1978; WONES, 1989). Explicou-se, assim, as extensivas transformações tardi-magmáticas nessas rochas.

Os enclaves máficos também seriam característicos de granitóides cálcio-alcálicos (DIDIER, 1973; COCIRTA *et al.*, 1989). A similaridade petrográfica e textural e as evidências de interação de partes dos enclaves com os granodioritos sugeriram ligações genéticas entre eles. O processo de mistura entre os magmas máfico (enclaves) e félsico (hospedeira granodiorítica) foi incompleto, do tipo "mingling" (BARBARIN, 1988). Isto teria sido propiciado pelo predomínio volumétrico do magma félsico, por sua maior viscosidade e pela pouca efetividade de correntes de convecção na câmara magmática (KOUCHI & SUNAGAWA, 1983; REID Jr. *et al.*, 1983; SPARKS & MARSHALL, 1986).

Quimicamente, os *TTGs* são cálcio-alcálicos, distinguindo-se duas linhagens, uma com enriquecimento em Na_2O (*TTs*) e outra em K_2O (granodioritos). Os *TTs* revelaram-se similares, em termos de elementos maiores, às fácies mais félsicas dos metadacitos do "greenstone". Nos terrenos arqueanos clássicos os termos granodioríticos são volumetricamente subordinados e mais jovens do que os tonalíticos - trondjemíticos (MARTIN, 1985, 1987), ao contrário do observado na região de Rio Maria. Situação similar a esta foi reportada por DE WIT *et al.* (1987) no "greenstone" Barberton; as rochas félsicas intrudiram preferencialmente ao longo de zonas de empurrões cortando a seqüência máfica - ultramáfica, a qual teria sofrido obducção durante a subducção de baixo ângulo. Embora limitados, os dados disponíveis (MEDEIROS, 1987) e a comparação com séries similares na literatura (DRUMMOND & DEFANT, 1990) sugeriram, para os *TTs*, uma gênese similar à dos metadacitos, ou seja, fusão de crosta toleítica. Em analogia com os *TTGs* arqueanos de outras partes do mundo, admitiu-se uma origem semelhante para os granodioritos, podendo envolver, também, fusão da base da crosta continental inferior (MEDEIROS, 1987).

Vários aspectos distinguiram os leucogranitos dos *TTGs*: (i) composição mineralógica típica de granitos crustais, embora haja a possibilidade deles representarem os membros mais diferenciados dos granodioritos; (ii) são rochas bastante evoluídas, sem anfibólio, com pouca biotita, e ricas em K-feldspato e quartzo; aparentemente, não mostraram variações petrográficas que caracterizassem uma série completa de diferenciação; (iii) raros enclaves máficos; (iv) biotita como fase máfica hidratada e abundância de K-feldspato; (v) granulação e texturas variadas (fina a média, maciça a porfirítica); (vi) meso / microestruturas, texturas miloníticas e contatos difusos a discordantes com os granodioritos.

Esse conjunto de feições permitiu interpretar os leucogranitos como corpos similoníticos de nível crustal relativamente alto, intrusivos em granodioritos ainda aquecidos (final de cristalização). A forma dos contatos de enclaves granodioríticos (em parte reabsorvidos) e a intrusão em crosta já espessada e em processo final de estabilização tectônica sugeriram a participação de componentes crustais na gênese dos leucogranitos.

Dados geocronológicos precisos sobre a cristalização das rochas plutônicas só são disponíveis para o granodiorito Rio Maria (**GDr_m**) (2874 ± 9/-10 Ma, MACAMBIRA, 1992). Em função das relações de "mingling" deste com os enclaves máficos e da similiaridade dos corpos quartzo dioríticos com os últimos, admitiu-se uma idade semelhante para os enclaves quartzo - dioríticos.

Os trondhjemitos - tonalitos e leucogranitos não foram ainda datados pelo método U/Pb. Uma estimativa preliminar refere-se a uma isócrona Pb/Pb do granito Mata Surrão (**GR_{ms}**), a SW de Rio Maria. Neste caso, 11 amostras alinharam-se numa isócrona que forneceu a idade de 2872 ± 10 Ma (1σ), MSWD=6,45 e $\mu_1=8,2$ (LAFON *et al.*, 1994). Este resultado foi idêntico àquele do **GDr_m**. Porém, os altos MSDW e μ_1 mostraram as limitações quanto à precisão da idade e demandaram cautela nas interpretações de fonte. Entretanto, a forma de ocorrência e as relações de contato e deformacionais dos leucogranitóides com o **GDr_m** no "greenstone" Identidade sugeriram realmente que os leucogranitos intrudiram os granodioritos ainda quentes. Considerando-se as dimensões dos corpos envolvidos, estimou-se um tempo de 25 Ma para o

resfriamento dos mesmos, ou ainda menor se tiverem existido sistemas convectivos na câmara magmática (cap. 6). Concluiu-se, daí, pela interpretação de 2,87 Ga como a idade máxima do plutonismo granítico, com a sua deformação de "subsólido" estendendo-se um pouco mais (2,85 Ga ?). Com respeito ao μ_1 , o valor de 8,2 foi superior à média de granitos tardi-Arqueanos (ca. 2,69 Ga) do Abitibi, onde $\mu_1=7,8$ (GARIÉPY & ALLÈGRE, 1985). Considerando a evolução da crosta antiga do Abitibi, com a composição isotópica do manto obtida a partir de sulfetos de komatiitos, o μ_1 esperado há ca. 2,87 Ga seria de cerca de 7,6-7,7 (GARIÉPY & ALLÈGRE, 1985, figura 7, p. 381). Inferiu-se, daí, que o alto valor de μ_1 pode refletir o envolvimento de material crustal mais antigo e com maior μ_1 ($\pm 12,8$ há 3,0 Ga) (mesma figura de GARIÉPY & ALLÈGRE, 1985), reforçando a hipótese de contribuição crustal na gênese dos leucogranitos.

12.1.1.4. Geologia Estrutural e Metamorfismo

O evento inicial (D_1/M_1) restringiu-se às rochas do embasamento, sendo representado por uma foliação ou bandamento reliquiar e dobras intrafoliais ou transpostas. As paragêneses minerais sugeriram condições da fácies anfibolito médio a alto, relacionadas a condições de "subsólido" e/ou a um evento metamórfico. A sua penetratividade foi variada, sendo realçada pela superimposição do plutonismo granítico sintectônico na região de Xinguara e a oeste de Rio Maria. A sua idade deve ser próxima da do tAV (ca. 2,96 Ga) e certamente anterior à extrusão das vulcânicas máficas - ultramáficas dos "greenstones".

O evento seguinte (D_2/M_2) foi o mais importante da região. A sua evolução começou com recristalização estática generalizada das rochas do "greenstone" na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito (M_n). A seguir, deu-se uma etapa com forte recristalização dinâmica (M_m) na fácies xisto verde / anfibolito inferior, sincrônica a uma deformação dúctil, transpressiva, registrada em macro-antiformes e zonas de cisalhamento (D_m). Concomitante ou tardiamente a M_m/D_m , ocorreu intensa atividade de fluidos em zonas de cisalhamento, gerando enxames de veios de quartzo e finalizando com bandas de cisalhamento extensionais (D_{n+1}).

A idade do evento D_2 foi inferida a partir de resultados Rb/Sr e U/Pb disponíveis e de relações de campo, estruturais e texturais dos metagranitóides. Inicialmente, as isócronas Rb/Sr eram interpretadas como indicativas do posicionamento e/ou de um episódio tectonometamórfico superimposto às metaplutônicas (GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1988, 1990a, b e c, 1991; DUARTE *et al.*, 1991). As datações U/Pb e Pb/Pb provocaram uma modificação deste quadro, reposicionando as metaplutônicas há *ca.* 2,88-2,87 Ga e a deformação milonítica há *ca.* 2,60 Ga (MACAMBIRA, 1992; RODRIGUES *et al.*, 1992; SOUZA *et al.*, 1992a). A integração das informações da presente tese com os dados geocronológicos sugeriu uma interpretação diferente. As feições deformacionais, texturais e metamórficas do **GDr_m** e aquelas das rochas leucograníticas nele intrusivas, caracterizaram um pequeno intervalo de tempo para o posicionamento de ambos. Sendo o plutonismo granítico sintectônico, inferiu-se, em consequência, que o evento milonítico (D_2/D_m) teria idade similar ao posicionamento dos leucogranitos, ou seja, próxima de 2,88-2,87 Ga.

As paragêneses minerais do evento milonítico (D_m/M_m) e a profundidade atual do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria, calculada por gravimetria (SOUZA *et al.*, 1992b), permitiram estimar a espessura da crosta arqueana à época do referido evento. Considerando um gradiente geotérmico Arqueano de 54°C/km (GRAMBLING, 1981), determinou-se uma espessura mínima de 18 km para o bloco metagranitóides + "greenstones". Esta espessura aumentaria se o gradiente geotérmico fosse menor que a média prevista por GRAMBLING (1981). Um gradiente de 30°C/km, típico do Proterozóico, exigiria uma espessura de *ca.* 25 km para aquele bloco.

Admitindo-se a idade de 2,88-2,86 Ga para a deformação milonítica, ficou em aberto o real significado das idades Rb/Sr em torno de 2,60 Ga, obtidas na Província Mineral de Carajás (cap. 2). Observou-se que a idade de 2,60 Ga ficou impressa numa gama variada de unidades, independentemente delas serem gnáissicas e/ou foliadas (embasamento, granito Xinguara, metadacitos) (MACAMBIRA *et al.*, 1990a, b, c; esta tese) ou fracamente a não deformadas (**GR_ms**, granodioritos Cumaru e Rio Maria, meta-riolitos e metabasaltos do Grupo Grão Pará) (GIBBS *et al.*, 1986; GASTAL *et al.*, 1987; MEDEIROS, 1987; LAFON *et al.*, 1990b; DUARTE

et al., 1991). Deduziu-se, portanto, que o evento há 2,60 Ga não se associou à deformação milonítica, mas a um episódio térmico generalizado ao final do Neoarqueano, sem envolver deformação dúctil. Na região a norte da Serra dos Carajás, este evento se relacionaria com empurrões, plutonismo (granito antigo do Salobo) e recristalização metamórfica proeminente do Grupo Igarapé Salobo, onde foram reportadas idades U/Pb (zircão, titanita, monazita) variando de *ca.* 2,60 a 2,50 Ga (MACHADO *et al.*, 1991). De acordo com esses dados, concluiu-se que as regiões de Rio Maria e da Serra dos Carajás sofreram reativações sincrônicas tardi-arqueanas ($\pm 2,60$ Ga), predominando um evento termo-tectônico com acreção crustal (granitogênese) na última, e unicamente termal (com provável rejuvenescimento isotópico), sem acreção crustal, na primeira.

Entre os eventos de deformação dúctil (D_2/D_m) e de aquecimento (*ca.* 2,60 Ga), existiu um episódio de relativa estabilidade tectônica, registrado pelas várias ocorrências de complexos básico - ultrabásicos diferenciados, bem preservados, com idade U/Pb (zircão) de *ca.* 2,76 Ga (MACHADO *et al.*, 1991).

12.1.1.5. Ambiente Tectônico

As características geoquímicas do magmatismo no "greenstone" Identidade indicaram afinidade de metabásicas (basaltos e gabros) com toleítos de bacia marginal, sendo os metadacitos originados a partir de fusão de crosta oceânica em zona de subducção (arco insular). O registro metamórfico impresso nas rochas máficas e ultramáficas sugeriu uma evolução P-T-t antihorária, similar a encontrada em bacias marginais modernas (AGUIRRE *et al.*, 1989).

A dinâmica do sistema arco insular *vs.* bacia marginal depende das velocidades relativas dos seus componentes, conforme discutiu UYEDA (1986). Em bacias marginais ativas, a extensão seria causada por: (i) subida de diápiros astenosféricos, procedentes da placa subduccionada ou da parte inferior da cunha do manto sobrejacente; ou (ii) por correntes de convecção astenosféricas, induzidas pela cunha subduccionada. No manto convectivo, prevê-se que

o centro de expansão da bacia marginal localiza-se a mais de 100 km (em planta) da trincheira. Já em bacias marginais passivas, atuaram outros mecanismos: (i) retração das placas descendente e/ou superior, provocada por maior velocidade de afundamento da placa subduccionada; e/ou (ii) retração da parte lateral da dorsal em relação à parte colada à trincheira.

As bacias marginais representam uma das várias manifestações de rifteamento continental. Via de regra, os riftes caracterizam-se por alto fluxo de calor e afinamento litosférico, provocados pelo soerguimento da astenosfera (McKENZIE, 1978; KEEN, 1987; KUSZNIR & PARK, 1987; BOILLOT, 1990). A taxa de deformação extensional (ϵ) é o parâmetro crítico que determina o comportamento reológico da litosfera (KUSZNIR & PARK, 1987). Taxas elevadas ($\epsilon=10^{-14}s^{-1}$) aumentam o gradiente geotérmico, induzindo ao amolecimento ("strain softening") litosférico e resultando em extensão acentuada, porém geograficamente restrita, e alto β (fator de estiramento; McKENZIE, 1978). Taxas baixas ($\epsilon=10^{-16}s^{-1}$) ocasionaram maior resistência ("strain hardening") da litosfera, maior amplitude lateral da deformação extensional e β da ordem de 1,5. Um aspecto significativo é que ϵ elevada só pode ocorrer em litosfera originalmente quente (KUSZNIR & PARK, 1987). A litosfera oceânica, por ser mais fina, tenderia a resistir mais do que a continental, embora se fracture com facilidade quando muito jovem (<10 Ma) (LYNCH & MORGAN, 1987).

Acompanhando a síntese de CONDIE (1989, cap. 6), os riftes continentais podem ser estreitos e longos e com abundante vulcanismo (leste da África), estreitos e curtos e com vulcanismo subordinado (Baikal e Reno), ou amplos sistemas de riftes (Província Basin e Range). O vulcanismo varia de local para local, sendo freqüentemente bimodal (máfico vs. félsico) ou alcalino e, por vezes, cálcio-alcalino. O registro litológico reflete o(s) estágio(s) de evolução dos riftes: (i) riftes oceânicos caracterizam-se por ofiolitos; (ii) riftes pequenos, relacionados com arcos insulares, contêm vulcânicas de arco e grauvas. Já bacias marginais moderadas a amplas mostram diferentes combinações de ofiolitos, sedimentos pelágicos, grauvas derivadas de arcos e sedimentos cratônicos. Riftes intracontinentais e aulacógenos portam arcósios, arenitos feldspáticos, conglomerados e vulcânicas bimodais.

No caso em lide a subducção de crosta oceânica pré-"greenstones" geraria, em tese (cap. 10), magmas *TTGs* de idades similares ou ligeiramente mais antigas do que os komatiitos e toleitos dos "greenstones" atualmente encontrados. Isto explicaria, em parte, a presença de enclaves máficos e/ou várias gerações de metagranitóides no interior dos núcleos de embasamento. No momento, os poucos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos não permitiram maiores extrapolações sobre a localização da suposta crosta oceânica antiga. Uma alternativa é que ela tenha sido completamente consumida na geração do grande volume de rochas ortoderivadas do embasamento.

Se os "greenstones" corresponderem a bacias marginais e se o centro de expansão destas formarem-se a pelo menos 100 km da trincheira (UYEDA, 1986), então aquela crosta antiga teria se situado além dos limites (norte e/ou sul) do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria. Ao tempo do magmatismo cálcio-alcálico (metadacitos e *TTGs* intrusivos), a referida crosta oceânica já teria desaparecido quando da geração dos gnaisses (vide acima) ou, caso ainda houvesse algum vestígio da mesma, ela estaria velha, fria e desidratada e com isto impossibilitada de gerar tais magmas cálcio-alcálicos. A nova fonte seriam os metabasaltos da bacia marginal, que, durante a fase compressiva, reagiriam subduccionando a crosta toleítica - komatiítica recém formada.

12.1.2. Neoarqueano - Paleoproterozóico (?)

Este período ainda é mal conhecido na Província Mineral de Carajás. Apesar de indefinições quanto à sua extensão geográfica, litoestratigrafia e idade (FIGUEIRAS & VILLAS, 1982; RAMOS *et al.*, 1984), o Grupo Rio Fresco é a unidade que poderia ter se formado neste período. Com base na intrusão de granitos anorogênicos nas regiões das serras dos Carajás e dos Gradaús, assumiu-se uma idade mínima de 1,88 Ga para esse grupo (DOCEGEO, 1988; MACHADO *et al.*, 1991). A sua idade máxima, inferida por relações de campo, estruturais e metamórficas, seria ou do final do Neoarqueano (cronocorrelação com o Grupo Grão Pará *ca.* 2,76

Ga; ARAÚJO *et al.*, 1988), ou do início do Paleoproterozóico (DOCEGEO, 1988; SOUZA *et al.*, 1990).

A SE do "greenstone" Identidade, na Serra das Andorinhas, ocorre uma expressiva seqüência clástico - química correlata ao Grupo Rio Fresco. O confronto da estruturação do terreno granito - "greenstone" (plutonismo intrusivo, deformação dúctil forte, com fábricas planares de alto ângulo) com o Grupo Rio Fresco (sinforme com caimento suave para leste; deformação rúptil ou rúptil - dúctil na base, com estruturas subhorizontais; presença de conglomerados basais) (GAMA Jr. *et al.*, 1982) no último sugeriram a existência de uma profunda discordância erosional e tectonometamórfica (não conformidade), tal como sugerido por CORDEIRO (1982) e GAMA Jr. *et al.* (1982).

Considerando que o último evento de deformação dúctil do terreno granito - "greenstone" (D_2/D_m) situou-se há 2,88-2,86 Ga (item 12.1.1.4), segue-se que a deposição do Grupo Rio Fresco seria posterior a isto. Por outro lado, na região da Serra dos Carajás, o Grupo Rio Fresco, redenominado Formação Águas Claras por ARAÚJO *et al.* (1988), posicionou-se estratigraficamente acima de metavulcânicas máficas e félsicas e de formações ferríferas bandadas do Grupo Grão Pará. A idade U/Pb (zircão) do vulcanismo riolítico (*ca.* 2,76 Ga, WIRTH *et al.*, 1986) forneceu, portanto, a idade máxima para a deposição daquele grupo. Finalmente, existe um outro aspecto que pode, indiretamente, estimar a idade do Grupo Rio Fresco. Refere-se ao amplo rejuvenescimento isotópico tardi-Arqueano (*ca.* 2,60 Ga) na Província Mineral de Carajás, inclusive com plutonismo granítico (*ca.* 2,57 Ga, granito antigo do Salobo) e metamorfismo termal de alta temperatura no Grupo Igarapé Salobo na região da Serra dos Carajás (MACHADO *et al.*, 1991). Naturalmente, se a deposição do Grupo Rio Fresco já estivesse em andamento, o aquecimento tardi-Arqueano teria sido impresso no mesmo. E isto aparentemente ocorreu. Trabalhos inéditos (BARROS & DALL'AGNOL, bolsa DCR) registraram, em diques básicos intrusivos na Formação Águas Claras, deformação milonítica no domínio dúctil - rúptil e hidrotermalismo (em fácies xisto verde) posterior à diagênese, provavelmente ligados à deformação regional que afetou a região de Carajás há *ca.* 2,60 Ga. Isto corroborou a hipótese, levantada a

partir de critérios estruturais, por ARAÚJO *et al.* (1988) de que a estruturação da Formação Águas Claras seria a mesma do Supergrupo Itacaiúnas. Portanto, pode-se assumir, a priori, uma idade do final do Neoarqueano para o Grupo Rio Fresco / Formação Águas Claras.

Recentemente, MACAMBIRA (1992) reportou dados U/Pb em zircões de quartzitos da Serra das Andorinhas: (i) 2763 ± 20 Ma para uma população de zircões magnéticos não polidos; (ii) $2903 + 32 / - 26$ Ma para zircões não magnéticos polidos; (iii) 3154 Ma para um zircão discordante da fração não magnética. A partir destes resultados, MACAMBIRA (1992) sugeriu fontes mistas para o Grupo Rio Fresco, incluindo núcleos arqueanos antigos, terrenos gnáissicos, metagranitóides e metavulcânicas félsicas do Grupo Lagoa Seca. Esta variedade de fontes crustais seria coerente com a suposta tectônica tardi-Arqueana, com eventos de transpressão e empurrões expondo fatias infracrustais de diferentes idades (ARAÚJO *et al.*, 1988; SOUZA *et al.*, 1990, 1992b; MACHADO *et al.*, 1991).

A constituição sedimentar do Grupo Rio Fresco na região de Rio Maria, compreendendo sedimentos imaturos (conglomerados basais, arenitos, siltitos, com intercalações de folhelhos e granodecrescência ascendente) revelou-se francamente distinta do Grupo Grão Pará (vulcanismo máfico - félsico e formações ferríferas bandadas de grande porte). É, por outro lado, similar à parte superior do Grupo Fortescue e à base do Supergrupo Witwatersrand (NISBET, 1987, caps. 3 e 5). Admitindo como válido o modelo de transtração seguido por transpressão, aplicado à região da Serra dos Carajás (ARAÚJO *et al.*, 1988, COSTA & SIQUEIRA, 1990), o Grupo Rio Fresco representaria um episódio de menor extensão litosférica, o que explicaria a ausência de vulcanismo (McKENZIE *et al.*, 1980). A fase transtrativa teria sido de fraca intensidade e sem registro no terreno granito - "greenstone", quando, então, a deformação teria sido apenas de cobertura (descolamento) em nível crustal elevado.

