



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

**“GEOQUÍMICA, PETROGÊNESE E EVOLUÇÃO
ESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA
REGIÃO DE XINGUARA, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO”**

TESE APRESENTADA POR

ALBANO ANTONIO DA SILVA LEITE

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **25 / 05 / 2001**

Comitê de Tese:

ROBERTO DALL' AGNOL (Orientador)

FERNANDO JACQUES ALTHOFF (Co-Orientador)

IAN McREATH

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA

REINHARDT ADOLFO FUCK

11:20

Belém

A minha esposa Cristina e nossas filhas
Jéssica e Juliany.

AGRADECIMENTOS

O autor durante o desenvolvimento deste trabalho contou com inúmeras colaborações, sem as quais seria praticamente impossível a conclusão do mesmo. E neste espaço o autor deseja registrar seus mais sinceros agradecimentos:

- À Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura e ajuda financeira através do PROINT 1999/2000;
- À coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – CPGG;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela liberação de recursos;
- A CAPES pela concessão de bolsa de estudo durante a realização desse trabalho;
- Aos Professores Roberto Dall'Agnol e Fernando Jacques Althoff pela orientação e principalmente a amizade;
- Ao professor Moacir J. B. Macambira pelo apoio do estudo geocronológico;
- Ao Professor O. Tapani Rämö pela realização das análises de isótopos de Nd e discussões;
- Aos Professores Carlos Eduardo Mesquita de Barros e Roberto Vizeu Pinheiro pelas críticas e sugestões;
- Aos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) Alan Brunelli, Alex Sardinha, Cláudio N. Lamarão, Davis Carvalho, Hilton T. Costi, Marco Aurélio Figueiredo, Régis Munhoz Borges, Renato O. Silva Jr., Marcelo A. Oliveita, José Erimar Soares e José de Arimatéia C. de Almeida pelo companheirismo e colaboração nas diversas etapas de execução deste trabalho;
- Aos geólogos da CPRM/Belém Alfreu dos Santos e Telma Faraco pelo fornecimento do material logístico que serviram de base para o mapeamento geológico;
- Ao geólogo Armínio Vale da CPRM/Belém pela elaboração imagens com superposição de dados aerogeofísicos (magnetometria e radiometria) que ajudaram na elaboração do mapa geológico;
- Aos colegas do CPGG Adriana, Calaf, Elcinice, Homero, Humberto, Katia, Luciana, Marcia, Marlene, Marco, Maria, Pedro Walfir, Rita e Tony;
- Ao Químico Natalino Valente do Laboratório de Análises Químicas do CG-UFPA pela realização das análises químicas de FeO;
- Aos funcionários técnico-administrativos do Centro de Geociências.
- Ao povo do município de Xinguara – Pará.

SUMÁRIO

	AGRADECIMENTOS	ii
	LISTA DE ILUSTRAÇÕES	Ix
	RESUMO	01
	ABSTRACT	03
1 -	INTRODUÇÃO	05
1.1 -	APRESENTAÇÃO	05
1.2 -	ESTRUTURA DA TESE	06
1.3 -	APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	07
1.4 -	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	11
1.5 -	OBJETIVOS DA TESE	11
1.6 -	MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO E ANÁLISE DA SUA UTILIZAÇÃO	11
1.6.1 -	Pesquisa bibliográfica	13
1.6.2 -	Mapeamento geológico	13
1.6.3 -	Petrografia	13
1.6.4 -	Geologia estrutural	14
1.6.5 -	Geoquímica	16
1.6.6 -	Análises de minerais por microsonda eletrônica (Química Mineral)	17
1.6.7 -	Geocronologia e geoquímica isotópica	18
2 -	ASPECTOS GERAIS SOBRE GRANITÓIDES E TECTÔNICA ARQUEANA	19
2.1 -	A CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA	19
2.2 -	COMPOSIÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA	20
2.2.1 -	Série tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG)	20
2.2.2 -	<i>Greenstone belts</i>	21
2.2.3 -	Granodioritos ricos em MgO	22
2.2.4 -	Granitos <i>stricto sensu</i>	22
2.3 -	MODELOS TECTÔNICOS PARA OS TERRENOS ARQUEANOS	23
2.4 -	FORMAÇÃO DA CROSTA INICIAL	24
3 -	ESTADO ATUAL DE CONHECIMENTO SOBRE A GRANITOGÊNESE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	26
3.1 -	ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E EVOLUÇÃO TECTÔNICA	26
3.2 -	OS GRANITÓIDES DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	30
3.2.1 -	Granitóides TTG	31
3.2.2 -	Granodiorito Rio Maria e rochas afins	32
3.2.3 -	Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcalina	33
3.2.4 -	Granitóides da suíte Plaquê	34
3.2.5 -	Granitos foliados subalcalinos do Bloco Carajás	34
3.2.6 -	Granitóides cálcico-alcalinos da Suíte Parauari	35
3.2.7 -	Magmatismo anorogênico Paleoproterozóico	35
4 -	GEOLOGIA DA REGIÃO DE XINGUARA	37
4.1 -	CONSIDERAÇÕES GERAIS – BREVE HISTÓRICO	37
4.2 -	PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOLÓGICAS DAS UNIDADES MAPEADAS	39
4.2.1 -	Considerações gerais	39

4.2.2 -	Seqüências metavulcânicas (Supergrupo Andorinhas)	41
4.2.3 -	Complexo Tonalítico Caracol	42
4.2.4 -	Granodiorito Rio Maria	44
4.2.5 -	Trondhjemito Água Fria	44
4.2.6 -	Granito Xinguara	46
4.2.6.1 -	Caracterização geológica	46
4.2.6.2 -	Enclaves – distribuição espacial e variedades	49
4.2.7 -	Granito Manda Saia e Diques Proterozóicos (?)	53
5 -	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA	54
5.1 -	INTRODUÇÃO	54
5.2 -	COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL	54
5.2.1 -	Descrição macroscópica	54
5.2.2 -	Composições modais e classificação	54
5.2.3 -	Descrição mineralógica e textural	58
5.2.3.1 -	Plagioclásio	58
5.2.3.2 -	Quartzo	58
5.2.3.3 -	Álcali-feldspato	60
5.2.3.4 -	Biotita	60
5.2.3.5 -	Mica branca	62
5.2.3.6 -	Epidoto	62
5.2.3.7 -	Minerais opacos	63
5.2.3.8 -	Outros minerais acessórios	65
5.3 -	GRANODIORITO RIO MARIA	65
5.3.1 -	Descrição macroscópica	65
5.3.2 -	Composições modais e classificação	65
5.3.3 -	Descrição mineralógica e textural	67
5.3.3.1 -	Plagioclásio	67
5.3.3.2 -	Álcali-feldspato	67
5.3.3.3 -	Quartzo	69
5.3.3.4 -	Anfibólio	69
5.3.3.5 -	Geobarometria de anfibólio	71
5.3.3.6 -	Biotita	74
5.3.3.7 -	Epidoto	74
5.3.3.8 -	Minerais acessórios	76
5.4 -	TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA	76
5.4.1 -	Descrição macroscópica	76
5.4.2 -	Composições modais e classificação	76
5.4.3 -	Descrição mineralógica e textural	78
5.4.3.1 -	Plagioclásio	78
5.4.3.2 -	Quartzo	80
5.4.3.3 -	Álcali-feldspato	80
5.4.3.4 -	Biotita	80
5.4.3.5 -	Mica branca	82
5.4.3.6 -	Epidoto	82
5.4.3.7 -	Minerais acessórios	83