12.1.3. Final do Paleoproterozóico

No "greenstone" Identidade, este período foi marcado por enxames de diques riolíticos (ca. 1,6 Ga, Rb/Sr, esta tese). No restante da região de Rio Maria e em toda a Província Mineral de Carajás, ocorre volumoso plutonismo anorogênico, com idades Rb/Sr entre 1,8 e 1,6 Ga (DALL'AGNOL *et al.*, 1986; GASTAL *et al.*, 1987; MACAMBIRA *et al.*, 1990a), e idades de cristalização (U/Pb em zircões) de 1,9-1,8 Ga (WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991). Uma síntese de dados geocronológicos e petrográficos é referida a GASTAL (1988) para a região de Rio Maria e DALL'AGNOL *et al.* (1994) para o cráton Amazônico. Sinteticamente, o magmatismo foi interpretado como anorogênico, intraplaca (DALL'AGNOL *et al.*, 1994) ou pós-tectônico, relacionado a uma margem continental ativa (GASTAL, 1988). A fonte de magma seria essencialmente crustal, com diferenças entre maciços devidas às composições diversas destas fontes (terrenos gnáissicos, metagranitóides, granulitos, "greenstones"). São corpos posicionados em alto nível crustal, com freqüentes auréolas de metamorfismo de contato, não deformados e não metamorfisados. O regime tectônico foi tipicamente extensional, atuante em crosta espessa e fria, em nítido contraste com o regime arqueano.

O último evento tectônico registrado na área (**D₃**) correlacionou-se com esse magmatismo proterozóico. O estudo detalhado de enxames de diques riolíticos e perfis de reconhecimento nos contatos dos maciços graníticos Musa e Jamon revelaram que a deformação rúptil é sincrônica ou ligeiramente posterior a tais intrusões. Existiu, portanto, um grande lapso de tempo e de estilo termo-tectônico entre os eventos deformacionais arqueanos (**D₂** ca. 2,88-2,87 Ga) e a reativação proterozóica (**D₃** ca. 1,9-1,6 Ga), ou seja, pelo menos 900 Ma. Na região de Rio Maria, **D₃** teria como efeito importante o encurvamento de acamamento e de eixos de macrosinforme na Serra das Andorinhas, conforme se inferiu a partir de imagens de RADAR 1:250000 (folha SB-22-Z-C, Projeto RADAMBRASIL, 1981).

12.2. PROPOSIÇÃO DE UM MODELO GEODINÂMICO PARA A REGIÃO DE RIO MARIA

12.2.1. Reconstrução Hipotética da Geologia no Arqueano

As características do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria (vulcanoplutonismo volumoso e contínuo por cerca de 100 Ma (2,96-2,87 Ga); rápido crescimento de crosta continental; metavulcânicas e metaplutônicas com afinidades geoquímicas de bacia marginal e arco insular) foram explicadas por mecanismos semelhantes aos da tectônica de placas moderna (WINDLEY, 1986; CONDIE, 1989).

Antes de apresentar um modelo evolutivo com base na tectônica de placas (item 12.2.2), achou-se conveniente discutir a configuração geológica no Mesoarqueano. A Figura 12.1 representa um mapa simplificado da região a sul do paralelo 6°5'S, englobando o terreno granito - "greenstone" de Rio Maria. O perfil A-B (SW-NE) assumiu a configuração em flor positiva dos "greenstones" (Serrinha e Identidade), o formato megalacolítico dos plútons granodioríticos e trondhjemiticos / tonalíticos e geometrias contrastantes dos granitos Xinguara (intrusivo como "sheets" sin-miloníticos) e Mata Surrão (intrusivo em ambiente distensivo e depois fracamente invertido), finalizando com o soerguimento de terrenos de embasamento (tAV no SSW e gnaisses do Complexo Xingu a NNE). Para restaurar a geologia no Mesoarqueano, foi necessário filtrar os efeitos dos granitos anorogênicos e do Grupo Rio Fresco. No primeiro caso, isto foi facilitado pelo posicionamento dos granitos ter se dado em regime extensional, em alto nível crustal, e pelo fato dos mesmos não terem sido afetados por tectônica compressiva posterior, mantendo, suas formas originais. O resultado encontra-se na Figura 12.2.A. No segundo caso, enfrentou-se o problema do desconhecimento da idade e da evolução tectônica (transtração - transpressão?) do Grupo Rio Fresco. O que pode ser inferido, a partir da litoestratigrafia deste grupo (sedimentos plataformais, clásticos grosseiros, seguidos, no topo, por pelitos e sedimentos químicos, contribuição vulcânica comparativamente pequena) é que a formação da bacia envolveu o rifteamento continental com pequena taxa de estiramento litosférico, implicando abertura restrita.

A geometria bifurcada (ou radial) dos limites das ocorrências do Grupo Rio Fresco na região em foco pode ser tectônica. A nível especulativo, há a hipótese de riftes abortados (aulacógenos), os quais requerem regiões cratônicas estáveis (MILANOVSKY, 1981; WINDLEY, 1986, caps. 6 e 16). À título comparativo, aulacógenos proterozóicos clássicos da costa oeste canadense possuem estratigrafia similar (quartzitos e carbonatos plataformais, com alguma intercalação de basaltos subalcalinos, na base, seguidos por pelitos, grauvacas, turbiditos, arenitos vermelhos e raros basaltos alcalinos), sendo, ao final, afetados por transcorrência regional (HOFFMAN, 1973). De qualquer modo, a disposição aproximadamente E-W sugeriu que as estruturas arqueanas prévias podem ter controlado os processos de subsidência da bacia (HARRISON & REYNOLDS, 1976). Para a comprovação da hipótese de aulacógeno se necessitaria definir a direção de transporte (longitudinal ao rifte, no caso E-W) e verificar o aumento de espessura do pacote sedimentar aproximando-se da margem da plataforma (HOFFMAN, 1973).

A Figura 12.2.B ilustra esquematicamente o arranjo geométrico dos terrenos gnáissico e granito - "greenstone" ao final do Mesoarqueano, antes da implantação do Grupo Rio Fresco, de acordo com a discussão precedente. Ter-se-ia, então, uma parte central constituída de "greenstones" e metagranitóides, em contato com terrenos gnáissicos a norte e com o tonalito Arco Verde a sul. A norte, ressaltou-se o "greenstone" Sapucaia, aparentemente sem metaplutônicas intrusivas e em contato direto com ortognaisses (embasamento?). A norte, haveria a Suite Plaquê (ARAÚJO *et al.*, 1988, 1994; ARAÚJO & MAIA, 1991). Corpos de leucogranitos ocorreriam tanto a norte como a sul, intrudindo as unidades precedentes. A norte do "greenstone" Sapucaia, foram descritos metagranitóides variavelmente milonitizados, supostamente originados de fusão crustal durante o evento de cisalhamento dúctil do final do Neoarqueano (ARAÚJO *et al.*, 1988). Levantamentos gravimétricos preliminares sugeriram que alguns "greenstones", atualmente separados geograficamente, podem ter formado seqüências mais extensas e contínuas, a exemplo de Serrinha e Identidade (cap. 6). O "trend" de megaxenólitos de "greenstones" em trondhjemitos (Figura 12.1.A) sugeriu uma interligação também com o "greenstone" Seringa. Logo, seria

razoável supor que as diversas faixas de "greenstones" do núcleo central compunham uma única seqüência, posteriormente separada em várias unidades pelos plutonismos do final do Mesoarqueano e final do Paleoproterozóico (anorogênico). Um arcabouço semelhante foi observado na Província Slave, Canadá (KUSKY, 1989, fig. 1, p. 64), com distribuição irregular e descontínua de metagranitóides e "greenstones" arqueanos e coberturas mais jovens.

No presente nível erosional, o "greenstone" Identidade registrou um encurtamento NW-SE médio de 60%. Considerando a sua largura atual (em mapa), ter-se-ia uma largura original de 7 km. Todavia, a tectônica transpressiva sugeriu que os níveis crustais rasos do "greenstone" devem ter sido completamente erodidos e/ou terem se comportado como blocos alóctones e sido transportados para longe do local original. A priori, este raciocínio, assim como a existência de um "trend" aproximadamente E-W, pode ser extrapolado para outras faixas de "greenstones". Foi difícil, porém, estimar a largura inicial dessas supracrustais. Por outro lado, o grande volume de rochas plutônicas intrusivas (*TTGs*), derivadas por fusão parcial de crosta oceânica jovem, indicaria que os "greenstones" tinham distribuição muito mais ampla e certamente predominavam na região de Rio Maria. Concluindo, assumiu-se que esta região corresponderia, no final do Mesoarqueano, à seção de nível crustal médio de um arco insular (*TTGs*) com remanescentes de uma bacia marginal fossilizada ("greenstones").

Considerando uma profundidade da ordem de 40 km (± 10 kbar) para a geração de magmas cálcio-alcálicos, a partir de fusão de crosta oceânica jovem (toleítos dos "greenstones"), admitiu-se uma subducção de baixo ângulo (UYEDA, 1983) (Figura 12.3). Supondo uma inclinação de 20° para a placa subduccionada, haveria uma distância horizontal de ± 110 km ($= 40 \text{ km} / \text{tg}(20^\circ)$) entre a trincheira e o local de extrusão do magma cálcio-alcálico.

12.2.2. Modelo Geodinâmico Arqueano

A seqüência evolutiva aqui interpretada começou após a constituição de um embasamento siálico ($> 3,20$ (?) - 2,96 Ga) ortoderivado já deformado (**D₁**), coexistente com uma

crosta oceânica máfica - ultramáfica primitiva. As peculiaridades do "greenstone" Sapucaia (aparente ausência de metagranitóides intrusivos, contato direto com terrenos de embasamento, continuidade longitudinal) abrem a possibilidade da mesma representar uma reliquia daquela crosta. A comprovação desta hipótese depende da caracterização dos contatos do citado "greenstone" com os terrenos gnáissicos e da definição das idades de ambas as unidades.

1º Extensão Crustal e Magmatismo Komatiítico - Toleítico (Figura 12.3.A)

Subducção em alto ângulo de crosta oceânica antiga, resultando na ruptura de crosta siálica e criação de uma bacia marginal. Neste tipo de subducção (caso do arco de Marianas), a placa subduccionada seria espessa, velha e fria, logo mais densa que o manto subjacente, levando à subducção espontânea; predominariam rochas basálticas; não se formariam prismas de acreção, podendo ocorrer alguma sedimentação em sistemas de grabens da parte superior da placa (UYEDA & KANAMORI, 1979; UYEDA, 1983). Líquidos komatiíticos, sucedidos por toleíticos de baixo potássio, seriam gerados a grandes profundidades por fusão parcial do manto astenosférico. Eles ascenderiam adiabaticamente como diápiros, atravessando a litosfera e extrudindo como lavas toleíticas. As mesmas extravasariam como derrames variolíticos, em parte almofadados, em ambiente subaquático. A aparente ausência de vulcanoclásticas, almofadas desgarradas e de terrígenos intercalados às rochas komatiíticas e toleíticas sugeriram a não exposição de arcos siálicos remanescentes. A deposição de formações ferríferas tipo Algoma e "metacherts" indicaria um ambiente tectonicamente calmo.

2º Encurtamento Crustal e Magmatismo Cálcio - Alcalino (Figura 12.3.B)

Esta etapa representou o fechamento da bacia marginal, em decorrência da superimposição de tectônica regional (compressão oblíqua - transpressão WNW-ESE a NW-SE), intrusões / domos dacíticos e plutonismo cálcio-alcálicos. Ao final, teve-se a formação e

estabilização da crosta continental. A gênese do magmatismo cálcio-alcálico foi relacionada à subducção em baixo ângulo da crosta oceânica recém construída. Neste tipo de subducção, exemplificado pelo arco Peru - Chile, a subducção seria forçada pelo avanço do continente, sendo uma subducção de alta velocidade; a placa subduccionada seria fina, jovem e quente e, assim, menos densa que o manto subjacente (UYEDA & KANAMORI, 1979; UYEDA, 1983). Formar-se-ia expressivo prisma de acreção na parte oceânica do arco, as rochas ígneas seriam composicionalmente variadas (toleíticas e cálcio-alcálicas) e a fossa, pouco profunda.

A crosta oceânica subduccionada, quente e hidratada, sofreria fusão parcial a profundidades moderadas, gerando magmas cálcio-alcálicos. Inicialmente, estes seriam enriquecidos em sódio (trondjemíticos), representados por metadacitos (*ca.* 2,94-2,90 Ga). A seguir, eles se tornariam progressivamente enriquecidos em potássio, como atestou o grande volume de granodioritos (*ca.* 2,87 Ga). Nesta época, a acreção continental já estaria praticamente completa, com a fonte de magmas sendo agora essencialmente crustal. O magmatismo leucogranítico subsequente resultaria em grande parte de reciclagem desta crosta sílica recém criada. O soerguimento destes arcos no início da colisão forneceria sedimentos imaturos (grauvacas) para as seqüências Lagoa Seca e Pedra Preta, devendo representar o registro de prismas de acreção sedimentar. Este material terrígeno seria em parte subduccionado juntamente com a crosta komatiítica - toleítica, enriquecendo-a em elementos incompatíveis.

A geometria, em mapa, do terreno granito - "greenstone" ao final do evento transpressivo (D_2/D_m) e antes da deposição do Grupo Rio Fresco, parece ter sido algo irregular, mesmo eliminando os efeitos das intrusões graníticas anorogênicas. Isto pode ser interpretado como uma evidência de que, sendo os "greenstones" bacias marginais fossilizadas, eles representariam registros de uma sutura Mesoarqueana. A irregularidade de zonas colisionais é um dos fatores críticos na criação de inúmeros subambientes tectônicos associados a uma mega-sutura. Assim, prevê-se a formação de rampas frontais (empurrões), laterais (transcorrências) e oblíquas, falhas transformantes intracontinentais, grabens e bacias de afastamento (DEWEY, 1977; DEWEY *et al.*, 1986). O encurtamento intracontinental seria mais expressivo próximo à sutura, gerando, à

distância, grandes falhas direcionais e bacias de afastamento longitudinais ou transversais à trincheira.

Idades similares e características deformacionais dos granitos Xinguara (estruturas miloníticas subverticais e intrusões sin-miloníticas posicionadas ao longo de zonas de cisalhamento de alta temperatura e alcançando grande profundidade; Figura 6.57) e Mata Surrão (estruturas magmáticas subhorizontais bem preservadas no seu interior, passando a ângulo baixo ou moderado e com rotação de enclaves indicando movimentos ora normais ora inversos nos contatos) sugeriram um posicionamento tectônico contrastante para ambos (próximo a zona de colisão no primeiro caso e em ambiente distensivo, distante da sutura, no segundo). Do mesmo modo, a região da Serra dos Carajás (Supergrupo Itacaiúnas) representaria um ambiente extensional subsequente ao soldamento do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria.

12.3. IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

No modelo aqui proposto (Figura 12.4), considerou-se uma subdivisão em três unidades geotectônicas: (i) terrenos granito - "greenstones" (2,96-2,87 Ga); (ii) coberturas vulcanossedimentares - Supergrupo Itacaiúnas e Grupo Rio Fresco (2,76-2,50(?) Ga); (iii) granitos anorogênicos (1,9-1,8 Ga). Uma quarta entidade poderia ser acrescentada, a Faixa Araguaia (*FA*) a leste. Uma série de dados geocronológicos U/Pb e Pb/Pb recentes mostrou que a evolução da *FA* deu-se essencialmente no ciclo Brasileiro (MOURA, 1992). Este autor considerou o Complexo Colméia (2,86 Ga) (embasamento da *FA*) como uma extensão dos terrenos *TTGs* de Rio Maria, bem como a possível correlação do gnaiss Cantão (1,95-1,85 Ga) com granitos anorogênicos do cráton. Logo, não se teve, até o momento, evidências de uma "orogênese" Transamazônica na *FA* e, por analogia, na parte SE do cráton.

Na Figura 12.4, fêz-se uma tentativa de subdivisão da Província Mineral de Carajás (*PMC*) em dois blocos. O do norte, denominado Bloco Carajás (*BC*), imediatamente a norte do

"greenstone" Sapucaia, e englobando gnaisses (Complexo Xingu), granulitos, Suite Plaqué e Supergrupo Itacaiúnas. O do sul, referido como Bloco Rio Maria (*BRM*), estende-se do "greenstone" Sapucaia até a região de Vila Marajoara (paralelo 8°S). O *BRM* corresponde basicamente ao terreno granito "greenstone" de Rio Maria, destacando-se, ainda, um volume de granitos anorogênicos maior do que no *BC*. A aparente ausência de "greenstones" e a tectônica transpressiva sinistrógira / oblíqua no *BC* (ARAÚJO *et al.*, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991), assim como a tectônica dextrógira no *BRM*, foram os critérios adotados na separação desses blocos. A alongação aparentemente forte do "greenstone" Sapucaia e a presença de granulitos corroboraram a idéia de ser esta a região limítrofe entre aqueles blocos.

A unidade (i) representaria um comportamento permóvel, com alto fluxo de calor, exemplificado por expressivo magmatismo komatiítico / toleítico / cálcio-alcálico. O estado termal arqueano refletiu-se no comportamento dúctil da litosfera e em rápida reciclagem do material juvenil prévio, formando os *TTGs* e granitos potássicos, ambos cálcio-alcálicos, e contribuindo para a formação de crosta continental ao final do Mesoarqueano. A evolução do terreno granito - "greenstone" ocorreu no intervalo de 2,96 a 2,87 Ga, com possibilidade de haver núcleos siálicos mais antigos ($\geq 3,2$ Ga). Ao final do plutonismo potássico, a unidade (i) alcançou a sua estabilidade tectônica na região de Rio Maria. Isto teria se dado através de uma deformação dúctil, transpressiva, dextrógira, com encurtamento WNW-ESE a NW-SE e alongação aproximadamente E-W, podendo soerguer fatias infracrustais por falhas listricas. O que acontecia na mesma época no *BC* é um tema ainda carente de definição. As idades mais antigas obtidas em veios graníticos e gnaisses trondhjemiticos (embasamento do Grupo Igarapé Salobo) foram de *ca.* 2,85-2,84 Ga (U/Pb, zircão; MACHADO *et al.*, 1991). O aspecto "gnáissico" ou fortemente deformado / lenticularizado dessas rochas e do embasamento no *BC* (ARAÚJO *et al.*, 1988; ARAÚJO & MAIA, 1991) sugeriu que o terreno granito - "greenstone" de Rio Maria estendia-se, como substrato, ao *BC*, estando, porém, muito mais deformado do que o equivalente do *BRM*. Este corresponderia, então, a uma mega-amêndoa preservada ao final do Mesoarqueano e antes da deposição do Supergrupo Itacaiúnas.

Após um lapso de tempo de cerca de 100 Ma, implantou-se um importante regime transtraccional, registrado pelo Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,76 Ga) na região da Serra dos Carajás (unidade ii). A sedimentação supracrustal plataformar e as características geoquímicas do vulcanismo bimodal desta unidade evidenciaram que o embasamento continental já se encontrava estabilizado na época do vulcanismo e das intrusões básicas - ultrabásicas diferenciadas datadas *ca.* 2,76 Ga. Embora não haja como evidenciar se a fase transtrativa alcançou o estágio de formação de crosta oceânica, o expressivo vulcanismo bimodal sugeriu altas taxas de estiramento litosférico (ARAÚJO *et al.*, 1988). Ao final do Neoarqueano (2,55-2,50 Ga), ocorreu o fechamento dessa cobertura, em consequência de transpressão sinistrógira, com encurtamento NW-SE e alongação aproximada E-W na região da Serra dos Carajás, enquanto imediatamente a sul ocorria soerguimento de granulitos, interfatiamento tectônico e plutonismo granítico de tendência alcalina. Aparentemente, apenas a fase inicial, transtrativa, esteve presente no **BRM** (caso do Grupo Rio Fresco). Os equivalentes supracrustais metamorfisados em grau médio dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca e da seqüência plataformar (vulcânicas e formações ferríferas bandadas) do Grupo Grão Pará, bem como granulitos tardios, não foram detectados no **BRM**. Segue-se que ao final do Neoarqueano, o **BRM**, apesar de rejuvenescido isotopicamente, permaneceu relativamente estável com respeito ao **BC**. Todo o complexo de embasamento e o terreno granito - "greenstone" comportaram-se de modo mais ou menos rígido, razão porque as coberturas devem ter sofrido descolamentos e/ou serem mais deformadas apenas na base.

A discussão aqui apresentada mostrou um lapso de tempo de mais de 200 Ma entre as duas transpressões. Isto implicou a caracterização de duas gerações marcantes de tectônica direcional no Arqueano da **PMC**. A transpressão dextrógira, mais antiga, definida no **BRM**, foi considerada como sincrônica ou ligeiramente tardia ao plutonismo granítico (*ca.* 2,88-2,87 Ga). A transpressão sinistrógira seria mais jovem, afetando o Supergrupo Itacaiúnas (*ca.* 2,76 Ga) e granitos tardi-Arqueanos (granito antigo do Salobo, *ca.* 2,55 Ga). É importante ressaltar que caso as transpressões fossem contemporâneas e de mesma intensidade, as rotações de sentidos contrários impostas aos respectivos blocos teriam provocado abertura de espaços a leste e

fechamento / colisão a oeste, ambos sem evidências até o momento. A transpressão sinistrógira teve fraca intensidade sobre o *BRM*, haja vista a ausência de estruturas dômicas ou bumerangues na escala regional, esperadas no caso de interferência de eixos subortogonais (RAMSAY, 1967).