5.5 -	GRANITO XINGUARA	83
5.5.1 -	Descrição macroscópica	83
5.5.2 -	Composições modais e classificação	85
5.5.3 -	Variedades petrográficas – descrição mineralógica e textural	88
5.5.3.1 -	Leucomonzogranito	88
5.5.3.1.1 -	Plagioclásio	89
5.5.3.1.2 -	Álcali-feldspato	89
5.5.3.1.3 -	Quartzo	92
5.5.3.1.4 -	Biotita	90
5.5.3.1.5 -	Mica branca	93
5.5.3.1.6 -	Epidoto	96
5.5.3.1.7 -	Minerais opacos	97
5.5.3.1.8 -	Minerais acessórios	97
5.5.3.1.9 -	Ordem de cristalização dos leucomonzogranitos	98
5.5.3.2 -	Granodiorito	101
5.5.3.3 -	Granito Pegmatóide	102
5.5.3.4 -	Leuco-sienogranito	102
5.5.4 -	Enclaves	103
5.5.4.1 -	Composições modais e classificação	103
5.5.4.2 -	Variedades petrográficas	103
6 -	GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA	106
6.1 -	TERMINOLOGIA	106
6.2 -	ESTRUTURA REGIONAL	107
6.3 -	COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL	110
6.3.1 -	Bandamento composicional	110
6.3.2 -	Dobras	112
6.3.3 -	Bandas de cisalhamento	112
6.3.4 -	Zonas de cisalhamento	114
6.3.5 -	Análise da deformação finita	116
6.4 -	GRANODIORITO RIO MARIA	116
6.4.1 -	Foliação	116
6.4.1.1 -	Foliação magmática	118
6.4.1.2 -	Xistosidade	118
6.4.1.3 -	Enclaves máficos	118
6.4.2 -	Fendas de tensão e veios dobrados	118
6.4.3 -	Zona de cisalhamento	121
6.4.4 -	Análise da deformação finita	121
6.5 -	TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA	123
6.5.1 -	Bandamento composicional	123
6.5.2 -	Transposição	123
6.5.3 -	<i>Boudins</i>	126
6.5.4 -	Bandas de cisalhamento	126
6.5.5 -	Análise da deformação finita	126
6.6 -	GRANITO XINGUARA	128
6.6.1 -	Foliação	128

6.6.1.1 -	Foliação de fluxo magmático	128
6.6.1.2 -	Bandamento magmático	131
6.6.1.3 -	Xistosidade	132
6.6.2 -	Bandas de cisalhamento	133
6.6.3 -	Recristalização	133
6.6.3.1 -	Leucomonzogranitos pouco recristalizados	135
6.6.3.2 -	Leucomonzogranitos com moderada recristalização	135
6.6.3.3 -	Leucomonzogranitos com forte recristalização	138
6.6.4 -	Enclaves	138
6.6.5 -	Fendas de tensão	139
6.7 -	DISCUSSÕES	139
6.7.1 -	Complexo Tonalítico Caracol	139
6.7.2 -	Granodiorito Rio Maria	141
6.7.3 -	Trondhjemito Água Fria	141
6.7.4 -	Granito Xinguara	142
7 -	GEOCRONOLOGIA POR EVAPORAÇÃO DE PB EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO	145
7.1 -	INTRODUÇÃO	145
7.2 -	PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E TRATAMENTO DOS DADOS	145
7.3 -	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS ANALÍTICOS	147
7.3.1 -	Complexo Tonalítico Caracol	147
7.3.2 -	Granodiorito Rio Maria	152
7.3.3 -	Trondhjemito Água Fria	152
7.3.4 -	Granito Xinguara	154
7.4 -	DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES	156
7.5	QUADRO ESTRATIGRÁFICO DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE XINGUARA	160
8 -	GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE XINGUARA	162
8.1 -	INTRODUÇÃO	162
8.2 -	COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL	162
8.2.1 -	Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica	163
8.2.2 -	Elementos-traço	168
8.2.3 -	Elementos terras raras	171
8.2.4 -	Modelamento geoquímico e petrogênese	175
8.2.4.1 -	Mecanismo de diferenciação	175
8.2.4.2 -	Gênese do magma gerador do Complexo Tonalítico Caracol	178
8.2.4.3 -	Discussões	182
8.3 -	GRANODIORITO RIO MARIA	185
8.3.1 -	Elementos maiores	185
8.3.2 -	Elementos- traço	187
8.3.3 -	Elementos terras raras	187
8.3.4 -	Caracterização da série geoquímica	189
8.4 -	TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA	191
8.4.1 -	Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica	191
8.4.2 -	Elementos-traço	194