Após um longo intervalo de tempo (± 600 Ma), a crosta, agora bastante espessa e fria, foi dissecada por numerosos plútons graníticos e enxames de diques félsicos. São intrusões de alto nível crustal, não deformadas ductilmente, consideradas de ambiente intraplaca e posicionadas em diversos focos distensivos. Podem representar um largo fenômeno de aquecimento litosférico, com os vários plútons refletindo pontos quentes espalhados pela *PMC*.

13. CONCLUSÕES GERAIS

A Figura 13.1 resume as conclusões principais com respeito à evolução geotectônica do Bloco Rio Maria. Outras conclusões foram ressaltadas abaixo.

13.1. QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO

Um aspecto importante do presente trabalho referiu-se a caracterização geométrica e interpretação cinemática das estruturas encontradas na área de ocorrência do "greenstone" Identidade. Em particular, a correlação de mesoestruturas, microestruturas e texturas com a quantificação da deformação pelo método R_f/Φ revelou-se essencial na dedução de gradientes de deformação, estimativas de contrastes de viscosidades e direções de estiramento principais. O uso do método R_f/Φ em diferentes marcadores (almofadas, enclaves, porfiroclastos, fenocristais) conduziu às conclusões abaixo.

* A elipse de deformação (R_s) pode ter significados diferentes, dependendo do tipo e dimensões dos marcadores: (i) em almofadas grandes (métricas) e xenólitos, R_s estaria subestimado; (ii) em almofadas pequenas (centimétricas) e autólitos, R_s seria superestimado.

* Enclaves máficos em rochas subvulcânicas ou plutônicas são adequados para a avaliação da intensidade da deformação pré-solidificação final. A simetria observada registraria apenas o estágio de achatamento (cisalhamento puro).

* A inversão da deformação permitiu definir a geometria pré-tectônica e as direções de fluxo magmático.

* Confrontado com outras médias (aritmética - **AM**, harmônica - **HM**, coeficiente angular - **A**), o **R_S** calculado pelo programa THETA (PEACH & LISLE, 1979) foi mais próximo de **HM**, obtendo-se um erro de -10 a +26% na seção **XZ**.

13.2. PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO

* As rochas metavulcânicas do "greenstone" Identidade definiram três séries magmáticas, a saber: komatiítica (metaultramáficas), toleítica de baixo potássio (metabasaltos e metagabros) e cálcio-alcálica (metadacitos). Elas teriam evoluído essencialmente por cristalização fracionada a baixas pressões.

* Komatiitos e toleitos foram gerados por fusão parcial de lherzolito a granada, enquanto as cálcio-alcálicas formaram-se a partir de fusão parcial de toleitos transformados em granada anfibolito.

* Interpretou-se um ambiente distensivo / transtrativo tipo bacia marginal para os toleitos e, por analogia, para os komatiitos, enquanto os tipos cálcio-alcálicos revelaram afinidades geoquímicas com arcos insulares modernos.

13.3. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

* A deformação impressa no terreno granito - "greenstone" foi bastante heterogênea, de natureza predominantemente dúctil, resultando numa macroestrutura de geometria e cinemática transpressiva dextrógira, com *ca.* 60% de encurtamento na direção WNW-ESE a NW-SE. Inferiu-se uma idade do final do Mesoarqueano, com base em estruturas sin-magmáticas em intrusões metagranitóides *ca.* 2,88-2,87 Ga. Este evento seria mais antigo que a transtração / transpressão sinistrógira que afetou a região da Serra dos Carajás (*ca.* 2,55-2,50 Ga).

* O metamorfismo progrediu de essencialmente termal (tipo assoalho oceânico superimposto por metamorfismo de contato das intrusões plutônicas) em fácies xisto verde / anfibolito, finalizando com extensiva recristalização dinâmica, com grande aporte de fluidos, em fácies xisto verde.

* Relações microtexturais e microestruturais mostraram que o principal evento metamórfico (de natureza termal) precedeu o pico da deformação, sendo a trajetória P-T-t antihorária e coerente com a suposição de bacia marginal para o vulcanismo máfico - ultramáfico.

13.4. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

* A região de Rio Maria compõe-se de um típico terreno granito - "greenstone" Mesoarqueano bem preservado, sendo possível interpretar a existência de embasamento siálico para os "greenstones".

* A evolução global iniciou com plutonismo trondhjemitico - tonalítico na formação do embasamento ($\geq 2,96$ Ga), seguido por vulcanismo máfico - ultramáfico em bacias marginais (2,96-2,90 Ga) e subsequente magmatismo cálcio-alcálico vulcânico (2,94-2,90 Ga) e plutônico (2,88-2,87 Ga) em arcos insulares.

* Durante o magmatismo cálcio-alcálico deu-se o fechamento e inversão das bacias marginais, finalizando com o soldamento e estabilização tectônica do terreno no Mesoarqueano (cerca de 2,86 Ga).

* A região voltou a ser afetada por episódios de reaquecimento e rejuvenescimento isotópico ao término do Mesoarqueano (2,55-2,50 Ga) e ao final do Paleoproterozóico, este associado com deformação rúptil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, D.H. & HOFFMAN, S.E. - 1984 - Archaean plate tectonics revisited: heat flow, spreading rate and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. **Tectonics**, 3: 429-448.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J.O. - 1989 - The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *In*: DALY, J.S.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 223-232. (Geol. Soc., Sp. Publ., 43.)
- ALEKSANDROWSKI, P. - 1985 - Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. **J. Struct. Geol.**, 7: 73-82.
- ALLÈGRE, C.J. - 1982 - Genesis of Archaean komatiites in a wet ultramafic subducted plate. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin, p. 495-500.
- ALLÈGRE, C.J.; HAMELIN, B.; DUPRÉ, B. - 1984 - Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 71: 71-84.
- ALLEN, A.R. - 1979 - Mechanism of frictional fusion in fault zones. **J. Struct. Geol.**, 1: 231-243.
- ALLISON, I. & KERRICH, R. - 1981 - History of deformation and fluid transport in shear zones at Yellowknife. *In*: Proceeding of the Gold Workshop, Yellowknife, 1979. **Proceedings**, Yellowknife, p. 203-222.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro, MME/DNPM, Div. Geol. Miner. 36 p. (Boletim 241.)
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Evolução tectônica do cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. **Rev. Bras. Geoc.**, 4: 191-204.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978 - A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. V. 6, p. 2393-2407.

- ALMEIDA, F.F.M. - 1985 - Alguns problemas das relações geológicas entre o cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Atas.** Goiânia, SBG-CO. P. 3-14.
- ALMEIDA, F.F.M.; FERREIRA, F.J.F.; CARNEIRO, C.D.R.; STEFANI, F.L. - 1986 - Aspectos evolutivos da geossutura Tocantins - Araguaia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. **Anais.** Goiânia, SBG. V. 3, p. 1269-1283.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper precambrian of South America. **Bol. IG/USP**, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. **Atas.** Campina Grande, SBG. P. 363-391. (Boletim, 6.)
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. - 1994 - Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Bol. Res. Exp.** Belém, SBG-NNO. P. 219-294.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. - 1991 - Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos Arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG-NNO. P. 130-141.
- ALVES, C.A.S. - 1988 - Depósito de bauxita do platô N5. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo.** Belém, SBG. V. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais", p. 123-129.
- AMARAL, G. - 1974 - **Geologia pré-cambriana da região Amazônica.** São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 212 p. Tese (Livre Docência), IG/USP, 1974.
- AMARAL, G. - 1984 - Províncias Tapajós e Rio Branco. *In*: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (coords.) - **O Pré-cambriano do Brasil.** São Paulo, Edgard Blücher. Cap. 2, p. 6-35.

- AMSTUTZ, G.C. & PATWARDHAN, A.M. - 1974 - A reappraisal of the textures and the composition of the spilites in the Permo - Carboniferous Verrucano of Glarus, Switzerland. *In*: AMSTUTZ, G.C. (ed.) - **Spilites and spilitic rocks**. Berlim, Springer-Verlag, p. 71-81. (Intern. Union Geol. Sci, A4.)
- ANDERSON, R.N.; DELONG, S.E.; SCHWARZ, W.M. - 1978 - Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. **J. Geol.**, 86: 731-739.
- ANDRADE, F.G.; NAKASHIMA, J.; PODESTÁ, P.R. - 1986 - Depósitos de manganês da Serra de Buritirama, Pará. *In*: BRASIL/MME - **Principais Depósitos Minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço**. Brasília, DNPM/CVRD. V. 2, p. 153-166.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1971 - The Barberton mountain land, South Africa - a guide to the understanding of the Archaean geology of western Australia. **Geol. Soc. Austr.**, 3: 103-120. (Sp. Publ.)
- ANHAEUSSER, C.R. - 1973 - The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A273: 359-388.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1982 - Archean greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 1-6.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 80: 2175-2200.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. - 1991 - **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará.** Texto. Brasília, DNPM/CPRM. 1991. 164 p.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. - 1994 - Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Bol. Res. Exp.** Belém, SBG-NNO. P. 299-301.

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. - 1988 - A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA*, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. P. 324-338.
- ARCHANJO, C.J. - 1988 - A deformação constriccional nos metaconglomerados da Faixa Seridó. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 5, p. 2240-2247.
- ARCHIBALD, N.J.; BETTENAY, L.F.; BINNS, R.A.; GROVES, D.I.; GINTHROPE, R.J. - 1978 - The evolution of Archaean greenstone terrains, eastern Goldfields Province, Western Australia. **Precamb. Res.**, 6: 103-131.
- ARCULUS, R.J. & POWELL, R. - 1986 - Source component mixing in the regions of arc magma generation. **J. Geophys. Res.**, 91: 5913-5926.
- ARNDT, N.T. - 1976 - Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at one atmosphere and high pressure. **Carnegie Inst. Wash. Yearbook**, 75: 555-561.
- ARNDT, N.T. - 1977 - Ultrabasic magmas and high - degree melting of the mantle. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 64: 205-221.
- ARNDT, N. T. - 1986 - Differentiation of komatiite flows. **J. Petrol.**, 27: 279-301.
- ARNDT, N.T. - 1991 - High Ni in Archean tholeiites. **Tectonophysics**, 187: 411-419.
- ARNDT, N.T. & FLEET, M.E. - 1979 - Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite lava flows. **Am. Mineral.**, 64: 856-864.
- ARNDT, N.T. & NESBITT, R.W. - 1984 - Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario. *In: KRÖNER, A. (ed.) - Archaean geochemistry*, Berlin, Springer - Verlag. P. 99-114.
- ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. - 1982 - What is a komatiite. *In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - Komatiites*. London, George Allen & Unwin. P. 19-27.
- ARNDT, N.T.; FRANCIS, D.; HYNES, A.J. - 1979 - The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. **Can. Mineral.**, 17: 147-163.

- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. **J. Petrol.**, 18: 319-369.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. - 1989 - Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 101: 187-197.
- ARTH, J.G. - 1976 - Behavior of some trace element during magmatic processes. A summary of theoretical models and their application. **J. Res. U. S. Geol. Surv.**, 4: 41-47.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. - 1972 - Quartz diorite derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 37: 161-174.
- ARTH, J.G.; ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J. - 1977 - Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: trace - element evidence. **Geology**, 5: 590-594.
- ARTHAUD, F. - 1969 - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 11: 729-737.
- ARZI, A.A. - 1978 - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. **Tectonophysics**, 44: 173-184.
- AUMENTO, F. - 1971 - Uranium content of mid-ocean basalts. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 11: 90-94.
- AUVRAY, B.; BLAIS, S.; JAHN, B.M.; PIQUET, P. - 1982 - Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin P. 131-146.
- AYRES, L.D.; THURSTON, P.C. - 1985 - Archean supracrustal sequences in the Canadian shields: an overview. *In*: AYRES, L.D.; THURSTON, P.C.; CARD, K.D.; WEBER, W. (eds.) - **Evolution of Archean supracrustal sequences**. Kitchener, Ainsworth Press. P. 343-380. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 28.)
- BABAIE, H.A.; HADIZADEH, J.; BABAEI, A.; GHAZI, A.M. - 1991 - Timing and temperature of cataclastic deformation along segments of the Towaliga fault zone, western Georgia, U.S.A. **J. Struct. Geol.**, 13: 579-586.

- BAGBY, W.C.; CAMERON, K.L.; CAMERON, M. - 1981 - Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico. **J. Geophys. Res.**, 86: 10402-10410.
- BAILEY, J.C. - 1981 - Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. **Chem. Geol.**, 32: 139-154.
- BAILEY, J.C. - 1984 - Geochemistry and origin of hornblende-bearing xenolith in I-type Petford granite, northeast Queensland. **Austr. J. Earth Sci.**, 31: 7-23.
- BAKER, J.H. & DE GROOT, P.A. - 1983 - Proterozoic seawater - felsic volcanics interaction W. Bergslagen, Sweden. Evidence for high REE mobility and implications for 1,8 Ga seawater compositions. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 82: 119-130.
- BARAGAR, W.R.A. - 1984 - Pillow formation and layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. **Can. J. Earth Sci.**, 21: 781-792.
- BARBARIN, B. - 1988 - Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint - Julein - la - Vêtre monzogranite (Nord - Forez, Massif Central, France). **Can. J. Earth Sci.**, 25: 49-59.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. - 1966 - **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. Miner. 94 p (Monografia 19.)
- BARD, J.P. - 1980 - **Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques**. Paris, Masson. 192 p.
- BARKER, A.J. - 1990 - **Metamorphic textures and microstructures**. New York, Blackie. 170 p.
- BARKER, F. 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. *In*: BARKER, F. (ed.) - **Trondhjemites, dacites and related rocks**. Amsterdam, Elsevier. P. 1-11. (Develop. Precamb. Geol., 1.)
- BARKER, F. & ARTH, J.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic - tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite- basalt suites. **Geology**, 4: 596-600.

- BARKER, F.& PETERMAN, Z.E. - 1974 - Bimodal tholeiitic - dacitic magmatism and the Early Precambrian crust. **Precamb. Res.**, 1: 1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G.; HUDSTON, T. - 1981 - Tonalites in crustal evolution. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A301: 185-187.
- BARLEY, M.E.& BICKLE, M.J. - 1982 - Komatiites in the Pilbara block, western Australia. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 105-115.
- BARRADAS, J.A.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. - 1992 - Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. Novos resultados. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 182-183.
- BARRAT, J.A.; JAHN, B.M.; JORON, J.-L.; AUVRAY, B.; HAMDI, H. - 1990 - Mantle heterogeneity in northeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 101: 233-247.
- BARROS, C.E.M. - 1991 - **Evolução petrológica e estrutural do gnaiss Estrela, Curionópolis, PA**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134 p. Tese (mestrado em ciências) - CPGG/UFPA, 1991.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. - 1992 - Evolução estrutural do gnaiss Estrela, Curionópolis - PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 333-335.
- BASEI, M.A.S. - 1974 - Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. V. 6, p. 287-296.
- BASEI, M.A.S. - 1978 - O vulcanismo ácido - intermediário na região Amazônica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. V. 6, p. 2408-2422.

- BEACH, A. - 1976 - The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in Early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. **Phil. Trans. R. Soc.**, A280: 569-604.
- BEACH, A. - 1980 - Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. **J. Struct. Geol.**, 2: 257-263.
- BEACH, A. & FYFE, W.S. - 1972 - Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? **Contrib. Mineral. Petrol.**, 36: 175-180.
- BEATY, D.W. & TAYLOR Jr., H.P. - 1982 - The oxygen isotope geochemistry of komatiites: evidence for water-rock interaction. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 267-282.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 3: 215-242.
- BELL, T.H. - 1981 - Foliation development - the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. **Tectonophysics**, 75: 273-296.
- BELL, T.H. & DUNCAN, A.C. - 1978 - A rationalised and unified shorthand terminology for lineations and fold axes in tectonites. **Tectonophysics**, 47: 1-5.
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. - 1973 - Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. **Lithos**, 6: 337-348.
- BERGH, S.G. & TORSKE, T. - 1988 - Palaeovolcanology and tectonic setting of a Proterozoic metatholeiitic sequence near the Baltic shield margin, northern Norway. **Precamb. Res.**, 39: 227-246.
- BERMAN, R.G. - 1988 - Internally - consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O - K₂O - CaO - MgO - FeO - Fe₂O₃ - Al₂O₃ - SiO₂ - TiO₂ - H₂O - CO₂. **J. Petrol.**, 29: 445-522.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; GAPAIS, D. - 1979a - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud - armoricain. **Bull. Minéral.**, 102: 265-272.

- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. - 1979b - Ortogneiss mylonite and the non coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican shear zone. **J. Struct. Geol.**, 1: 31-42.
- BESWICK, A.E. - 1982 - Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 283-308.
- BESWICK, A.E. - 1983 - Primary fractionation and secondary alteration within an Archean ultramafic lava flow. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 82: 221-231.
- BESWICK, A.E. & SOURCIE, G. - 1978 - A correlation procedure for metassomatism in an Archaean greenstone belt. **Precamb. Res.**, 6: 235-248.
- BICKLE, M.J. - 1978 - Heat loss from the Earth: constraint on Archaean tectonics from the relationships between geothermal gradients and rate of plate production. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 40: 301-315.
- BICKLE, M.J. - 1982 - The magnesium contents of komatiitic liquids. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 479-494.
- BICKLE, M.J.; MARTIN, A.; NISBET, E.G. - 1975 - Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 27: 155-162.
- BINNS, R.A.; GUNTHORPE, R.J.; GROVES, D.I. - 1976 - Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the Yilgarn block, western Australia. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. Chichester, John John Wiley & Sons. P. 303-313.
- BLACK, L.P.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. - 1986 - Four zircons ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderly Land, Antarctica. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 94: 427-437.

- BLACKBURN, C.E.; BOND, W.P.; BREAKS, F.W.; DAVIS, D.W.; EDWARDS, G.R.;
POULSEN, K.H.; TROWEL, N.F.; WOOD, J. - 1985 - Evolution of Archean volcanic -
sedimentary sequences of the western Wabigoon Subprovince and its margins: a review. *In*:
AYRES, L.D.; THURSTON, K.D.; WEBER, W. (eds.) - **Evolution of Archean supracrustal
sequences**. Kitchener, Ainsworth Press. P. 89-116. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 28.)
- BLAIS, S. 1989 - **Les ceintures de roches vertes archéennes de Finland orientale - géologie,
pétrologie, géochimie et évolution géodynamique**. Rennes, Universidade de Rennes I.
Instituto de Geologia. 256 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1988. (Mém.
Doc. CAESS, Rennes, 22.)
- BLAIS, S.; AUVRAY, B.; CAPDEVILA, R.; HAMEURT, J. - 1977 - Les séries komatiitiques et
tholéiitiques des ceintures archéennes de roches vertes de Finland orientale. **Bull. Soc. Géol.
Fr.**, 19: 965-970.
- BLAIS, S.; AUVRAY, B.; CAPDEVILA, R.; JAHN, B.M.; BERTRAND, J.M.; HAMEURT, J. -
1978 - The Archean greenstone belts of Karelia (eastern Finland) and their komatiitic and
tholeiitic series. *In*: WINDLEY, B.F. & NAQVI, S.M. (ed.) - **Archean geochemistry**.
Amsterdam, Elsevier. P. 87-108. (Develop. Precamb. Geol., 1.)
- BLÈS, J.J. & FEUGA, B. - 1981 - **La fracturation des roches**. Orléans, BRGM. 121 p. (Manuel et
Méthodes, 1.)
- BOILLOT, G. - 1990 - **Géologie des marges continentales**. 3^a ed. Paris, Masson. 135.
- BORRADAILE, G.J. - 1982 - Tectonically deformed pillow lava as an indicator of bedding and way-
up. **J. Struct. Geol.**, 4: 469-479.
- BORRADAILE, G.J. - 1984 - Strain analysis of passive elliptical markers: success of de-straining
methods. **J. Struct. Geol.**, 6: 433-437.
- BORRADAILE, G.J. - 1985 - Tectonic strain determination from pillow selvages: accuracy and the
cut effect. **Can. J. Earth Sci.**, 22: 1548-1552.
- BORRADAILE, G.J. & POULSEN, K.H. - 1981 - Tectonic deformation of pillow lava.
Tectonophysics, 79: T17-T26.

- BORRADAILE, G.J. & SCHWERDTNER, W.M. - 1984 - Horizontal shortening of upward-facing greenstone structures in the southern Superior Province, Canadian shield. **Can. J. Earth Sci.**, 21: 611-615.
- BOSSIÈRE, G. & VAUCHEZ, A. - 1978 - Deformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grand Kabyle occidental (Algerie). **Tectonophysics**, 51: 57-81.
- BOUCHEZ, J.L.; DERVIN, P.; MARDON, J.P.; ENGLANDER, M. - 1979 - La diffraction neutronique appliqué à l'étude de l'orientation préférentielle de réseau dans les quartzites. **Bull. Minéral.**, 102: 225-231.
- BOUCHEZ, J.L.; LISTER, G.S.; NICOLAS, A. - 1983 - Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. **Geol. Rund.**, 72: 401-419.
- BOULLIER, A.M. & GUEGUEN, Y. - 1975 - SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 50: 93-104.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. - 1984 - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Phys. Earth Planet. Sci.**, 35: 1-11.
- BOWRING, S.A.; WILLIAMS, J.S.; COMPSTON, W. - 1989 - 3.96 Ga gneiss from the Slave Province, northwest territories, Canada. **Geology**, 17: 971-975.
- BREMOND D'ARS, J. - 1989 - **Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lités de Guernesey.** Rennes, Universidade de Rennes I, Instituto de Geologia. 370 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1990. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 35.)
- BRÉVART, O.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C.J. - 1986 - Lead - lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 77: 293-302.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. - 1991 - Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precamb. Res.**, 53: 23-40.