8.4.3 -	Elementos terras raras	197
8.4.4 -	Modelamento geoquímico e petrogênese	197
8.4.4.1 -	Mecanismo de diferenciação	197
8.4.4.2 -	Gênese do magma trondhjemitico	199
8.4.4.3 -	Discussões	204
8.5 -	GRANITO XINGUARA	206
8.5.1 -	Considerações gerais	206
8.5.2 -	Reprodução de artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências, volume 29(3): 429-436, de setembro de 1999	207
	GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO GRANITO XINGUARA, TERRENO GRANITO-GREENSTONE ARQUEANO DE RIO MARIA – CRÁTON AMAZÔNICO	207
	RESUMO	208
	ABSTRACT	208
	INTRODUÇÃO	209
	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	210
	ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO XINGUARA	211
	GEOQUÍMICA	212
	Aspectos Gerais	212
	Comportamento de Rb, Sr e Ba	213
	Elementos Terras Raras	214
	Caracterização da Série Geoquímica	216
	DISCUSSÕES	218
	Petrogênese	218
	Significado do Magmatismo Granítico Arqueano no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria	221
	CONCLUSÕES	222
	Agradecimentos	223
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	223
	Figura 1	227
	Figura 2	228
	Figura 3	229
	Figura 4	230
	Tabela 1	231
	Tabela 2	233
	Tabela 3	233
8.5.3 -	Alguns dados geoquímicos adicionais	234
8.5.3.1 -	Caracterização geoquímica – elementos maiores, menores e traços	231
8.5.3.2 -	Elementos terras raras	236
8.5.4 -	Modelamento geoquímico e petrogênese	238
8.5.4.1 -	Mecanismo de diferenciação	238
8.5.4.2 -	Protólitos dos magmas do pluton Xinguara	238
8.5.4.3 -	Discussões	244
8.6 -	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd	245
8.6.1 -	Introdução e considerações sobre a utilização dos isótopos de Nd	245
8.6.2 -	Apresentação e interpretações dos dados isotópicos	246
9 -	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	252
9.1 -	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA ARQUEANA DA REGIÃO DE XINGUARA	252

9.2 -	COMPARAÇÕES COM MODELOS ARQUEANOS	258
10 -	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	266
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	272
	ANEXOS	295
	Anexo 1 – Mapa geológico na escala 1:50.000 da região de Xinguara	
	Anexo 2 – Mapa de amostragem na escala 1:50.000	
	Anexo 3 – Análises químicas de plagioclásios	295
	Anexo 4 – Análises químicas de biotitas	300
	Anexo 5 – Análises químicas de micas brancas	310
	Anexo 6 – Análises químicas de epidotos	314
	Anexo 7 – Análises químicas de anfibólios	318
	Anexo 8 – Análises químicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras dos granitóides arqueanos de Xinguara	321
	Anexo 9 – Coeficientes de partição dos elementos terras raras e composição química dos minerais utilizados no modelamento geoquímico	328

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura	Pg.
1.1 - Mapa geológico da área de ocorrência do Granito Xinguara (Leite 1995).	08
1.2 - Mapa de localização e acesso a região de Xinguara.	12
1.3 - Mapa de amostragem da região de Xinguara.	15
3.1 - Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás.	27
4.1 - Mapa geológico da região de Xinguara.	40
4.2 - Feições geológicas do Complexo Tonalítico Caracol e do Granodiorito Rio Maria.	43
4.3 - Feições geológicas do Trondhjemitó Águas Fria.	45
4.4 - Aspectos de campo do Granito Xinguara.	47
4.5 - Mapa geológico simplificado mostrando a localização e natureza dos enclaves.	50
4.6 - Feições de campo dos enclaves contidos no Granito Xinguara.	51
5.1 - Feições macro e microscópicas do Complexo Tonalítico Caracol.	55
5.2 - Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M para o Complexo Tonalítico Caracol.	57
5.3 - Dados de química mineral (Plagioclásio e biotita) do Complexo Tonalítico Caracol.	59
5.4 - Diagramas catiónicos para as biotitas do Complexo Tonalítico Caracol.	61
5.5 - Diagrama $Al_{total} - M^{2+} - Si$ para a mica branca do Complexo Tonalítico Caracol.	64
5.6 - Tipos texturais de epidoto vs. Razão atômica $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ para os granitóides arqueanos de Xinguara.	64
5.7 - Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M para o Granodiorito Rio Maria.	66
5.8 - Aspectos microscópicos do Granodiorito Rio Maria.	68
5.9 - Classificação dos anfibólios das amostras AL-166 e AL-214 do Granodiorito Rio Maria	70
5.10 - Diagramas de correlação para os anfibólios das amostras AL-166 e AL-214 do Granodiorito Rio Maria	72
5.11 - Composições das biotitas das amostras AL-166 e AL-214 do Granodiorito Rio Maria.	75
5.12 - Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M para o Trondhjemitó Águas Fria.	77
5.13 - Aspectos microscópicos do Trondhjemitó Águas Fria.	79
5.14 - Dados de química mineral (Plagioclásio e biotita) do Trondhjemitó Águas Fria.	81
5.15 - Aspectos macro e microscópicos do Granito Xinguara.	84
5.16 - Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M para o Granito Xinguara.	86
5.17 - Aspectos microscópicos do Granito Xinguara.	91
5.18 - Composição de biotitas do Granito Xinguara.	92
5.19 - Diagramas de correlação para as biotitas do Granito Xinguara.	94
5.20 - Diagrama $Al_{total} - M^{2+} - Si$ para a mica branca do Granito Xinguara.	95
5.21 - Ordem de cristalização para os leucomonzogranitos do Granito Xinguara.	99
5.22 - Diagrama Q-A-P e Q-A+P-M para os enclaves contidos no Granito Xinguara e no Trondhjemitó Águas Fria.	104
6.1 - Mapa geológico da região de Xinguara, destacando as feições estruturais.	108
6.2 - Estereogramas mostrando o comportamento da foliação dos granitóides arqueanos de Xinguara.	109
6.3 - Aspectos estruturais do Complexo Tonalítico Caracol.	111