- BRODIE, K.H. - 1981 - Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. **Tectonophysics**, 78: 385-402.
- BROOKS, C. & HART, S.R. - 1972 - An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archean meta-volcanic belt. **Can. J. Earth Sci.**, 9: 1250-1253.
- BROOKS, C. & HART, S.R. - 1974 - On the significance of komatiite. **Geology**, 2: 107-110.
- BROWN, E.H. - 1977 - The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. **J. Petrol.**, 18: 53-72.
- BROWN, G.C. - 1982 - Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. *In*: THORPE, R.S. (eds.) - **Andesites**. Chichester, John Wiley & Sons. P. 437-461.
- BROWN, W.L.; MACANDIÈRE, J.; OHNENSTETTER, D.; OHNENSTETTER, M. - 1980 - Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. **J. Struct. Geol.**, 2: 281-287.
- BRUN, J.P. - 1983 - L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 7: 219-228.
- BRUN, J.P. & PONS, J. - 1981 - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. **J. Struct. Geol.**, 3: 219-229.
- BRUN, J.P.; GAPAIS, D.; COGNE, J.P.; LEDRU, P.; VIGNERESSE, J.L. - 1990 - The Flamanville granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. **Geol. J.**, 25: 271-286.
- BRUNEL, M. - 1980 - Quartz fabrics in a shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. **Tectonophysics**, 64: 33-44.
- BRYAN, W.B. - 1972 - Morphology of quench crystals in submarine basalts. **J. Geophys. Res.**, 77: 5812-5819.
- BRYAN, W.B.; FINGER, L.W.; CHAYES, F. - 1969 - Estimating proportions in petrographic mixing equations by least squares approximation. **Science**, 163: 926-927.

- BRYAN, W.B.; THOMPSON, G.; FREY, F.A.; DICKEY, J.S. - 1976 - Inferred settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. **J. Geophys. Res.**, 81: 4285-4304.
- BUDHAM, J.R. & SCHMITT, R.A. - 1985 - Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: a geochemical approach. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 49: 67-87.
- BURG, J.P. & LAURENT, P. - 1978 - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. **Tectonophysics**, 47: 15-42.
- BURG, J.P.; BALÉ, P.; BRUN, J.P.; GIRARDEAU, J. - 1987 - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the siluro-devonian collision. **Geod. Acta**, 1: 71-87.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; RIBEIRO, A. - 1981 - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra - Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). **Tectonophysics**, 78: 161-177.
- BURKE, K.; DEWEY, J.F.; KIDD, W.S.F. - 1976 - Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 113-129.
- BURNHAM, C.W. & JAHNS, R.H. - 1962 - A method for determining the solubility of water in silicate melts. **Am. J. Sci.**, 260: 721-745.
- BUTLER, R.W.H. - 1982 - Hangingwall strain: a function of duplex shape and footwall topography. **Tectonophysics**, 88: 235-246.
- BYERLY, G.R. & VOGEL, T.A. - 1973 - Grain boundary processes and development of metamorphic plagioclase. **Lithos**, 6: 183-202.
- CAMERON, W.E. & NISBET, E.G. - 1982 - Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 29-50.
- CARMICHAEL, I.S.E. & NICHOLLS, J. - 1967 - Iron - titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. **J. Geophys. Res.**, 72: 4665-4687.

- CARVALHO, J.S. - 1989 - Efeitos gravimétricos das sequências tipo "greenstone belts" Andorinhas e Serrinha, na região de Rio Maria / Xinguara - sul do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA*, 1., Rio de Janeiro, 1989. **Anais**. Rio de Janeiro, SBF. V. 2, p. 521-526.
- CARVALHO, J.S. & SAUCK, W.A. - 1989a - Assinatura gravimétrica do lineamento Carajás, dentro do cinturão Araguaia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA*, 1., Rio de Janeiro, 1989. **Anais**. Rio de Janeiro, SBF. V. 2, p. 509-514.
- CARVALHO, J.S. & SAUCK, W.A. - 1989b - Levantamento gravimétrico do setor setentrional do Cinturão Araguaia, região centro norte do Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA*, 1., Rio de Janeiro, 1989. **Anais**. Rio de Janeiro, SBF. V. 2, p. 515-520.
- CASTRO FILHO, L.N. & HEIM, S.L. - 1986 - Jazida de níquel laterítico de Puma - Onça, município de S. Félix do Xingu - PA. *In: BRASIL/DNPM - Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço*. Brasília, DNPM/CVRD. V. 2, p. 347-368.
- CAWTHORN, R.G. & O'HARA, M.J. - 1976 - Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. **Am. J. Sci.**, 276: 309-329.
- CHAPMAN, T.J.; MILTON, N.J.; WILLIAMS, G.D. - 1979 - Shape fabric variations in deformed conglomerates at the base of the Laksefjord Nappe, Norway. **J. Geol. Soc. Lond.**, 136: 683-691.
- CHAPPELL, B.W. - 1978 - Granitoids from the Moombi District, New England batholith, eastern Australia. **Geol. Soc. Austr. J.**, 25: 267-283.
- CHAUVEL, C.; DUPRÉ, B.; JENNER, G.A. - 1985 - The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! **Earth Planet. Sci. Lett.**, 74: 315-324.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. - 1983 - Strain pattern in the Aar granite (central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. **J. Struct. Geol.**, 5: 411-418.
- CHOUKROUNE, P.; GAPAIS, D.; MERLE, O. - 1987 - Shear criteria and structural symmetry. **J. Struct. Geol.**, 9: 525-530.

- CHOWN, E.H.; HICKS, J.; PHILLIPS, G.N.; TOWNEND, R. - 1984 - The disseminated Archaean Big Bell gold deposit, Murchinson Province, western Australia: an example of pre-metamorphic hydrothermal alteration. *In*: FOSTER, R.P. (ed.) - **Gold's 82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Rotterdam, Balkema. P. 305-324. (Geol. Soc. Zimb., Sp. Publ., 1.)
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. - 1986 - Origin of an A-type granite: experimental constraints. **Am. Mineral.**, 71: 317-324.
- COBBOLD, P.R. - 1977a - Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands. **Can. J. Earth Sci.**, 14: 1721-1731.
- COBBOLD, P.R. - 1977b - Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. **Can. J. Earth Sci.**, 14: 2510-2523.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. 1980 - Development of sheath folds in shear regimes. **J. Struct. Geol.**, 2: 119-126.
- COCIRTA, C.; ORSINI, J.B.; COULON, C. - 1989 - Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique: les enclaves des tonalites - granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). **Can. J. Earth Sci.**, 26: 1264-1281.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. - 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 80: 189-200.
- CONDIE, K.C. - 1976 - Trace - element geochemistry of Archean greenstone belts. **Earth Sci. Rev.**, 12: 393-417.
- CONDIE, K.C. - 1980 - Origin and early development of the Earth's crust. **Precamb. Res.**, 11: 183-197.
- CONDIE, K.C. - 1981 - **Archean greenstone belts**. Amsterdam, Elsevier. 434 p. (Develop. Precamb. Geol., 3.)
- CONDIE, K. - 1989 - **Plate tectonics e crustal evolution**. 3^a ed., Oxford, Pergamon Press. 479 p.
- CONDIE, K. & HUNTER, D.R. - 1976 - Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 29: 389-400.

- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, 9: 6-11.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1979 - Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In*: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Santiago. **Actas**. Santiago, 1979, Soc. Geol. Chile. V. 4, p. 137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. - 1982 - Geologia preliminar da região de Andorinhas. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 45-49.
- CORDEIRO, A.A.C. & MARTINS, L.P.B. - 1984 - Ocorrências de pillow lavas no greenstone belt de Andorinhas - PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Resumos**. Rio de Janeiro, SBG. P. 148-149.
- CORDEIRO, A.A.C. & SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos**. Camboriú, SBG. P. 344. (Boletim, 2.)
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.S.; BIAGINI, D.O.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I.L.; SANTOS, F.F. - 1988 - Depósito de wolframita de Pedra Preta, sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo**. Belém, SBG. V. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Mineraiis", p. 161-165.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R. - 1982 - Geologia da região da Serra dos Gradaús. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 50-53.

- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I.L.; SANTOS, F.F. - 1984 - Pesquisa geológica da jazida de wolframita da Pedra Preta, Rio Maria - PA. *In: SYMPÓSIO AMAZÔNICO, 2.*, Manaus, 1984. **Atas.** Manaus, SBG-NNO. P. 375-379.
- CORFU, F. & WALLACE, H. - 1986 - U-Pb zircon ages for magmatism in the Red Lake greenstone belt, northwestern Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 23: 27-42.
- CORFU, F.; KROGH, T.E.; KWOK, Y.Y.; JENSEN, L.S. - 1989 - U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. **Can. J. Earth Sci.**, 26: 1747-1763.
- CORSTANJE, R.; KLEPPER, C.; RUTGERS, B.; VAN DER WAL, I.J.; VAN DEN EECKHOUT, B. - 1989 - Quantification of finite strain in the Pyrenean slate belt; a first assessment using R_f/ϕ method. **Geol. Mijnb.**, 68: 313-321.
- COSTA, J.B.S. - 1980- Estratigrafia da região de Colméia, GO. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31.*, Camboriú, 1980. **Anais.** Camboriú, SBG. V. 2, p. 720-728.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. - 1991 - O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3.*, Rio Claro, 1991. **Atas.** Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P. 142-145.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. - 1990 - Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (região da Serra dos Carajás). **Rev. Bras. Geoc.**, 20: 234-238.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JORGE JOÃO, X.S.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALLE, A.G.; SANTOS, A.; PENNA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P. - 1994 - Panorama tectono - estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4.*, Belém, 1994. **Bol. Res. Exp.** Belém, SBG-NNO. P. 314-317.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. - 1988 - A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro - norte de Goiás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35.*, Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. V. 5, p. 2197-2207.

- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. - 1991 - Tectônica mesozóica - cenozóica da região norte do Brasil. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Atas**. Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P. 108-110.
- COSTA, J.B.S.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; ARAÚJO, O.J.B.; PINHEIRO, R.V.L.; JORGE JOÃO, X.S. - 1992 - Geologia estrutural da folha São Félix do Xingu (SB.22-Y.B) - Serra dos Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 332-333.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R.L. - 1990 - Os sistemas estruturais transcorrentes do cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. V. 5, p. 2345-2357.
- COURRIOUX, G. - 1987 - Oblique diapirism: the Criffel granodiorite / granite zoned pluton (southwest Scotland). **J. Struct. Geol.**, 9: 313-330.
- COWARD, M.P. - 1976 - Archaean deformation patterns in southern Africa. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, 283: 313-331.
- COWARD, M.P. - 1984 - Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and southern Africa and their significance. *In*: KRÖNER, A. & GREILING, R. (eds.) - **Precambrian tectonics illustrated**. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. P. 207-235.
- COWARD, M.P. & JAMES, P.R. - 1974 - The deformation patterns of two Archaean greenstone belts in Rhodesia and Botswana. **Precamb. Res.**, 1: 235-258.
- COWARD, M.P. & POTTS, G.J. - 1985 - Fold nappes: examples from the Moine thrust zone. *In*: GEE, D.G. & STURT, B.A. (eds.) - **The Caledonian orogen - Scandinavia and related areas**. Chichester, John Wiley & Sons. P. 1137-1158.
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R.; WRIGHT, L.I. - 1976a - Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 87: 601-611.

- COWARD, M.P.; LINTERN, B.C.; WRIGTH, L.I. - 1976b - The pre-cleavage deformation of the sediments and gneisses of the northern part of the Limpopo belt. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 323-330.
- COWARD, M.P.; WINDLEY, B.F.; BROUGHTON, R.D.; LUFF, I.W.; PETTERSON, M.G.; PUDSEY, C.J.; REX, D.C.; ASIF KHAN, M. - 1986 - Collision tectonics in the NW Himalayas. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.) - **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 203-219. (Geol. Soc., Sp. Publ., 19.)
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. - 1979 - **The interpretation of igneous rocks**. London, George Allen & Unwin. 450 p.
- CRAWFORD, A.J.; BECCALUVA, L.; SERRI, G. - 1981 - Tectonomagmatic evolution of the West Philippine - Mariana region and the origin of boninites. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 54: 346-356.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. - 1991 - A-type granites revised: assessment of a residual - source model. **Geology**, 19: 163-166.
- CREVOLA, G. - 1987 - Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfert de matière: principaux caractères et exemples dans la chaîne Varisque du sud de la France. **Geod. Acta**, 1: 207-221.
- CRUZ, J.C.R. & PAIVA, R.N. - 1988 - **Levantamento geofísico - área Serrinha, Rio Maria, Pará**. Belém, CPGG/UFPA. 26 p. (Relatório Técnico da Disciplina Geofísica de Campo, inédito.)
- CULSHAW, N. - 1987 - Microstructures, c-axis pattern, microstrain and kinematics of some S-C mylonites in Grenville gneiss. **J. Struct. Geol.**, 9: 299-311.
- CUNHA, B.C.C. - 1985 - O Grupo Rio Fresco como seqüência plataformar da faixa de dobramentos Araguaia - Tocantins. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 362-375.

- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUSA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia da Folha SC.22 - Tocantins. *In*: BRASIL, DNPM, Projeto RADAM. **Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22.)
- CVRD/CMM (COMPANHIA VALE DO RIO DOCE / COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO) - 1972 - Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Resumos**. Belém, SBG. P. 78-80. (Boletim, 2.)
- CZAMANSKE, G.K. & WONES, D.R. - 1973 - Oxidation during magmatic differentiation: Finnmark complex, Oslo area, Norway. Part 2. The mafic silicates. **J. Petrol.**, 14: 349-380.
- DALL'AGNOL, R. - 1980 - **Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi- magmatiques**. Toulouse, Universidade Paul Sabatier. 348 p. Tese (3^o ciclo). Universidade Paul Sabatier. 1980.
- DALL'AGNOL, R. - 1982a - Os granitos anorogênicos da Amazônia Brasileira: suas analogias com os "younger granites" do oeste da África. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. **Anais**. Buenos Aires, Soc. Geol. Argentina. V. 2, p. 113-131.
- DALL'AGNOL, R. - 1982b - Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-Transamazônico da Amazônia Oriental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG. V. 2, p. 500-513.
- DALL'AGNOL, R. - 1982c - Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. **Anais**. Belém/SBG-NNO, v. 2, p. 139-161.

- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1987 - Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. **Rev. Bras. Geoc.**, 17: 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1994 - Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineral. Petrol.**, 50: 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; GONÇALEZ, M.G.B. - 1988a - Susceptibilidade magnética em granitóides da Amazônia: um estudo preliminar. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais. Belém, SBG. V. 3**, p. 1164-1173.
- DALL'AGNOL, R.; SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C.; SCHELLER, T. - 1985 - Efeitos de contato do maciço granítico Jamon na seqüência Lagoa Seca (sudeste do Pará). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais. Belém, SBG-NNO. V. 2**, p. 33-52.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. - 1984 - Novos dados geocronológicos e estudo de elementos - traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). *In*: SYMPÓSIO AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais. Manaus, SBG-NNO. P. 59-74**.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. - 1988b - Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia - Goiás. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais. Belém, SBG. P. 1-19**.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. - 1986 - Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc.**, 16: 11-23.

- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELLES, M.A. - 1987 - The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *In: IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 204, "Precambrian evolution of the Amazonian region". Carajás. Ext. Abstr., p. 40-50.*
- DAVIS, D.W. & EDWARDS, G.R. - 1986 - Crustal evolution of Archean rocks in the Kakagi Lake area, Wabigoon Subprovince, Ontario, as interpreted from high - precision U-Pb geochronology. **Can. J. Earth Sci.**, 23: 182-192.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; R. NETO, M.B.; MATOS, F.M.V. - 1988 - The Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. **Precamb. Res.**, 42: 1-17.
- DÉBAT, P.; SIRIES, P.; DERAMOND, J.; SOULA, J.C. - 1975 - Paleodeformations d'un massif orthogneissique. **Tectonophysics**, 28: 159-183.
- DE BEER, J.H.; STETTLER, E.H.; BARTON Jr., J.M.; REENEN, D.D.; VEARNCOMBE, J.R. - 1986 - Crustal structures of the Archean granite - greenstone terrane in the northern portion of the Kaapvaal craton. *In: WORKSHOP on the tectonic evolution of greenstone belts. Houston. P. 23-24. (LPI contrib., 584.)*
- DEBON, F. & LE FORT, P. - 1983 - A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Trans. R. S. Edin. Earth Sci.**, 73: 135-149.
- DEBON, F. & LE FORT, P. - 1988 - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. **Bull. Minéral.**, 111: 493-510.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1983 - **An introduction to the rock-forming minerals.** Hong Kong, Longman. 528 p.
- DEFANT, M.J. & DRUMMOND, M.S. - 1990 - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, 347: 662-665.

- DEFANT, M.J.; CLARK, I.F.; STEWART, R.H.; DRUMMOND, M.S.; DE BOER, J.Z.; MAURY, R.C.; BELLON, H.; JACKSON, T.E.; RESTREPO, J.F. - 1991 - Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 106: 309-324.
- DELOR, C.; BURG, J.P.; CLARKE, G. - 1991 - Relations diapirisme - métamorphisme dans la Province du Pilbara (Australia occidentale): implications pour les régimes thermiques et tectoniques à l'Archéen. **C. R. Acad. Sci. Paris**, 312: 257-263.
- DEPAOLO, D.J. - 1981 - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 53: 189-202.
- DE PAOR, D.G. - 1988 - R_p/ϕ strain analysis using an orientation net. **J. Struct. Geol.**, 10: 323-333.
- DESROCHERS, J.P.; HUBERT, C.; LUDDEN, J.N.; PILOTE, P. - 1993 - Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. **Geology**, 21: 451-454.
- DEWEY, J.F. - 1977 - Suture zone complexities: a review. **Tectonophysics**, 40: 53-67.
- DEWEY, J.F. & WINDLEY, B.F. - 1981 - Growth and differentiation of the continental crust. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A301: 189-206.
- DEWEY, J.F.; HEMPTON, M.R.; KIDD, W.S.F.; SAROGLU, F.; SENGÖR, A.M.C. - 1986 - Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia - a young collision zone. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.) - **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 3-36. (Geol. Soc., Sp. Publ., 19.)
- DE WIT, M.J. - 1982 - Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. **J. Struct. Geol.**, 4: 117-136.
- DE WIT, M.J. & STERN, C.R. - 1981 - Variations in the degree of crustal extension during formation of a back arc basin. **Tectonophysics**, 72: 229-260.
- DE WIT, M.J.; ARMSTRONG, R.; HART, R.J.; WILSON, A.H. - 1987 - Felsic igneous rocks within the 3.3 to 3.5-Ga Barberton greenstone belt: high crustal equivalents of the surrounding tonalite - trondhjemite terrain, emplaced during thrusting. **Tectonics**, 6: 529-549.

- DICKSON, W.R. - 1975 - Potash - depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs. **Geology**, 3: 53-56.
- DIDIER, J.- 1973 - **Granites and their enclaves**. Amsterdam, Elsevier. 393 p. (Develop. Petrol., 3.)
- DIDIER, J. & LAMEYRE, J. - 1969 - Les granites du massif central français. Étude comparée des leucogranites et granodiorites. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 24: 219-238.
- DIMROTH, E.; COUSINEAU, P.; LEDUC, M.; SANSCHAGRIN, Y. - 1978 - Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn - Noranda area, Quebec. **Can. J. Earth Sci.**, 15: 902-918.
- DIMROTH, E.; IMRETH, L.; COUSINEAU, P.; LEDUC, M.; SANSCHAGRIN, Y. - 1985 - Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive submarine sulphide deposits. *In*: AYRES, L.D.; THURSTON, K.D.; WEBER, W. (eds.) - **Evolution of Archean supracrustal sequences**. Kitchener, Ainsworth Press. P. 203-222. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 28.).
- DIMROTH, E.; IMRETH, L.; ROCHELEAU, M.; GOULET, N. - 1982 - Evolution of the south central part of the Abitibi belt, Quebec, Pt. 1. Stratigraphy and paleogeographic model. **Can. J. Earth Sci.**, 19: 1729-1758.
- DIXON, J.M. & SIMPSON, D.G. - 1987 - Centrifuge modelling of laccolith intrusion. **J. Struct. Geol.**, 9: 87-103.
- DNPM (DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL) - 1979 - **Projeto geofísico Brasil - Canadá. Mapas de intensidade magnética total**. Brasília, DNPM. (Mapas na escala 1:100.000, cobrindo a área delimitada pelas coordenadas 51°00'W / 48°00'W e 5°00'S / 12°00'S.)
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) - 1988 - Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo**. Belém, SBG. V. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais", p. 11-54.

- DONALDSON, C.H. - 1976 - An experimental investigation of olivine morphology. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 57: 187-213.
- DONALDSON, C.H. - 1982 - Spinifex - textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 213-244.
- DOSTAL, J.; STRONG, D.F.; JAMIESON, R.A. - 1980 - Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony complex, New Foundland. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 49: 188-192.
- DROOP, G.T.R. & AL-FILALI, I.Y. - 1989 - Magmatism, deformation and high-T, low-P regional metamorphism in the Nabitah mobile belt, southern Arabian shield. *In*: DALY, S.C.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 469-480. (Geol. Soc. Sp. Publ., 43.)
- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J. - 1990 - A model for trondhjemite - tonalite - dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. **J. Geophys. Res.**, 95: 21503-21521.
- DRUMMOND, M.S.; RAGLAND, P.C.; WESOLOWSKI, D. - 1986 - An example of trondhjemite genesis by means of alkali metasomatism: Rockford granite, Alabama Appalachians. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 93: 98-113.
- DUARTE, K.D. - 1992 - **Mapeamento e petrologia do granito Mata Surrão: um exemplo de granito "stricto sensu" arqueano**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 217 p. Tese (mestrado em ciências) - CPGG/UFPA, 1992.
- DUARTE, K.D. & DALL'AGNOL, R. - 1992 - Petrologia do granito Mata Surrão: um exemplo de monzogranito Arqueano da região de Rio Maria (SE do Estado do Pará). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 1, p. 341-342.

- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. - 1991 - Geologia e geocronologia do granito Mata Surrão - sudoeste de Rio Maria (PA). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-NNO. P. 7-20.
- DUNNET, D. - 1969 - A technique of finite strain analysis using elliptical particles. **Tectonophysics**, 7: 117-136.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A.W.B. - 1971 - Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. **Tectonophysics**, 12: 307-325.
- DUPRÉ, B. & ARNDT, N.T. - 1990 - Pb isotopic compositions of Archean komatiites and sulphides. **Chem. Geol.**, 85: 35-56.
- DUPRÉ, B.; CHAUVEL, C.; ARNDT, N.T. - 1984 - Pb and Nd isotopic study of two Archean komatiitic flows from Alexo, Ontario. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 67: 186-190.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J.; MARCELOT, G.; BOUGAULT, H.; JORON, J.L.; TREUIL, M. - 1982 - Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implications for their source rock compositions. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 60: 207-225.
- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. - 1973 - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. *In*: JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (eds.) - **Gravity and tectonics**. New York, John Wiley & Sons. P. 67-96.
- EDWARDS, G.R. & HODDER, R.W. - 1991 - A semi-quantitative model for fractionation of rhyolite from rhyodacite in a compositionally altered Archean volcanic complex, Superior Province, Canada. **Precamb. Res.**, 50: 49-67.
- EGGLER, D.H. - 1972 - Water saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 34: 261-271.
- EHLERS, C. - 1976 - Homogeneous deformation in Precambrian supracrustal rocks of Kumlinge area southwest Finland. **Precamb. Res.**, 3: 481-504.

- EICHELBERGER, J.C. - 1980 - Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. **Nature**, 288: 446-450.
- ELLIOTT, D. - 1970 - Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 81: 2221-2236.
- ELTHON, D. - 1986 - Komatiite genesis in the Archean mantle, with implications for the tectonics of Archean greenstone belts. *In*: WORKSHOP on the tectonic evolution of greenstone belts. Houston. P. 36-38. (LPI contrib., 584.)
- ENGLAND, P.C. & RICHARDSON, S.W. - 1977 - The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. **J. Geol. Soc. Lond.**, 134: 201-213.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A. - 1986 - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.) - **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 83-94. (Geol. Soc., Sp. Publ., 19.)
- ESCHER, A. & WATTERSON, J. - 1974 - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. **Tectonophysics**, 22: 223-231.
- ESCHER, A.; ESCHER, J.C.; WATTERSON, J. - 1975 - The reorientation of Kangâmiut Dike Swarm, West Greenland. **Can. J. Earth Sci.**, 12: 158-173.
- ETCHECOPAR, A. - 1977 - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregates. **Tectonophysics**, 39: 121-139.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEURS, G. - 1987 - A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. **J. Struct. Geol.**, 9: 705-717.
- ETHERIDGE, M.A. & VERNON, R.H. - 1981 - A deformed polymict conglomerate - the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. **Tectonophysics**, 79: 237-254.
- EVANS, J.P. - 1988 - Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. **J. Struct. Geol.**, 10: 437-443.

- EWART, A. - 1979 - A review of the mineralogy and chemistry of the Tertiary - Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. *In*: BARKER, F. (ed.) - **Trondhjemites, dacites, and related rocks**. Amsterdam, Elsevier. P. 13-121. (Develop. Petrol., 6.)
- FARIAS, N.F.; SAUERESSIG, R. - 1982 - Pesquisa geológica da jazida de cobre Salobo 3A. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém. SBG-NNO. V. 1, p. 39-45.
- FARIAS, N.F. & SANTOS, A.B.S.; BIAGINI, D.O.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.B.; SAUERESSIG, R. - 1984 - Jazidas de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás - PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V. 8, p. 3658-3668.
- FAURE, G. - 1986 - **Principles of isotope geology**. 2^a ed. New York, John Wiley & Sons. 589 p.
- FERNANDEZ, A.N. & BARBARIN, B. - 1991 - Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas. Nature of the resulting interactions processes. Shape and mineral fabrics of the microgranular enclaves. *In*: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) - **Enclaves and granite petrology**. Amsterdam, Elsevier. P. 263-275. (Develop. Petrol., 13.)
- FERREIRA FILHO, C.F. - 1985 - **Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás**. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 112 p. Tese (mestrado em ciências) - IG/UnB, 1985.
- FERREIRA FILHO, C.F. & DANNI, J.C.M. - 1985 - Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 3, p. 34-47.
- FERREIRA FILHO, C.F.; CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; DANNI, J.C.M. - 1987 - Geochronology of the Bahia Prospect copper deposit - Carajás Province - Brazil. *In*: IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 204, "**Precambrian evolution of the Amazonian region**". Carajás. Ext. Abstr., p. 32-39.

- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. - 1984 - Estudo petrológico e sedimentológico da seqüências clásticas (pós - Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V. 2, p. 823-846.
- FISHER, R.V.; SCHMINCKE, H.U. - 1984 - **Pyroclastic rocks**. Berlin, Springer-Verlag. 472 p.
- FLEITOUT, L. & FROIDEVAUX, C. - 1980 - Thermal and mechanical evolution of shear zone. **J. Struct. Geol.**, 2: 159-164.
- FLINN, D. - 1962 - On folding during three-dimensional progressive deformation. **Geol. Soc. Lond., Quat. J.**, 118: 385-433.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 27: 211-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. - 1983 - Element mobility associated with meta - shear zones within the Ben Hope amphibolite suite, Scotland. **Chem. Geol.**, 39: 1-15.
- FONSECA, L.R.; RIGON, J.C.; GONÇALEZ, R. - 1984 - Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco Igarapé Bahia - Serra dos Carajás - PA. *In: SYMPOSIUM DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2., Manaus, 1984. **Atas**. Manaus, SBG-NNO. P. 355-357.
- FREY, F.A.; BRYAN, W.B.; THOMPSON, G. - 1974 - Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep - Sea Drilling Project. **J. Geophys. Res.**, 79: 5507-5527.
- FROUDE, D.O.; IRELAND, T.R.; KINNY, P.D.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. - 1983 - Ion microprobe identification of 4,100 - 4,200 Myr - old terrestrial zircons. **Nature**, 304: 616-618.
- FRY, N. - 1979 - Random points distributions and strain measurements in rocks. **Tectonophysics**, 60: 89-105.
- FUCK, R.A. - 1991a - Subdivisão cronométrica do Arqueano. Proposta da subcomissão de estratigrafia do Pré-cambriano. **Rev. Bras. Geoc.**, 21: 184-185.
- FUCK, R.A. - 1991b - Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. **Rev. Bras. Geoc.**, 21: 182-183.

- FURMAN, T. & SPERA, F.J. - 1985 - Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 24: 151-178.
- FYFE, W.S. - 1974 - Archean tectonics. **Nature**, 249: 338.
- FYFE, W.S. - 1978 - The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics. **Chem. Geol.**, 23: 89-114.
- FYSON, W.K. - 1981 - Divergent fold overturning and regional tectonics, southern Slave Province, northwest territories. **Precamb. Res.**, 14: 107-118.
- GAMA Jr.; T.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B. - 1982 - Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas - sudeste do Pará. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas. Belém, SBG-NNO**. V. 1, p. 111-127.
- GAMOND, J.F. - 1987 - Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zone. **J. Struct. Geol.**, 9: 609-620.
- GANGULY, J. - 1972 - Staurolite stability and related paragenesis: theory, experiments, and applications. **J. Petrol.**, 13: 335-365.
- GAPPAIS, D. - 1989a - **Les orthogneiss: structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique**. Rennes, Université de Rennes I. Instituto de Geologia. 366 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1987. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 28.)
- GAPPAIS, D. - 1989b - Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. **Geology**, 17: 1144-1147.
- GAPPAIS, D. & BALÉ, P. - 1990 - Shear zone pattern and granite emplacement within a Cadomian sinistral wrench zone at St. Cast, N. Brittany. *In*: D'LEMOS, R.S.; STRACHAN, R.A.; TOPLEY, C.G. (eds.) - **The Cadomian orogeny**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 169-179. (Geol. Soc. Sp. Publ., 51.)

- GAPAIS, D. & COBBOLD, P.R. - 1987 - Slip system domains, 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. **Tectonophysics**, 138: 289-309.
- GAPAIS, D.; BALÉ, P.; CHOUKROUNE, P.; COBBOLD, P.R.; MAHJOUR, Y.; MARQUER, D. - 1987 - Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. **J. Struct. Geol.**, 9: 635-646.
- GARIÉPY, C. & ALLÈGRE, C.J. - 1985 - The lead isotope geochemistry and geochronology of late - kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archaean crustal evolution. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 49: 2371-2383.
- GASTAL, M.C.P. - 1987 - **Mapeamento e petrologia do maciço granítico Musa, sudeste do Pará.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 319 p. Tese (mestrado em ciências) - CPGG/UFPA, 1987.
- GASTAL, M.C.P. - 1988 - Magmatismo ácido - intermediário do Proterozóico médio na região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais.** Belém, SBG. V. 3, p. 1147-1163.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. - 1987 - Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. **Geochimica Brasiliensis**, 1: 247-259.
- GAY, N.C. - 1968 - Pure and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1. Theory. **Tectonophysics**, 5: 211-234.
- GAY, N.C. - 1969 - The analysis of strain in the Barberton mountain land, eastern Transvaal, using deformed pebbles. **J. Geol.**, 77: 377-396.
- GÉLINAS, L. & BROOKS, C. - 1974 - Archean quench - texture tholeiites. **Can. J. Earth Sci.**, 11: 324-340.
- GÉLINAS, L.; BROOKS, C.; TRZCIENSKI Jr., W.I. - 1976 - Archean variolites - quenched immiscible liquids. **Can. J. Earth Sci.**, 13: 210-230.
- GHOSH, S.K. - 1988 - Theory of chocolate tablet boudinage. **J. Struct. Geol.**, 10: 541-553.

- GHOSH, S.K. & SENGUPTA, S. - 1984 - Successive development of plane noncylindrical folds in progressive deformation. **J. Struct. Geol.**, 6: 703-709.
- GIBBS, A.K. & WIRTH, K.R. - 1990 - Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil. *In*: CHAUVEL, J.J. *et al.* (eds.) - **Ancient banded iron formations (regional presentations)**. Athens, Theophrastus. P. 83-102.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. - 1986 - Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Rev. Bras. Geoc.**, 16: 201-211.
- GILL, J.B. - 1978 - Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42: 709-724.
- GILL, J.B. - 1981 - **Orogenic andesites and plate tectonics**. Berlin, Springer - Verlag. 358 p.
- GILLCRIST, R.; COWARD, M.P.; MUGNIER, J.L. - 1987 - Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. **Geod. Acta**, 1: 5-34.
- GILOTTI, J.A. - 1989 - Reaction progress during mylonitization of basaltic dikes along the Särvt thrust, Swedish Caledonides. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 101: 30-45.
- GLAZNER, A.F. & BARTLEY, J.M. - 1991 - Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California. **J. Struct. Geol.**, 13: 587-594.
- GLAZNER, A.F.; NIELSON, J.E.; HOWARD, K.A.; MILLER, D.M. - 1986 - Correlation of the Peach Springs tuff, a large - volume Miocene ignimbrite sheet in California and Arizona. **Geology**, 14: 840-843.
- GLIKSON, A.Y. - 1972 - Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 83: 3323-3344.
- GLIKSON, A.Y. - 1976 - Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the southern hemisphere. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 257-277.

- GLIKSON, A.Y. - 1979 - Early Precambrian tonalite - trondhjemite sialic nuclei. **Earth Sci. Rev.**, 15: 1-73.
- GLIKSON, A.Y. - 1984 - Significance of Early Archaean mafic - ultramafic xenolith patterns. *In*: KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds.) - **Archean geochemistry**. New York, Springer - Verlag. P. 262-282.
- GLIKSON, A.Y. & LAMBERT, I.B. - 1976 - Vertical zonation and petrogenesis of the Early Precambrian crust in western Australia. **Tectonophysics**, 30: 55-89.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric ages from Serra dos Carajás area northern Brazil. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 86: 939-942.
- GOMES, C.J.S. - 1988 - Análise preliminar da deformação nos metaconglomerados do Grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 5, p. 2227-2239.
- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SENTA, N.D. - 1988 - Geologia do maciço anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas - PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 1132-1146.
- GOODWIN, A.M. - 1977 - Archean volcanism in the Superior Province, Canadian shield. **Geol. Assoc. Can.**, 16: 205-241. (Sp. Pap.)
- GOODWIN, A.M. - 1982 - Distribution and origin of Precambrian banded iron formation. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 457-462.
- GORMAN, B.E.; PEARCE, T.H.; BIRKETT, T.C. - 1978 - On the structure of Archean greenstone belts. **Precamb. Res.**, 6: 23-41.
- GRAMBLING, J.A. - 1981 - Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 53: 63-68.
- GRAPES, R.H. & GRAHAM, C.M. - 1978 - The actinolite - hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: a review. **Lithos**, 11: 85-97.

- GRAPES, R.H.; HASHIMOTO, S.; MIYASHITA, S. - 1977 - Amphibolites of a metagabbro - amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. **J. Petrol.**, 18: 285-318.
- GRAVIOU, P. - 1984 - **Pétrogenèse de magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain)**. Rennes, Universidade de Rennes I. Instituto de Geologia. 236 p. Tese (3^o ciclo). CAESS / Université de Rennes I, 1984.
- GRAY, D.R. - 1979 - Microstructure of crenulation cleavages; an indicator of cleavage origin. **Am. J. Sci.**, 279: 97-128.
- GRAY, D.R.; WILSON, C.J.L.; BARTON, T.J. - 1991 - Intracrustal detachments and implications for crustal evolution within the Lachlan fold belt, southeastern Australia. **Geology**, 19: 574-577.
- GREEN, D.H. - 1975 - Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. **Geology**, 3: 15-18.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. - 1967 - The genesis of basaltic magmas. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 15: 103-190.
- GREEN, D.H.; NICHOLLS, I.A.; VILJOEN, M.; VILJOEN, R. - 1975 - Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. **Geology**, 3: 11-14.
- GREEN, T.H. - 1981 - Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 10: 405-422.
- GREEN, T.H. & PEARSON, N.J. - 1986 - Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic - felsic compositions at high P, T. **Chem. Geol.**, 54: 185-201.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E. - 1968 - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 18: 105-162.
- GROVES, D.I. & BATT, W.D. - 1984 - Spatial and temporal variations of Archean metallogenic associations in terms of evolution of granitoid - greenstone terranes with particular emphasis on the western Australia shield. *In*: KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds.) - **Archean geochemistry**. New York, Springer - Verlag. P. 73-98.

- GUHA, J.; ARCHAMBAULT, G.; LEROY, J. - 1983 - A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 Mine, Quebec. **Econ. Geol.**, 78: 1605-1618.
- HAAPALA, I. & RÄMO, O.T. - 1990 - Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. *In*: STEIN, H.J. & HANNAH, J.L. (eds.) - **Ore - bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing processes**. (Geol. Soc. Amer., Sp. Pap., 246: 275-286.)
- HACKSPACHER, P.C. & LEGRAND, J.M. - 1989 - Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northeastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 19: 63-75.
- HACKSPACHER, P.C. & SOUZA, Z.S. - 1982 - Análise de strain em metaconglomerados do Grupo Seridó - RN. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais. Salvador, SBG.** V. 1, p. 303-315.
- HAGGERTY, S.E. - 1991 - Oxide textures - a mini atlas and magmatic significance. **Mineral. Soc. Am.**, p. 131. (Reviews in Mineralogy, 25.)
- HALL, J.M. & DRURY, M.J. - 1989 - Greenstone belts and associated granitoids: a CCDP workshop report. **Geosci. Can.**, 16: 100-103.
- HALLS, H.C. - 1982 - The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. **Geosci. Can.**, 9: 145-154.
- HAMILTON, D.L.; BURNHAM, C.W.; OSBORN, E.F. - 1964 - The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization of mafic magmas. **J. Petrol.**, 5: 21-39.
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 38: 26-43.
- HANSON, G.N. - 1980 - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 8: 371-406.
- HANSON, R.E. - 1991 - Quenching and hydroclastic disruption of andesitic to rhyolitic intrusions in a submarine island - arc sequence, northern Sierra Nevada, California. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 103: 804-816.

- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG. V. 2, p. 374-385.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. - 1991 - Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Atas**. Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P. 146-147.
- HARRIS, C. - 1983 - The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension island. **J. Petrol.**, 24; 424-470.
- HARRISON, N.J.E. & REYNOLDS, M.W. - 1976 - Western U.S. continental margin: a stable platform dominated by vertical tectonics in the late Precambrian. **Geol. Soc. Am.**, 8:905.
- HART, S.R.; BROOKS, C.; KROUGH, T.E.; DAVIS, G.L.; NAVA, D. - 1970 - Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 10: 17-28.
- HARVEY, P.K. & FERGUSON, C.C. - 1981 - Directional properties of polygons and their application to finite strain estimation. **Tectonophysics**, 74: T33-T42.
- HASEBE, K.; FUJII, N.; UYEDA, S. - 1970 - Thermal processes under island arcs. **Tectonophysics**, 10: 335-355.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. - 1990 - O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural - estratigráfico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. V. 6, p. 2535-2549.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. - 1984a - Província Tocantins - setor setentrional. *In*: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (coords.) - **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blücher. P. 187-204.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. - 1984b - Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Atas**. Manaus, SBG-NNO. P. 129-147.

- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do centro - norte do Brasil e seu significado geológico - tectônico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. V. 5, p. 2659-2676.
- HEIKEN, G. & WOHLLETZ, K.H. - 1985 - **Volcanic ash**. Berkeley, Los Alamos Laboratory. 246 p.
- HELLMAN, P.L. & GREEN, T.H. - 1979 - The role of sphene as an accessory phase in the high-pressure partial melting of hydrous mafic compositions. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 42: 191-201.
- HELLMAN, P.L. & HENDERSON, P. - 1977 - Are rare earth elements mobile during spilitization? **Nature**, 267: 38-40.
- HELMSTAEDT, H.; PADGHAM, W.A.; BROPHY, J.A. - 1986 - Multiple dikes in Lower Kam Group, Yellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? **Geology**, 14: 562-566.
- HERZ, N.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MATTA, M.A.S. - 1989 - The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated Brasiliano - Pan-African cycle (550 Ma) geosuture. **Precamb. Res.**, 42: 371-386.
- HILL, R.E.T.; BARNES, S.J.; GOLE, M.J.; DOWLING, S.E. - 1990 - **Physical volcanology of komatiites**. Perth. 100 p. (Geol. Soc. Am., Excursion Guide Book, 1.)
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 100-110.
- HIROI, Y.; KISHI, S. - 1989 - P-T evolution of Abukuma metamorphic rocks in north-east Japan: metamorphic evidence for oceanic crust obduction. *In*: DALY, J.S.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 481-486. (Geol. Soc. Sp. Publ., 43.)
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. - 1976 - **An outline of structural geology**. New York, John Wiley & Sons. 571 p.

- HOFFMAN, P.F. - 1973 - Evolution of an Early Proterozoic continental margin: the Coronation Geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian shield. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A273: 547-581.
- HOLDAWAY, M.J. - 1971 - Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagrams. **Am. J. Sci.**, 271: 97-131.
- HOLLOWAY, J.R. & BURHAM, C.W. - 1972 - Melting relations of basalt with equilibrium water pressures less than total pressure. **J. Petrol.**, 73: 1-29.
- HOLM, P.E. - 1983 - The effect of strain heterogeneity on graphical strain analysis method. **Tectonophysics**, 95: 101-110.
- HOLM, P.E. - 1985 - The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. **Chem. Geol.**, 51: 303-323.
- HOLST, T.B. - 1982 - The role of initial fabric on strain determination from deformed ellipsoidal objects. **Tectonophysics**, 82: 329-350.
- HOSSACK, J.R. - 1968 - Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). **Tectonophysics**, 5: 315-339.
- HOSSACK, J.R. & COOPER, M. - 1986 - Collision tectonics in the Scandinavian Caledonides. *In*: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.) - **Collision tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 287-304. (Geol. Soc., Sp. Publ., 19.)
- HSUI, A.T. & TOKSÖZ, M.N. - 1979 - The evolution of thermal structures beneath a subduction zone. **Tectonophysics**, 60: 43-60.
- HUDLESTON, P.J.; SCHULTZ-ELA, D.; BAUER, R.L.; SOUTHICK, D.L. - 1986 - Transpression as the main deformation event in an Archean greenstone belt, northeastern Minnesota. *In*: WORKSHOP on the tectonic evolution of greenstone belts. Houston, p. 62-63. (LPI contrib., 584.)

- HUHN, S.R.B. - 1991 - Controle estrutural dos depósitos e ocorrências auríferas no terreno granito greenstone da região de Rio Maria. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-NNO. P. 211-219.
- HUHN, S.R.B.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G. - 1986 - Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máfico - ultramáficos do greenstone belt Seringa, sul do Estado do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34., Goiânia, 1986. **Anais**. Goiânia, SBG. V. 2, p. 648-662.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. - 1988 - O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 1438-1453.
- HULME, G. - 1974 - The interpretation of lava flow morphology. **Geophys. J. R. Austr. Soc.**, 39: 361-383.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. - 1978 - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42: 107-126.
- HUNTER, D.R. - 1974a - Crustal development in the Kaapvaal craton, I. The Archaean. **Precamb. Res.**, 1: 259-294.
- HUNTER, D.R. - 1974b - Crustal development in the Kaapvaal craton, II. The Proterozoic. **Precamb. Res.**, 1: 295-326.
- HUTTON, D.H.W. - 1982 - A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granitoids. **Tectonophysics**, 85: T45-T50.
- HUTTON, D.H.W. - 1988 - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. **Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.**, 79: 245-255.
- HYNES, A. - 1982 - A comparison of amphiboles from medium - and low - pressure metabasites. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 81: 119-125.

- HYNES, A. & FRANCIS, D. - 1982 - Komatiitic basalts of the Cape Smith foldbelt, New Quebec, Canada. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 159-170.
- IANHEZ, A.C.; CUNHA, B.C.C.; BEZERRA, P.E.L.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; MONTALVÃO, R.M.G. - 1982 - Vulcano-plutonismo da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 128-146.
- IANHEZ, A.F.; SOUSA, A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. - 1980 - Geologia da seqüência vulcanossedimentar da Serra do Inajá - Santana do Araguaia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. V. 5, p. 2918-2928.
- IDESP (INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO - SOCIAL DO PARÁ) - 1972 - Projeto Rio Fresco. Contribuição à geologia do pré-cambriano da Amazônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Resumos**. Camboriú, SBG. P. 73-75. (Boletim 2.)
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, 8: 523-545.
- ISACHSEN, C.E.; BOWRING, S.A.; PADGHAM, W.A. - 1991 - U-Pb zircon geochronology of the Yellowknife volcanic belt, NWT, Canada: new constraints on the timing and duration of greenstone belt magmatism. **J. Geol.**, 99: 55-67.
- ISSLER, R.S. - 1977 - Esboço geológico - tectônico do cráton do Guaporé. **Rev. Bras. Geoc.**, 7: 177-210.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. - 1974 - Geologia da Folha SA.22 - Belém. *In*: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. **Folha SA.22 Belém**. Rio de Janeiro, p. 1-60. (Lev. Rec. Nat., 5.)

- ITO, E. & ANDERSON Jr., A.T. - 1983 - Submarine metamorphism of gabbros from the Mid - Cayman Rise: petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal process at slow - spreading ridges. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 82: 371-388.
- JAHN, B.M. & GRUAU, G. - 1981 - Possible significance of REE typology of komatiites to the Archean mantle differentiation. **Terra Cognita, Abstr.**, p. 19.
- JAHN, B.M. & SCHRANK, A. - 1983 - REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern Brazil. **Precamb. Res.**, 21: 1-20.
- JAHN, B.M. & SUN, S.S. - 1979 - Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones. *In*: AHRENS, L.H. (ed.) - **Origin and distribution of the elements**. Oxford, Pergamon Press. P. 597-618.
- JAHN, B.M.; AUVRAY, B.; BLAIS, S.; CAPDEVILA, R.; CORNICHE, J.; VIDAL, F.; MAEURT, J. - 1980 - Trace element geochemistry and petrogenesis of finnish greenstone belts. **J. Petrol.**, 21: 201-244.
- JAHN, B.M.; GLIKSON, A.Y.; PEUCAT, J.J.; HICKMAN, A.H. - 1981 - REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block, western Australia: implications for the early crustal evolution. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 45: 1633-1652.
- JAHN, B.M.; GRUAU, G.; GLIKSON, A.Y. - 1982 - Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 80: 25-40.
- JAHN, B.M.; SHIH, C.Y.; MURTHY, V.R. - 1974 - Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38: 611-627.
- JAKEŠ, P. & WHITE, A.J.R. - 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 83: 29-40.

- JAMES, P.R.; MacDONALD, P.; PARKER, M. - 1989 - Strain and displacement in the Harts Range detachment zone: a structural study of the Bruna gneiss from the western margin of the Entia dome, central Australia. **Tectonophysics**, 158: 23-48.
- JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. - 1980 - Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 73: 287-310.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V. 6, p. 2787-2814.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P.C. - 1982 - Revisão sobre análise estrutural. Parte I: conceituação básica e métodos. **Ciências da Terra**, 5: 24-36.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S.; FONSECA, V.P.; LEGRAND, J.M. - 1984 - Relações entre "greenstone belts" e terrenos de alto grau: o caso da Faixa Rio Capim, NE da Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V. 6, p. 2615-2629.
- JENSEN, L.S. - 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. **Ontario Div. Mines**, Misc. Pap., 66: 1-22.
- JOHNSON, M.R.W. - 1967 - Mylonite zones and mylonite banding. **Nature**, 24: 246-247.
- JOHNSTON, W.G.Q. - 1969 - Pillow lava and pahoehoe: a discussion. **J. Geol.**, 77: 730-732.
- JOLLY, W.T. - 1982 - Progressive metamorphism of komatiites and related Archaean lavas of the Abitibi area, Canada. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 247-266.
- JONES, J.G. - 1968 - Pillow lava and pahoehoe. **J. Geol.**, 76: 485-488.
- JORGE JOÃO, X.S. & ARAÚJO, O.J.B. - 1992 - Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudoeste do Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 36-38.

- JORGE JOÃO, X.S.; NEVES, A.P.; LEAL, J.W.L. - 1982 - Ouro de Serra Pelada - aspectos da geologia e garimpagem. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 2, p. 52-62.
- KARIG, D.E. - 1971 - Origin and development of marginal basins in the western Pacific. **J. Geophys. Res.**, 76: 2542-2561.
- KATZ, M.B. - 1982 - Mobile belt - craton tectonic relationships in Precambrian Gondwanaland: mega - analog of structural features found in shear and mylonite zones? **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 8-14.
- KEEN, C.E. - 1987 - Some important consequences of lithospheric extension. *In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.) - Continental extensional tectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 67-73. (Geol. Soc. Sp. Publ., 28.)
- KEHLENBECK, M.M. & CHEADLE, S.P. - 1990 - Structural cross sections based on a gravity survey of parts of the Quetico and Wawa subprovinces near Thunder Bay, Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 27: 187-199.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, R.P.; MOSS, S.; STARKEY, J. - 1980 - Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implication for stress corrosion cracking and superplastic flow. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 73: 221-242.
- KERRICH, R.; FYFE, W.S.; GORMAN, B.E.; ALLISON, I. - 1977 - Local modification of rock chemistry by deformation. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 65: 183-190.
- KOBER, B.; PIDGEON, R.T.; LIPPOLT, H.J. - 1989 - Single - zircon dating by stepwise Pb - evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, western Australia. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 91: 286-296.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas - Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). **Rev. Bras. Geoc.**, 11: 193-202.

- KOUCHI, A. & SUNAGAWA, I. - 1983 - Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. **Nature**, 304: 527-528.
- KROHE, A. & EISBACHER, G.H. - 1983 - Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany. **Geol. Rund.**, 77: 25-43.
- KRÖNER, A. - 1981 - Precambrian plate tectonics. *In*: KRÖNER, A. (ed.) - **Precambrian plate tectonics**. Amsterdam, Elsevier. P. 57-90.
- KRÖNER, A. - 1982 - Archaean to Early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 15-31.
- KRÖNER, A. - 1985 - Evolution of the Archean continental crust. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 13: 49-74.
- KUNIYOSHI, S. & LIOU, J.G. - 1976 - Burial metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, northeastern Vancouver Island, British Columbia. **Am. J. Sci.**, 276: 1096-1119.
- KUSKY, T.M. - 1989 - Accretion of the Archean Slave Province. **Geology**, 17: 63-67.
- KUSKY, T.M. & KIDD, W.S.F. - 1992 - Remnants of an Archean oceanic plateau, Belingue greenstone belt, Zimbabwe. **Geology**, 20: 43-46.
- KUSZNIR, N.J. & PARK, R.G. - 1987 - The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *In*: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.) - **Continental extensional tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 35-52. (Geol. Soc. Sp. Publ., 28.)
- LAB, K.O. & COSTA, J.B.S. - 1992 - Evolução lito-estrutural do duplex Serra Pelada. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 350-351.
- LADEIRA, E.A. & CORDEIRO, J.R. - 1988 - Jazida N4E: reavaliação dos corpos de hematita dura e jaspilitos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo**. Belém, SBG. V. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais", p. 57-69.

- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M. - 1990 - Datation Rb-Sr de la granodiorite de Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil). **C. R. Acad. Sci. Paris**, 310: 1635-1641.
- LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M. - 1992 - Evolução da Província Mineral de Carajás com base em novos dados geocronológicos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 174-175.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1990a - A Faixa de Dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais.** Natal, SBG. V. 6, p. 2550-2563.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.D.; SCHELLER, T. - 1990b - Geocronologia Rb/Sr em rochas totais e minerais do granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais.** Natal, SBG. V. 6, p. 2929-2940.
- LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALLE, A.G.; BARRADAS, J.A.S. - 1991 - Geocronologia Rb-Sr da região de São Félix do Xingu. Resultados preliminares. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG-NNO. P. 21-31.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. - 1994 - Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques - trondhjemitiques - granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). **C. R. Acad. Sci. Paris**, 318: 643-649.
- LAGARDE, J.L.; BRUN, J.P.; GAPAIS, D. - 1990a - Formations des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. **C. R. Acad. Sci. Paris**, 310: 1109-1114.
- LAGARDE, J.L.; OMAR, S.A.; RODDAZ, B. - 1990b - Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. **J. Struct. Geol.**, 12: 805-821.

- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. - 1981 - Pressure, temperature, and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. **Am. J. Sci.**, 281: 127-175.
- LAIJOIE, J. - 1984 - Volcaniclastic rocks. *In*: WALKER, R.G. (ed.) - **Facies models**. Ontario, McMaster University / Department of Geology. P. 39-52. (Geosci. Can., Reprint Series, 1.)
- LAMBERT, R.S.J. - 1976 - Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperature, and a progressive evolutionary model for the Earth. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 363-373.
- LAMBERT, R.S.J. - 1981 - Earth tectonics and thermal history: review and a hot-spot model for the Archaean. *In*: KRÖNER, A. (ed.) - **Precambrian plate tectonics**. Amsterdam, Elsevier. P. 453-467.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series. Discrimination of various granitoids series and related rocks. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, 14: 169-186.
- LAURENT, P. & ETCHECOPAR, A. - 1976 - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 7: 1387-1393.
- LE BAS, M.J.; LE MAÎTRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. - 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. **J. Petrol.**, 27: 745-750.
- LEE, J.; MILLER, E.L.; SUTTER, J.F. - 1987 - Ductile strain and metamorphism in a extensional tectonic setting - a case study from the northern Snake Range, Nevada, U.S.A. *In*: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.) - **Continental extensional tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 267-298. (Geol. Soc. Sp. Publ., 28.)
- LE GOFF, E. 1989 - **Conditions pression - température de la déformation dans les orthogneiss: modèle thermodynamique et exemples naturels**. Rennes, Universidade de Rennes I. Instituto de Geologia. 303 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1989. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 29.)

- LETERRIER, J. & DEBON, F. - 1978 - Caractères chimiques comparés des roches granitoides et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 20: 3-10.
- LIMA, M.I.C. - 1984 - Províncias geológicas do cráton Amazônico em território brasileiro. *In*: SYMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Manaus, 1984. **Atas.** Manaus, SBG-NNO. P. 9-23.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. - 1990 - A origem da formação ferrífera do depósito de cobre do Salobo, Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Bol. Res.** Natal, SBG. P. 109-110.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. - 1992 - Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 33-34.
- LINDENMAYER, Z. & LAUX, J.H. - 1994 - O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Bol. Res. Exp.** Belém, SBG-NNO. P. 328-330.
- LIU, J.G. - 1973 - Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. **J. Petrol.**, 14: 381-413.
- LIU, J.G.; KUNIYOSHI, S.; ITO, K. - 1974 - Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. **Am. J. Sci.**, 274: 613-632.
- LISLE, R. - 1977a - Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales. **Tectonophysics**, 39: 381-395.
- LISLE, R. - 1977b - Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. **Geol. Mij.**, 56: 140-144.
- LISLE, R. - 1985 - **Geological strain analysis - a manual for the R_f/ϕ method**. Oxford, Pergamon Press. 99 p.

- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. - 1980 - The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. **J. Struct. Geol.**, 2: 355-370.
- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. - 1978 - Fabric development in a quartz - feldspar mylonite. **Tectonophysics**, 49: 37-78.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. - 1984 - S-C mylonites. **J. Struct. Geol.**, 6: 617-638.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. - 1979 - Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. **J. Struct. Geol.**, 1: 283-297.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. - 1981 - The partitioning of deformation in flowing rock masses. **Tectonophysics**, 92: 1-33.
- LISTER, G.S.; PATERSON, M.S.; HOBBS, B.E. - 1978 - The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. **Tectonophysics**, 45: 107-158.
- LLOYD, F.E.; NIXON, P.H.; HORNUNG, G.; CONDLIFFLE, E. - 1987 - Regional K-metasomatism in the mantle beneath the west branch of East African Rift: alkalic clinopyroxenite xenoliths in highly potassic magmas. *In*: NIXON, P.H. (ed.) - **Mantle xenoliths**. Chichester, John Wiley & Sons. P. 641-659.
- LOFGREN, G.E. - 1983 - Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study. **J. Petrol.**, 24: 229-225.
- LOOMIS, T.P. & WELBER, P.W. - 1982 - Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 81: 230-239.
- LOSH, S. - 1989 - Fluid - rock interactions in an evolving ductile shear zone and across the brittle - ductile transition, central Pyrenees, France. **Am. J. Sci.**, 289: 600-648.
- LUDDEN, J.N. & GÉLINAS, L. - 1982 - Trace elements characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Quebec. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 331-346.

- LUDWING, K.R. - 1980 - Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 46: 212-220.
- LYNCH, H.D. & MORGAN, P. - 1987 - The tensile strength of the lithosphere and localization of extension. *In*: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F.; HANCOCK, P.L. (eds.) - **Continental extensional tectonics**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 53-65. (Geol. Soc. Sp. Publ., 28.)
- MAALØE, S. & AOKI, K. - 1977 - The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 63: 161-173.
- MAALØE, S. & PETERSEN, T.S. - 1981 - Petrogenesis of oceanic andesites. **J. Geophys. Res.**, 86: 10273-10286.
- MAALØE, S. & WYLLIE, P.J. - 1975 - Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water - undersaturated conditions. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 52: 175-191.
- MACAMBIRA, M.J.B. - 1992 - **Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil**. Montpellier, Universidade de Montpellier II. 212 p. Tese (doutorado). Universidade de Montpellier II. 1992.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. - 1991a - Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-NNO. P. 49-58.
- MACAMBIRA, M.B. & LANCELOT, J. - 1991b - História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais**. Belém, SBG-NNO. P. 59-69.

- MACAMBIRA, M. & LANCELOT, J. - 1991c - Archaean history of the Amazonian craton recorded in detrital zircons from greenstone belt and plataformal cover. **Terra Abstracts**, 3: 196-196. (VIEUG, Strasbourg.)
- MACAMBIRA, M. & LANCELOT, J. - 1992 - Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 188.
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X.S.; LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D. - 1992 - Aspectos geológicos e geomorfológicos do granito Parauari no domínio da folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B) - sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 171-173.
- MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; SANTOS, M.D.; MOURA, C.A.V.; RAMOS, J.F.F. - 1986 - Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínório de Gradaús - sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. **Anais.** Goiânia, SBG. V. 5, p. 1956-1966.
- MACAMBIRA, M.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. - 1991 - Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'Archeen de l'Amazonie Orientale, Brésil. **C. R. Acad. Sci. Paris**, 313: 78-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; COSTA, H.; JORGE JOÃO, X.S. - 1990a - Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: uma discussão. **Rev. Bras. Geoc.**, 20: 258-266.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.S.; BARBOSA, A.A. - 1990b - Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (PA). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Bol. Res.** Natal, SBG. P. 169-170.

- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J.R.; LAFON, J.M. - 1990c - Evolution des granitoïdes Précambriens de la région de Rio Maria (sud ouest Amazonie, Brésil) d'après les données U-Pb, Rb-Sr et K-Ar. *In: RÉUNION DES CIENCES DE LA TERRE*, 13., Grenoble, 1990. Soc. Géol. Fr., p. M83.
- MACAMBIRA, M.B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. - 1988 - Contribuição à história tectono-termal da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 1468-1477.
- MacDONALD, G.A. - 1972 - **Volcanoes**. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 510 p.
- MacDOUGALL, D. - 1973 - Uranium distribution in weathered marine basalts. **EOS Am. Geophys. Union Trans.**, 54: 988-988.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROUGH, T.E.; LINDENMAYER, D. - 1991 - U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precamb. Res.**, 49: 329-354.
- MacKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. - 1982 - **Atlas of igneous rocks and their textures**. Harlow, Longman. 148 p.
- MADDOCK, R.H. - 1983 - Melt origin of fault - generated pseudotachylytes demonstrated by textures. **Geology**, 11: 105-108.
- MARÇAL, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; EBERT, H.D. - 1992a - A estruturação da Serra Norte, com ênfase na área da mina N4E, Serra dos Carajás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 330-331.
- MARÇAL, M.S.; COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L. - 1992b - As estruturas da mina de manganês do Azul - Serra dos Carajás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 331-331.

- MARQUER, D. - 1987 - **Transport de matière et déformation progressive des granitoïdes: exemple des massifs de l'Aar et du Gotthard (Alpes centrales swisses)**. Rennes, Universidade de Rennes I. Instituto de Geologia. 250 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1986. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 10.)
- MARQUER, D.; GAPAIS, D.; CAPDEVILA, R. - 1985 - Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en facies schist verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). **Bull. Minéral.**, 108: 209-221.
- MARRE, J. - 1982 - **Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes**. Órleans, BRGM. 128 p. (Manuels et Méthodes, 3.)
- MARSH, B.D. - 1981 - On the cristalinity, probability of ocurrence, and rheology of lava and magma. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 78: 85-98.
- MARTIN, H. 1985 - **Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finland orientale**. Rennes, Universidade de Rennes I. Instituto de Geologia. 392 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1985. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 1.)
- MARTIN, H. - 1986 - Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction - zone magma. **Geology**, 14: 753-756.
- MARTIN, H. - 1987 - Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. **J. Petrol.**, 28: 921-953.
- MARTIN, H. - 1990 - Geochemical investigation of Archean basement terranes. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Cursos**. Natal, SBG. 107 p.
- MARTIN, H. & QUERRÉ, G. - 1984 - A 2.5 G.a. reworked sialic crust: Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 85: 292-299.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B.M. - 1983 - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from eastern Finland. **Precamb. Res.**, 21: 159-180.

- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. 1991 - Un segment de croûte continentale d'âge archéen ancien (3,4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). **C. R. Acad. Sci. Paris**, 313: 531-538.
- MARTINS, L.P.B.; SAUERESSIG, R.; VIEIRA, M.A.M. - 1982 - Aspectos petrográficos das principais litologias da seqüência Salobo. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 2, p. 401-409.
- MARUYAMA, S.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G. - 1983 - Greenschist - amphibolite transition equilibria at low pressures. **J. Petrol.**, 24: 583-604.
- MATOS, F.M. & DAVISON, I. - 1987 - Basement or intrusion? The Ambrósio Dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 17: 442-449.
- MATTHEWS, P.E.; BOND, R.A.B.; VAN DER BERG, J.J. - 1974 - An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. **Tectonophysics**, 24: 31-67.
- MAURY, R.C. - 1984 - Les conséquences volcaniques de la subduction. **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 7: 489-500.
- MAURY, R.C.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. - 1978 - Comparative magma / xenolith relationships in some volcanic and plutonic rocks from the French massif central. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 66: 401-408.
- McCAIG, A.M. - 1984 - Fluid - rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. **J. Metam. Geol.**, 2: 129-141.
- McCULLOCH, M.T. & GAMBLE, J.A. - 1991 - Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 102: 358-374.
- McDONOUGH, W.F. & IRELAND, T.R. - 1993 - Intraplate origin of komatiites inferred from trace elements in glass inclusions. **Nature**, 365: 432-434.
- McKENZIE, D.P. - 1978 - Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 40: 25-32.
- McKENZIE, D. & BICKLE, M.J. - 1988 - The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. **J. Petrol.**, 29: 625-679.

- McKENZIE, D.P.; NISBET, E.G.; SCLATTER, J.G. - 1980 - Sedimentary basin development in the Archaean. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 48: 35-41.
- MEANS, W.D. - 1976 - **Stress and strain**. Heidelberg, Springer - Verlag. 339 p.
- MEDEIROS, H. - 1987 - **Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico de Rio Maria, sudeste do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 184 p. Tese (mestrado em ciências) - CPGG/UFPA, 1987.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. - 1988 - Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 3, p. 1488-1499.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. - 1987 - Geology of the Rio Maria area (eastern Amazonian region - Brazil): an example of Archaean granite - greenstone terrane intruded by anorogenic granites of middle Proterozoic ages. *In*: IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 204, "**Precambrian evolution of the Amazonian region**". Carajás. Ext. Abstr., p. 97-109.
- MEDEIROS FILHO, C.A. & MEIRELES, E.M. - 1985 - Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área Luanga. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 3, p. 90-96.
- MEDEIROS NETO, F.A. - 1985 - **Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu - Zn do corpo 4-E/Pojuca, Serra dos Carajás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 151 p. Tese (mestrado em ciências) - NCGG/UFPA, 1985.
- MEDEIROS NETO, F.A. - 1986 - Mineralizações auríferas da área Pojuca; extração, transporte e deposição de fluidos hidrotermais salinos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. **Anais**. Goiânia/SBG. V. 5, p. 1969-1981.
- MEDEIROS NETO, F.A. & VILLAS, R.N.N. - 1985 - Geologia da jazida de Cu - Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 3, p. 97-112.

- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; COSTA, V.G. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. V. 5, p. 2164-2174.
- MEIRELLES, M.R. & DARDENNE, M.A. - 1991 - Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás - Pará. **Rev. Bras. Geoc.**, 21: 41-50.
- MENZIES, M.; RODGERS, N.; TINDLE, A.; HAWKESWORTH, C. - 1987 - Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere - lithosphere interaction. *In*: MENZIES, M.A. & HAWKESWORTH, C.J. (eds.) - **Mantle metasomatism**. London, Academic Press. P. 313-361.
- MERLE, O. & BRUN, J.P. - 1984 - The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). **J. Struct. Geol.**, 6: 711-719.
- MIDDLEMOST, E.A.K. - 1975 - The basalt clan. **Earth Sci. Rev.**, 11: 337-364.
- MILANOVSKY, E.E. - 1981 - Aulacogens on ancient platforms: problems of their origin and tectonic development. **Tectonophysics**, 73: 213-248.
- MILLER, G.; STOLPER, E.; AHRENS, T.J. - 1991 - The equation of state of a molten komatiite. 2. Application to komatiite petrogenesis and the Hadean mantle. **J. Geophys. Res.**, 96: 11849-11864.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - **Metamorphism and metamorphic belts**. London, George Allen & Unwin. 492 p.
- MIYASHIRO, A. - 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. **Am. J. Sci.**, 274: 321-355.
- MIYASHIRO, A. - 1975 - Volcanic rock series and tectonic settings. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 3: 251-269.
- MIYASHIRO, A.; AKI, K.; SENGÖR, A.M.C.- 1982 - **Orogeny**. Chichester, John Wiley & Sons. 242 p.

- MIYASHIRO, A.; SHIDO, F.; EWING, M. - 1971 - Metamorphism in the mid-Atlantic ridge near 24° and 30° N. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, 268: 589-603.
- MOLINA, E.C. & USSAMI, N. - 1990 - Modelo crustal isostático da Faixa Araguaia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Bol. Res. Natal/SBG.** P. 262-263.
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. - 1980 - Geologia e tectônica da plataforma (cráton) Amazônica (parte da Amazônia Legal Brasileira). **Rev. Bras. Geoc.**, 10: 1-27.
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. - 1985 - Evolução geotectônica do cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e o Proterozóico. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Atas. Belém, SBG-NNO.** V. 1, p. 282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. - 1984 - Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itaicaúnas, sul do Pará (Distrito Carajás - Cumaru). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais. Rio de Janeiro, SBG.** V. 6, p. 2757-2766.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. - 1988 - Caracterização geocronológica Rb-Sr dos terrenos granodioríticos e trondhjemíticos da região de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais. Belém, SBG.** V. 3, p. 1478-1487.
- MOODY, J.B.; MEYER, D.; JENKINS, J.E. - 1983 - Experimental characterization of the greenschist / amphibolite boundary in mafic systems. **Am. J. Sci.**, 283: 48-92.
- MOODY, J.D. & HILL, M.J. - 1956 - Wrench - fault tectonites. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 67: 1207-1248.
- MOORBATH, S. - 1977 - Age, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. **Chem. Geol.**, 20: 151-187.
- MOORBATH, S. - 1982 - Crustal evolution in the Early Precambrian. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 39-44.
- MOORBATH, S.; O'NIONS, R.K.; PANKHURST, R.J. - 1973 - Early Archean age for the Sebakwian Group at Selukwe, Rhodesia. **Nature**, 264: 536-538.

- MOORE, J.B. & SCHILLING, J.G. - 1973 - Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes ridge basalts. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 41: 105-118.
- MOORE, J.G. - 1975 - Mechanism of formation of pillow lava. **Am. Scientist**, 63: 269-277.
- MOORE, J.G. & LOCKWOOD, J.P. - 1978 - Spreading cracks on pillow lava. **J. Geol.**, 86: 661-671.
- MOORHOUSE, W.W. - 1970 - A comparative atlas of textures of Archean and younger volcanic rocks. **Geol. Ass. Can., Sp. Pap.**, 8, 22 p.
- MOURA, C.A.V. - 1992 - **Geochronology and geochemistry of the basement orthogneiss of the Araguaia belt, Brazil**. Durham, Universidade de New Hampshire. 236 p. Tese (doutorado), Universidade de New Hampshire. 1992.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. - 1992 - Evidence of Brasiliano / Panafrican deformation in the Araguaia belt: implications for Gondwana evolution. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 1, p. 316-317.
- MUELLER, R.F. & SAXENA, S.K. - 1977 - **Chemical petrology**. New York, Springer-Verlag. 394 p.
- MÜHE, R.K.; BOHRMANN, H.; HÖRMANN, P.K.; THIEDE, J.; STOFFERS, P. - 1991 - Spinifex basalts with komatiite - tholeiitic trend from the Nansen - Gakkel ridge (Arctic Ocean). **Tectonophysics**, 190: 95-108.
- MUKHOPADHYAY, D. - 1973 - Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. **Tectonophysics**, 16: 279-296.
- MULLEN, E.D. - 1983 - MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 62: 53-62.
- MURCK, B.W. & CAMPBELL, I.H. - 1986 - The effect of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 50: 1871-1888.
- MURPHY, J.B. & HYNES, A.J. - 1986 - Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb, and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. **Can. J. Earth Sci.**, 23: 1138-1144.

- MYERS, J.S. - 1976 - Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in west Greenland. **Geology**, 4: 265-268.
- MYSEN, B.O. & BOETTCHER, A.L. - 1975 - Melting of hydrous mantle. I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. **J. Petrol.**, 16: 520-548.
- NAGASAWA, H. - 1970 - Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 9: 359-364.
- NAKADA, S. 1991 - Magmatic processes in titanite - bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. **Am. Mineral.**, 76: 548-560.
- NANEY, M.T. & SWANSON, S.E. - 1980 - The effect of Fe and Mg on crystallization in granite systems. **Am. Mineral.**, 65: 639-653.
- NASCIMENTO, J.A.S. & BIAGINI, D.O. - 1988 - Conhecimento atual da jazida de ouro de Lagoa Seca, sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anexo**. Belém, SBG. V. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais", p. 143-157.
- NESBITT, R.W. - 1971 - Skeletal crystals forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, western Australia: evidence for an Archaean ultramafic liquid. **Geol. Soc. Austr.**, 3: 331-350. (Sp. Publ.)
- NESBITT, R.W. & SUN, S.S. - 1976 - Geochemistry of Archaean spinifex textured - peridotites, magnesium basalts and low - magnesium tholeiites. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 31: 433-453.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.S.; PURVIS, A.C. - 1979 - Komatiites: geochemistry and genesis. **Can. Mineral.**, 17: 165-186.
- NICOLAS, A. - 1984 - **Principes de tectonique**. Paris, Masson. 196 p.
- NICOLAS, A. - 1986 - A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. **J. Petrol.**, 27: 999-1022.

- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. - 1976 - **Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks**. London, John Wiley & Sons. 444 p.
- NIEM, A.R. - 1977 - Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in deep marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 88: 49-61.
- NISBET, E.G. - 1982 - The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 501-520.
- NISBET, E.G. - 1987 - **The young Earth: an introduction to Archaean geology**. Boston, George Allen & Unwin. 402 p.
- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J.; MARTIN, A. - 1977 - The mafic and ultramafic lavas of the Bellingwe greenstone belt, Rhodesia. **J. Petrol.**, 18: 521-566.
- NISBET, E.G.; WILSON, J.F.; BICKLE, M.J. - 1981 - The evolution of the Rhodesia craton and adjacent Archaean terrain: tectonic models. *In*: KRÖNER, A. (ed.) - **Precambrian plate tectonics**. Amsterdam, Elsevier. P. 161-183.
- NOCKOLDS, S.R. & ALEEN, R. - 1953 - The geochemistry of some igneous rock series, Part I. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 4: 105-142.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L.; COSTA, J.B.S. - 1992 - Estudo faciológico e tectônico de sedimentos pré-cambrianos na região do Igarapé Águas Claras, Serra dos Carajás - PA. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 443-444.
- O'CONNOR, J.T. - 1965 - A classification for quartz - rich igneous rocks based on feldspar ratios. **U. S. Geol. Surv.**, 525B: 79-84. (Prof. Pap.)
- O'HARA, K. & BLACKBURN, W.H. - 1989 - Volume - loss model for trace element enrichments in mylonites. **Geology**, 17: 524-527.
- O'HARA, M.J. - 1965 - Primary magmas and the origin of basalts. **Scot. J. Geol.**, 1: 19-40.

- OJAKANGAS, R.W. - 1985 - Review of Archean clastic sedimentation, Canadian shield: major felsic volcanic contributions to turbidite and alluvial fan - fluvial facies associations. *In*: AYRES, L.D.; THURSTON, K.D.; WEBER, W. (eds.) - **Evolution of Archean supracrustal sequences**. Kitchener, Ainsworth Press, p. 23-47. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 28.)
- OLIVEIRA, C.G. - 1993 - **Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de Diadema, sul do Pará**. Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. 187 p. Tese (doutorado) - IG/UnB, 1993.
- OLIVEIRA, C.G. & LEONARDOS, O.H. - 1990 - Gold mineralization in the Diadema shear belt, Northern Brazil. **Econ. Geol.**, 85: 1034-1043.
- OLIVEIRA, G.P. & COSTA, J.B.S. - 1992 - Aspectos estruturais de um pequeno segmento da extremidade leste da estrutura em flor positiva da Serra dos Carajás. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 347-348.
- OLSZEWSKI Jr., W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. - 1989 - The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. **Precamb. Res.**, 42: 229-254.
- OSBORN, E.F. - 1959 - Role of oxygen pressure in the crystalization and differentiation of basaltic magmas. **Am. J. Sci.**, 257: 609-647.
- PARK, R.G. - 1982 - Archaean tectonics. **Geol. Rund.**, 71: 22-37.
- PARK, R.G. - 1983 - **Foundations of structural geology**. London, Blackie. 135 p.
- PARK, R.G. & TARNEY, J. - 1987 - The Lewisian complex: a typical Precambrian high - grade terrain. *In*: PARK, R.G. & TARNEY, J. (eds.) - **Evolution of the Lewisian complex and comparable Precambrian high - grade terrains**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 13-25. (Geol. Soc. Lond., Sp. Publ., 27.)

- PARSONS, W.H. - 1969 - Criteria of the recognition of volcanic breccias: review. *In*: LARSEN, L.H.; PRINZ, M.; MANSON, V. (eds.) - **Igneous and metamorphic geology**, p. 263-304. (Geol. Soc. Am., Mem. 115.)
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. - 1986 - Porphyroclast system as kinematic indicators. **J. Struct. Geol.**, 8: 831-843.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. - 1990 - **Field geology of high - grade gneiss terrains**. Berlin, Springer-Verlag. 150 p.
- PASTER, T.P.; SCHAUWECKER, D.S.; HASKIN, L.A. - 1974 - The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38: 1549-1577.
- PATERSON, S.R. - 1983 - A comparison of methods used in measuring finite strains from ellipsoidal objects. **J. Struct. Geol.**, 5: 611-618.
- PEACH, C.J. & LISLE, R.J. - 1979 - A FORTRAN IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. **Comput. & Geosci.**, 5: 325-334.
- PEACOCK, M.A. - 1931 - Classification of igneous rocks series. **J. Geol.**, 39: 54-67.
- PEARCE, J.A. - 1976 - Statistical analysis of major element patterns in basalts. **J. Petrol.**, 17: 15-43.
- PEARCE, J.A. - 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: THORPE, R.S. (ed.) - **Andesites**. New York, John Wiley & Sons. P. 525-548.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 19: 290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1975 - The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 24: 419-426.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1977 - The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic volcanic rocks. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36: 121-132.

- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, 25: 956-983.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. - 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 69: 33-47.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. - 1976 - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58: 63-81.
- PERCHUK, L.L. - 1989 - P-T-fluid regimes of metamorphism and related magmatism with specific reference to the granulite - facies Sharyzhalgy complex of Lake Baikal. *In*: DALY, S.C.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 275-291. (Geol. Soc., Sp. Publ., 43.)
- PEREIRA, E.D. - 1992 - **Uma contribuição à evolução geológica da parte oriental da Província Amazônica Central através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e região de São Félix do Xingu**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 128 p. Tese (mestrado em ciências). CG/UFGA. 1992.
- PHILLIPS, E.R. - 1974 - Myrmekite - one hundred years later. **Lithos**, 7: 181-194.
- PHILLIPS, E.R. 1980 - On polygenetic myrmekite. **Geol. Magaz.**, 17: 29-36.
- PHILLIPS, W.R. - 1971 - **Mineral optics**. San Francisco, Freeman. 249 p.
- PINHEIRO, R.V.L.; NOGUEIRA, A.C.R.; COSTA, J.B.S. - 1991 - Superposição de transpressão na Serra dos Carajás. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Atas**. Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P. 44-46.
- PISKOUNOV, N. - 1988 - **Cálculo diferencial e integral**. Porto, Ed. Lopes da Silva. V. 1, 516 p. (Traduzido do russo.)
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R. - 1972 - **The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing**. New York, John Wiley & Sons. 435 p.
- PIWINSKI, A.J. - 1973 - Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California, part II. **Neues Jb. Mineral. Mh.**, 5: 193-215.

- PLATT, J.P. - 1980 - Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypothesis. **Tectonophysics**, 65: 127-150.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. - 1980 - Extensional structures in anisotropic rocks. **J. Struct. Geol.**, 2: 396-410.
- POULSEN, K.H.; BORRADAILE, G.J.; KEHLENBECK, M.M. - 1980 - An inverted Archean succession at Rainy lake, Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 17: 1358-1369.
- PURVIS, A.C. - 1984 - Metamorphosed altered komatiites at Mount Martin, western Australia - Archaean weathering products metamorphosed at the aluminosilicate triple point. **Austr. J. Earth Sci.**, 31: 91-106.
- PYKE, D.R.; NALDRETT, A.J.; ECKSTRAND, O.R. - 1973 - Archean ultramafic flows in Munro Townships, Ontario. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 84: 955-978.
- QUERRÉ, G. - 1985 - **Palingénese de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 G.a.) de Finland orientale. Pétrologie et géochimie.** Rennes, Universidade de Rennes I, Instituto de Geologia. 226 p. Tese (doutorado). CAESS / Université de Rennes I, 1985. (Mém. Doc. CAESS, Rennes, 2.)
- RAJAMANI, V.; SHIVKUMAR, K.; HANSON, G.N.; SHIREY, S.B. - 1985 - Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, south India: evidence for komatiitic magma derived by low percentages of melting of the mantle. **J. Petrol.**, 26: 92-123.
- RAMBERG, H. - 1973 - Models studies of gravity - controlled tectonics by the centrifuge technique. *In*: DE JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (eds.) - **Gravity and tectonics.** New York, John Wiley & Sons. P. 49-66.
- RÄMO, O.T. & HAAPALA, I. - 1991 - The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. *In*: GOVER, C.F.; RIVERS, T.; RYAN, B. (eds.) - **Mid - Proterozoic Laurentia - Baltica**, p. 401-415. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 38.)

- RAMOS, J.F.F.; MOURA, C.A.V.; MELO, C.F.; SERIQUE, J.S.C.; RODRIGUES, R.M. - 1984 - Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33.*, Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG. V. 2, p. 862-872.
- RAMSAY, D.M. - 1979 - Analysis of rotation of folds during progressive deformation. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 90: 732-738.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - **Folding and fracturing of rocks.** New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. **J. Struct. Geol.**, 2: 83-99.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain variation in shear belts. **Can. J. Earth Sci.**, 7: 786-813.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. - 1983 - **The techniques of modern structural geology. Vol. 1 - Strain analysis.** London, Academic Press. 307 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. - 1987 - **The techniques of modern structural geology. Vol. 2 - Folds and fractures.** London, Academic Press. P. 309-700.
- RAMSAY, J.G. & WOOD, D.S. - 1973 - The geometric effect of volume change during deformation processes. **Tectonophysics**, 16: 263-277.
- RAPP, R.P. - 1991 - Origin of Archean granitoids and continental evolution. **EOS Trans., Am. Geophys. Union**, 72: 225 e 229.
- RAYLEIGH, J.W.S. - 1896 - Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. **Phil. Magaz.**, 42: 77-107.
- REID Jr., J.B.; EVANS, O.C.; FATES, D.G. - 1983 - Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 66: 243-261.
- REISCHMANN, T.; ALTENBERGER, V.; KRÖNER, A.; ZHANG, G.; SUN, Y.; YU, Z. - 1990 - Mechanism and time of deformation and metamorphism of mylonitic orthogneisses from the Sagon shear zone, Qinling belt, China. **Tectonophysics**, 185: 91-109.

- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JORGE JOÃO, X.S.. - 1988 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Guaporé shield: further implications for the nature of the middle - late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. P. 348-362.
- RENNÓ, C.V.; MARITA, C.; FRANCO, E.M.S.; BOAVENTURA, F.M.C.; D'ÁVILA, L.M.; VENTURA, L.M. - 1974 - Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. *In*: BRASIL, DNPM, Projeto RADAM. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 1-29. (Lev. de Rec. Nat., 4.)
- RHODES, S. & GAYER, R.A. - 1977 - Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak Nappe Complex of Finnmark. **Geol. Magaz.**, 114: 329-408.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; POSSOLO, A. - 1983 - Finite strain estimation using "anti-clustered" distributions of points. **J. Struct. Geol.**, 5: 233-244.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C.; BELL, P.M. - 1969 - Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibrium; the aluminium silicate triple point. **Am. J. Sci.**, 267: 259-272.
- RICHTER, F.M. - 1985 - Models for the Archaean thermal regime. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 73: 350-360.
- RIDLEY, J. - 1989 - Vertical movements in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. *In*: DALY, S.C.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 103-115. (Geol. Soc., Sp. Publ., 43.)
- RIGG, D.M. & HELMSTAEDT, H. - 1981 - Relationships between structures and gold mineralization in Campbell Red Lake and Dickenson Mines, Red Lake Area, Ontario. *In*: PYE, E.G. & ROBERTS, R.G (eds.) - **Genesis of Archean, volcanic hosted gold deposits**. Ontario, p. 111-127. (Ontario Geol. Survey, Miscell. Pap., 97.)

- RINGWOOD, A.E. - 1975 - **Composition and petrology of the Earth's mantle**. New York, McGraw-Hill. 618 p.
- ROBERTS, D.E. - 1983 - Metasomatism and the formation of greisens in Grainsgill, Cumbria, England. **Geol. J.**, 18: 43-52.
- ROBERTS, R.G. - 1987 - Ore deposits models # 11. Archean lode gold deposits. **Geosci. Can.**, 14: 37-52.
- ROBIN, P.Y.F. - 1977 - Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. **Tectonophysics**, 42: T7-T16.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. - 1992 - Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 183-184.
- ROSS, J.V. - 1973 - Mylonitic rocks and fattened garnets in the southern Okanagan of British Columbia. **Can. J. Earth Sci.**, 10: 1-17.
- ROUBAULT, M. - 1982 - **Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant**. 3^a ed. Paris, Lamarre-Poinat. 382 p.
- RYERSON, F.J. & WATSON, E.B. - 1987 - Rutile saturation in magmas: implications for Ti - Nb - Ta depletion in island arc basalts. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 86: 225-239.
- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B.; BASEI, M.A.S. - 1974 - Esboço geológico da Folha SB.21 - Tapajós. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. V. 4, p. 277-287.
- SANTOS, J.O.S. - 1982 - Granitos proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. **Atas**. Buenos Aires. V. 2, p. 97-112.

- SANTOS, J.O.S. - 1984 - A parte setentrional do cráton Amazônico (escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. *In*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) - **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM. Cap. 2, p. 57-91.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. - 1984 - A parte meridional do cráton Amazônico (escudo Brasil - Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis - Alto Xingu. *In*: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) - **Geologia do Brasil**; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM. Cap. 3, p. 93-127.
- SAWKA, W.N. - 1988 - REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows pluton, California. **Trans. R. Soc. Edinb.**, 79: 157-168.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. - 1986 - Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. **Geophys. Mon.**, 36: 263-286. (Mineral and rock deformation: laboratory studies - the Paterson volume.)
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, R.R.; ASMUS, H.E. - (coords.) - 1981 - **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000.** Brasília, MME/DNPM.
- SCHULTZ-ELA, D.D. - 1990 - A method for estimating errors in calculated strains. **J. Struct. Geol.**, 12: 939-943.
- SCHULZ, K.J. - 1982 - Magnesian basalts from the Archaean terrains of Minnesota. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 171-186.
- SCHWERDTNER, W.M.; STONE, D.; OSADETZ, K.; MORGAN, J.; STOTT, G.M. - 1979 - Granitoid complexes and the archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 16: 1965-1977.

- SCOTT, R.B. & HAJASH Jr., A. - 1976 - Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. **Am. J. Sci.**, 276: 480-501.
- SHACKLETON, R.M. - 1976 - Shallow and deep - level exposures of Archaean crust in India and Africa. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 317-321.
- SHAW, D.M. - 1970 - Trace element fractionation during anatexis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 34: 237-243.
- SHAW, H.R. - 1965 - Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. **Am. J. Sci.**, 263: 120-152.
- SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. - 1976 - A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects, 1. Basic theory. **Tectonophysics**, 36: 315-337.
- SIBSON, R.H. - 1977 - Fault rock and fault mechanism. **J. Geol. Soc. Lond.**, 133: 191-213.
- SIBSON, R.H. - 1986 - Brecciation process in fault zones: inferences from earthquake rupturing. **Pure Appl. Geophys.**, 124: 159-175.
- SIBSON, R.H.; MOORE, J.Mc.M.; RANKIN, A.H. - 1975 - Seismic pumping. A hydrothermal fluid transport mechanism. **J. Geol. Soc. Lond.**, 131: 653-659.
- SIDDANS, A.W. B. - 1980 - Elliptical markers and non-coaxial strain increments. **Tectonophysics**, 67: T21-T25.
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PIMENTA, O.N.S.; TASSINARI, C.C.G.; FERNANDES, C.A.C. - 1980 - Geologia da Folha SC.21 - Juruena. *In*: BRASIL, DNPM, Projeto RADAM. **Folha SC.21 - Juruena**. Rio de Janeiro. P. 21-116. (Lev. Rec. Nat., 20.)
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; GUIMARÃES, G.; ISSLER, R.S. - 1974 - Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG. V. 4, p. 137-141.

- SIMPSON, C. - 1983 - Strain and shape fabric variation associated with ductile shear zones. **J. Struct. Geol.**, 5: 61-72.
- SIMPSON, C. - 1985 - Deformation of granitic rocks across the brittle - ductile transition. **J. Struct. Geol.**, 7: 503-511.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. - 1983 - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 94: 1281-1288.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. - 1989 - Evidence for deformation - induced K-feldspar replacement by myrmekite. **J. Metam. Geol.**, 7: 261-275.
- SINHA, A.K.; HEWITT, D.A.; RIMSTIDT, J.D. - 1986 - Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. **Geology**, 14: 883-886.
- SINHA ROY, S. - 1977 - Mylonitic microstructures and their bearing on the development of mylonites - an example from deformed trondhjemites of the Bergen Arc region, SW Norway. **Geol. Magaz.**, 114: 445-458.
- SIQUEIRA, J.B. & COSTA, J.B.S. - 1991 - O duplex Salobo - Mirim, Serra dos Carajás. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Atas**. Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P. 47-48.
- SKJERNAA, L. - 1980 - Rotation and deformation of randomly oriented planar and linear structures in progressive simple shear. **J. Struct. Geol.**, 2: 101-109.
- SLEEP, N.H. & WINDLEY, B.F. - 1982 - Archean plate tectonics: constraints and inferences. **J. Geol.**, 90: 363-379.
- SMITH, R.E. & SMITH, S.E. - 1976 - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 32: 114-120.
- SOARES, A.D.V.; BERNARDELLI, A.L.; MEDEIROS FILHO, C.A.; BASTOS, J.M.E.; MARTINS, L.P.B.; LOURENÇO, R.S. - 1988 - Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da província Mineral de Carajás (PA). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 6, p. 2704-2712.

- SORENSEN, S.S. & GROSSMAN, J.N. - 1989 - Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo - subduction zone: Catalina schist, southern California. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 53: 3155-3177.
- SOUZA, J.C. - 1982 - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central - eastern Pyrennes. **J. Struct. Geol.**, 4: 313-342.
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P. - 1985 - Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia, Serra do Estrondo (GO). **Rev. Bras. Geoc.**, 15: 300-310.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. - 1994a - Metamorfismo de baixo grau no "greenstone belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, SE do Pará. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Bol. Res. Exp.** Belém, SBG-NNO. P. 387-390.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL, R. - 1994b - Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archean greenstone belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE (ISUM), São Paulo, **Ext. Abstr.**, p. 160-162.
- SOUZA, Z.S.; LAFON, J.M.; SACHETT, C.R.; DALL'AGNOL, R. - 1992a - Geocronologia Rb/Sr de metadacitos e diques riolíticos no "greenstone belt" de Identidade, SE do Pará; resultados parciais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Bol. Res. Exp.** São Paulo, SBG. V. 2, p. 184-185.
- SOUZA, Z.S.; LUIZ, J.G.; CRUZ, J.C.R.; PAIVA, R.N. - 1992b - Geometria de "greenstone belts" Arqueanos da região de Rio Maria (sudeste do Pará, Brasil), a partir de interpretação gravimétrica. **Rev. Bras. Geoc.**, 22: 198-203.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. - 1990 - Geologia do terreno granito - "greenstone" arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais.** Natal, SBG. V. 6, p. 2913-2928.

- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. - 1988 - Feições geológicas e estruturais do "greenstone belt" de Identidade, região de Xinguara - Rio Maria, sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais. Belém, SBG.** V. 3, p. 1453-1467.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. - 1986 - Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. **J. Volcanol. Geother. Res.**, 29: 99-124.
- SPARKS, R.S.J.; HUPPERT, H.E.; TURNER, J.S. - 1984 - The fluid dynamics of evolving magma chambers. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A310: 511-534.
- SPARKS, R.S.J.; PINKERTON, H.; MACDONALD, R. - 1977 - The transport of xenoliths in magmas. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 35: 234-238.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. - 1989 - A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . **Contrib. Mineral. Petrol.**, 101: 149-164.
- SPERA, F. - 1980 - Thermal evolution of plutons: a parameterized approach. **Science**, 207: 299-301.
- SPOONER, E.T.C. & FYFE, W.S. - 1973 - Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 42: 287-304.
- SPRAY, J.G. - 1985 - Dynamothermal transition zone between Archaean greenstone and granitoid gneiss at Lake Dundas, western Australia. **J. Struct. Geol.**, 7: 187-203.
- SPRY, A. - 1969 - **Metamorphic textures**. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. - 1977 - Subcomission on geochronology: conventions on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36: 359-362.
- STEL, H. - 1986 - The effect of cyclic operation of brittle and ductile deformation on the metamorphic assemblage in cataclasites and mylonites. **Pure Appl. Geophys.**, 124: 289-307.
- STERN, R.A. & HANSON, G.N. - 1991 - Achean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element - enriched monzodiorite of mantle origin. **J. Petrol.**, 32: 201-238.
- STERN, C.R.; HUANG, W.L.; WYLLIE, P.J. - 1975 - Basalt - andesite - rhyolite - H_2O : crystallization intervals with excess H_2O and H_2O -undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars with implications for magma genesis. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 28: 189-196.

- STERN, R.J.; MORRIS, J.; BLOOMER, S.H.; HAWKINS Jr., J.W. - 1991 - The source of the subduction component in convergent margin magmas: trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 55: 1467-1481.
- STOLPER, E.; WALKER, D.; HAGER, B.H.; HAYS, J.F. - 1981 - Melt segregation from partially molten source regions: the importance of melt density and source region size. **J. Geophys. Res.**, 86: 6261-6271.
- STOREY, M.; MAHONEY, J.J.; KROENKE, L.W.; SAUNDERS, A.D. - 1991 - Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? **Geology**, 19: 376-379.
- STORMER Jr., J.C. & NICHOLLS, J. - 1978 - XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. **Comput. Geosci.**, 4: 143-159.
- STRECKEISEN, A.L. - 1976 - To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, 12: 1-33.
- STRECKEISEN, A.L. - 1978 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. **N. Jb. Miner. Abh.**, 134: 1-14.
- SUGIMURA, A. & UYEDA, S. - 1973 - **Island arcs: Japan and its environs**. Amsterdam, Elsevier. 246 p.
- SUITA, M.T.F. & NILSON, A.A. - 1988 - Geologia do complexo máfico - ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás) e das unidades encaixantes. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 6, p. 2813-2823.
- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. - 1978 - Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 65: 301-325.
- SUTCLIFFE, R.H. - 1989 - Magma mixing in late Archean tonalite and mafic rocks of the Lac des Iles area, western Superior Province. **Precamb. Res.**, 44: 81-101.
- SWAGER, N. - 1985 - Solution transfer, mechanical rotation and kink-band boundary migration during crenulation cleavage development. **J. Struct. Geol.**, 7: 421-419.

- SYLVESTER, A.G. & SMITH, R.R. - 1976 - Tectonic transpression and basement - controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Trough, California. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 57: 74-96.
- SZEWCZYK, Z.J. & WEST, G.F. - 1976 - Gravity study of an Archean granitic area northwest of Ignace, Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 13: 1119-1130.
- TALBOT, C.J. - 1973 - A plate tectonic model for the Archean crust. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A273: 413-428.
- TARNEY, J.; DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.J. - 1976 - Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: a model for Archaean greenstone belt formation. *In*: WINDLEY, B.F. (ed.) - **The early history of the Earth**. London, John Wiley & Sons. P. 131-146.
- TASSINARI, C.C.G. & BASEI, M.A.S. - 1980 - Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região de Tapirapé, Mato Grosso do Norte. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. V. 5, p. 2744-2751.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, 12: 263-267.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA Jr., O.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. - 1987 - Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in Amazonian craton. *In*: IUGS/UNESCO, IGCP Proj. 204, "**Precambrian evolution of the Amazonian region**". Carajás. Ext. Abstr., p. 20-31.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. - 1981 - The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A301: 381-399.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. - 1985 - **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 312 p.

- TEIXEIRA, N.P. - 1984 - **Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras - Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 208 p. Tese (mestrado mestrado). NCGG / UFPA. 1984.
- TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, A.C.C. - 1985 - Petrologia dos gnaisses do Complexo Colméia, Serra das Cordilheiras - GO. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais**. Belém, SBG-NNO. V. 2, p. 138-158.
- TEIXEIRA, W. - 1978 - Significado tectônico do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico e alcalino na região Amazônica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. V. 1, p. 491-505.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1989 - A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. **Precamb. Res.**, 42: 213-227.
- THOMAS, M.D.; LOSIER, L.; THURSTON, P.C.; GUPTA, V.K.; GIBB, R.A.; GRIEVE, R.A.F. - 1986 - Geophysical characteristics and crustal structure of the greenstone terranes, Canadian shield. *In*: WORKSHOP on the tectonic evolution of greenstone belts. Houston. P. 123-125. (LPI contrib., 584.)
- THOMPSON, P.H. - 1989 - An empirical model for metamorphic evolution of the Archaean Slave Province and adjacent Thelon tectonic zone, north-western Canadian shield. *In*: DALY, S.C.; CLIFF, R.A.; YARDLEY, B.W.D. (eds.) - **Evolution of metamorphic belts**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 245-263. (Geol. Soc., Sp. Publ., 43.)
- THOMPSON, R.N. - 1972 - Melting behaviour of two Snake River lavas at pressures up 35 kb. **Carnegie Inst. Wash. Geophys. Lab. Yearbook**, 71: 406-410.
- THORPE, R.S. & FRANCIS, P.W. - 1979 - Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. *In*: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (eds.) - **Origin of granite batholites: geochemical evidence**. Cheshire, Shiva. P. 65-75.

- THURSTON, P.C.; AYRES, L.D.; EDWARDS, G.R.; GÉLINAS, L.; LUDDEN, J.N.; VERPAELST, P. - 1985 - Archean bimodal volcanism. *In*: AYRES, L.D.; THURSTON, K.D.; WEBER, W. (eds.) - **Evolution of Archean supracrustal sequences**. Kitchener, Ainsworth Press, p. 7-21. (Geol. Assoc. Can., Sp. Pap., 28.)
- TILTON, G.R. - 1983 - Evolution of depleted mantle: the lead perspective. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 47: 1191-1197.
- TOBISCH, O.T.; FISKE, R.; SACKS, S.; TANIGUCHI, D. - 1977 - Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 88: 23-40.
- TOKSÖZ, M.N. & BIRD, P. - 1977 - Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. *In*: TALWANI, M. & PITMAN, W.C. (eds.) - **Island arcs, deep sea trenches and back arc basins**. p. 379-393. (Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1.)
- TOKSÖZ, M.N.; MINEAR, J.W.; JULIAN, B.R. - 1971 - Temperature field and geophysical effects of dowgoing slab. **J. Geophys. Res.**, 76: 1113-1138.
- TOURPIN, S.; GRUAU, G.; BLAIS, S.; FOURCADE, S. - 1991 - Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatiite flow from Finland. **Chem. Geol.**, 90: 15-29.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A.M. - 1982 - Considerações à respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Atas**. Belém, SBG-NNO. V. 1, p. 201-209.
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T. - 1973 - Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 84: 297-314.
- TULLIS, J.; SNOKE, A.W.; TODD, V.R. (coords.) - 1982 - Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. Penrose conference report. **Geology**, 10: 227-230.
- TUREK, A.; CARSON, T.M.; SMITH, P.E.; VAN SCHMUS, W.R.; WEBER, W. - 1986 - U-Pb zircon ages for rocks from the Island Lake greenstone belt, Manitoba. **Can. J. Earth Sci.**, 23: 92-101.

- TUREK, A.; KELLER, R.; VAN SCHMUS, W.R. - 1990 - U-Pb zircon ages of volcanism and plutonism in the Mishibishu greenstone belt near Wawa, Ontario. **Can. J. Earth Sci.**, 27: 649-656.
- TURNER, F.J. - 1981 - **Metamorphic petrology**. 2^a ed. Washington, McGraw-Hill. 524 p.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. - 1963 - **Structural analysis of metamorphic tectonites**. New York, McGraw-Hill. 545 p.
- UYEDA, S. - 1983 - Comparative subductology. **Episodes**, 2: 19-24.
- UYEDA, S. - 1986 - Facts, ideas and open problems on trench - arc - bac-arc systems. *In*: WEZEL, F.C. (ed.) - **Origin of arcs**. Amsterdam, Elsevier. P. 435-460.
- UYEDA, S. & KANAMORI, H. - 1979 - Back arc opening and the mode of subduction. **J. Geophys. Res.**, 84: 1049-1061.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. & BRUN, J.P. - 1987 - Rolling structures at large shear strain. **J. Struct. Geol.**, 9: 691-704.
- VAN DER MOLEN, I. & PATERSON, M.S. - 1979 - Experimental deformation of partially - melted granite. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 70: 299-318.
- VAUCHEZ, A. & NICOLAS, A. - 1991 - Mountain building: strike - parallel motion and mantle anisotropy. **Tectonophysics**, 185: 183-201.
- VAUCHEZ, A.; MAILLET, D.; SOUGY, J. - 1987 - Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, south Brittany, France. **J. Struct. Geol.**, 9: 31-40.
- VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A.M.S.; G. FILHO, L.; LEITE, P.F. - 1974 - Vegetação da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. *In*: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. **Folha SB.22 Araguaia e SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 1-119. (Lev. Rec. Nat., 20.)
- VERNON, R.H. - 1986 - Evaluation of the "quartz - eye" hypothesis. **Econ. Geol.**, 81: 1520-1527.

- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARCY, W.F. - 1983 - Grain - size reduction and foliation development in a deformed granitoid batolith. **Tectonophysics**, 92: 123-145.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J. - 1991 - **Éléments de tectonique analytique**. 2^a ed. Paris, Masson. 118 p.
- VIANA, A.; FARIAS, N.; SAUERESSIG, R. - 1982 - Jazida de cobre Salobo 3A. **Ciências da Terra**, 5: 13-18.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. - 1969 - A collection of 9 papers on many aspects of the Barberton granite - greenstone belt, South Africa. **Geol. Soc. S. Afr.**, 2: 295 p. (Sp. Publ.)
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. - 1982 - The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. *In*: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. (eds.) - **Komatiites**. London, George Allen & Unwin. P. 53-79.
- VOLL, G. - 1976 - Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventine nappe, Swiss Alps, and its geological significance. **Mineral. Petrogr. Mitt.**, 56: 641-647.
- WALKER, R.G. - 1984 - Turbidites and associated coarse clastic deposits. *In*: WALKER, R.G. (ed.) - **Facies models**. Ontario, McMaster University / Department of Geology. P. 171-188. (Geosci. Can., Reprint Series, 1.)
- WARREN, P.H. - 1984 - Primordial degassing, lithosphere thickness and the origin of komatiites. **Geology**, 12: 335-338.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. - 1980 - Rare earth geochemistry of Lewisian granulite - facies gneisses, NW Scotland: implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 51: 279-296.
- WEIJERMARS, R. & RONDEEL, H.E. - 1984 - Shear band foliation as an indicator of sense of shear: field observations in central Spain. **Geology**, 12: 603-606.
- WELLS, G.; BRYAN, W.B.; PEARCE, T.H. - 1979 - Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. **J. Geol.**, 87: 427-440.

- WELLS, M.L. & ALLMENDINGER, R.W. - 1990 - An early history of pure shear in the upper plate of the Raft River metamorphic core complex: Black Pine Mountains, southern Idaho. **J. Struct. Geol.**, 12: 851-867.
- WENK, H.R. - 1978 - Are pseudotachylites products of fracture or fusion? **Geology**, 6: 507-511.
- WESTERCAMP, D. - 1988 - Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. **Tectonophysics**, 149: 145-163.
- WHEELER, J.; WINDLEY, B.F.; DAVIES, F.B. - 1987 - Internal evolution of the major Precambrian shear belt at Torridon, NW Scotland. *In*: PARK, R.G. & TARNEY, J. (eds.) - **Evolution of the Lewisian complex and comparable Precambrian high - grade terrains**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. P. 153-163. (Geol. Soc. Lond., Sp. Publ., 27.)
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. - 1980 - On mylonites in ductile shear zones. **J. Struct. Geol.**, 2: 175-187.
- WHITE, A.J.R.; JAKEŠ, P.; CHRISTIE, D.M. - 1971 - Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archean. **Geol. Soc. Austr.** 3: 47-56. (Sp. Publ.)
- WHITFORD, D.J.; NICHOLLS, I.A.; TAYLOR, S.R. - 1979 - Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 70: 341-356.
- WHITNEY, J.A. - 1975 - The effects of pressure, temperature, and x_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. **J. Geol.**, 83: 1-31.
- WHITNEY, J.A. - 1988 - The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 100: 1886-1897.
- WIEBE, R.A. - 1980 - Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. **J. Geol.**, 88: 197-209.
- WILKINSON, J.F.G. - 1986 - Classification and average chemical compositions of common basalts and andesites. **J. Petrol.**, 27: 31-62.
- WILKS, M.E. - 1988 - The Himalayas - a modern analogue for Archaean crustal evolution. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 87: 127-136.

- WILLIAMS, G.D. - 1978 - Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Lakesefjord, Finnmark. **Tectonophysics**, 48: 29-40.
- WILLIAMS, G.D. & DIXON, J. - 1982 - Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites. **Text. Microstruct.**, 4: 223-239.
- WILLIAMS, H.R. - 1977 - African Archean mobile belts and granite - greenstone terrane. **Nature**, 266: 163-164.
- WILLIAMS, J.R. - 1980 - Similar and chevron folds in multilayers using finite - element and geometric models. **Tectonophysics**, 65: 323-338.
- WILLIAMS, P.F. - 1985 - Multiply deformed terrains - problems of correlation. **J. Struct. Geol.**, 7: 269-280.
- WILLIAMSON, J.H. - 1968 - Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, 46: 1845-1847.
- WILSON, C.J.L. - 1975 - Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 86: 968-974.
- WILSON, M. - 1989 - **Igneous petrogenesis**. London, Academic Press. 466 p.
- WINCHEL, A.N. - 1951 - **Elements of optical mineralogy. Part II - descriptions of minerals**. 4^a ed. New York, John Wiley & Sons. 551 p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. - 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 28: 459-469.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. - 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, 20: 325-343.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. - 1984 - Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. **J. Metam. Geol.**, 2: 1-11.
- WINDLEY, B.F. - 1973 - Crustal development in the Precambrian. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A273: 321-341.
- WINDLEY, B.F. - 1986 - **The evolving continents**. 2^a ed. Chichester, John Wiley & Sons. 399 p.
- WINDLEY, B.F. & SMITH, J.V. - 1976 - Archean high grade complexes and modern continental margins. **Nature**, 260: 671-675.

- WINKLER, H.G.F. - 1977 - **Petrogênese das rochas metamórficas**. São Paulo, Edgard Blücher. 257 p. ("Petrogenesis of metamorphic rocks".)
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. - 1986 - U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 16: 195-200.
- WONES, D.R. - 1989 - Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. **Am. Mineral.**, 74: 744-749.
- WOOD, D.A.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; NORRY, M.; TARNEY, J. - 1979 - Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 70: 319-339.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. - 1986 - Strike - slip duplexes. **J. Struct. Geol.**, 8: 725-735.
- WRIGTH, T.L. & DOHERTY, P.C. - 1970 - A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 81: 1995-2008.
- WYLLIE, P.J. - 1981 - Plate tectonics and magma genesis. **Geol. Rund.**, 70: 128-153.
- WYLLIE, P.J. - 1982 - Subduction products according to experimental prediction. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 93: 468-476.
- WYLLIE, P.J. - 1984 - Constraint imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A310: 439-456.
- WYLLIE, P.J. - 1988 - Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth. **Rev. Geophys.**, 26: 370-404.
- WYLLIE, P.J.; HUANG, W.L.; STERN, C.R.; MAALØE, S. - 1976 - Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. **Can. J. Earth Sci.**, 13: 1007-1019.
- YARDLEY, B.W.D. - 1989 - **An introduction to metamorphic petrology**. Singapore, Longman. 248 p.
- YORK, D. - 1969 - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 5: 320-324.

ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B. - 1991 - Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids - a case study in northern Sardinia, Italy. **Chem. Geol.**, 92: 45-86.