6.4 -	Estereogramas mostrando o comportamento da foliação do Complexo Tonalítico Caracol nos domínios noroeste e sul.	111
6.5 -	Aspectos estruturais do Complexo Tonalítico Caracol.	113
6.6 -	Bandas de cisalhamento conjugadas do Complexo Tonalítico Caracol dos domínios noroeste e sul. Esquema em planta do afloramento AL-58.	113
6.7 -	Pólos da foliação milonítica e da lineação de estiramento mineral do Complexo Tonalítico Caracol do domínio sudoeste.	115
6.8 -	Feições microestruturais do Complexo Tonalítico Caracol do domínio sudoeste.	115
6.9 -	Diagrama de Flinn (1962) para as amostras representativas dos granitóides arqueanos de Xinguara.	115
6.10 -	Pólos da foliação do Granodiorito Rio Maria.	117
6.11 -	Aspectos microestruturais do Granodiorito Rio Maria.	119
6.12 -	Feições estruturais do Granodiorito Rio Maria.	120
6.13 -	Pólos da foliação milonítica e lineação de estiramento do Granodiorito Rio Maria.	122
6.14 -	Bloco diagrama esquemático do afloramento AL-166 do Granodiorito Rio Maria.	122
6.15 -	Pólos do bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria.	124
6.16 -	Bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria.	124
6.17 -	Feições estruturais do Trondhjemito Água Fria.	125
6.18 -	Enclaves do Complexo Tonalítico Caracol no Trondhjemito Água Fria.	127
6.19 -	Mapa de trajetória da foliação da região de Xinguara.	129
6.20 -	Pólos da foliação do Granito Xinguara.	130
6.21 -	Feições estruturais do Granito Xinguara.	132
6.22 -	Mapa de distribuição das variedades microestruturais do Granito Xinguara.	134
6.23 -	Feições microestruturais do Granito Xinguara.	137
7.1 -	Digramas Idade vs. Etapa de evaporação para o Complexo Tonalítico Caracol.	149
7.2 -	Digrama Idade vs. Etapa de Evaporação para o Granodiorito Rio Maria.	153
7.3 -	Diagrama Idade vs. Etapa de Evaporação para o Trondhjemito Água Fria.	153
7.4 -	Diagrama Idade vs. Etapa de Evaporação para o Granito Xinguara.	155
7.5 -	Diagrama Idade vs. Etapa de Evaporação dos cristais de zircão da amostra AL-60B do Granito Xinguara.	155
7.6 -	Quadro estratigráfico da região de Xinguara.	161
8.1 -	Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores do Complexo Tonalítico Caracol.	164
8.2 -	Diagrama An-Ab-Or, AFM e K-Na-Ca para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	166
8.3 -	Digramas A/CNK vs. A/NK e K ₂ O vs. SiO ₂ para o Complexo Tonalítico Caracol enclaves.	167
8.4 -	Diagramas de Harker para o elementos-traço do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	169
8.5 -	Diagrama log Rb vs. log Sr para o Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	170
8.6 -	Padrões de elementos terras raras para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	172
8.7 -	Diagramas multi-elementos para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	174
8.8 -	Diagrama (La/Yb) _n vs. Ybn para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	176
8.9 -	Comportamento dos elementos compatíveis (Rb, Y) versus incompatíveis (Yb) para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves.	176

8.10 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões (La/Yb) _n (AL-210) comparados com a composição obtida no modelamento.	181
8.11 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões (La/Yb) _n (AL-166) comparados com a composição obtida no modelamento.	183
8.12 - Características geoquímicas do Granodiorito Rio Maria e rochas afins. Diagrams An-Ab-Or, AFM, K-Na-Ca e A/CNK vs. A/NK.	186
8.13 - Padrões de elementos terras raras para as amostras do Granodiorito Rio Maria e enclave quartzo-diorito.	188
8.14 - Diagramas de Harker para os elementos maiores, menores para as amostras do Trondhjemito Água Fria.	192
8.15 - Classificação geoquímica do Trondhjemito Água Fria. Diagramas An-Ab-Or, AFM e K-Na-Ca.	193
8.16 - Diagramas A/CNK vs. A/NK e K ₂ O vs. SiO ₂ para o Trondhjemito Água Fria.	195
8.17 - Diagramas de Harker para os elementos-traço para as amostras do Trondhjemito Água Fria.	196
8.18 - Padrões de elementos terras raras para as amostras do Trondhjemito Água Fria.	198
8.19 - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos incompatíveis (Ba, Rb) vs. compatíveis (Zr, Sr) para as amostras do Trondhjemito Água Fria.	200
8.20 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte (toleitos arqueanos) e do Trondhjemito Água Fria (AL-16) comparados com a composição obtida no modelamento.	203
8.21 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte (granitóides TTG) e do Trondhjemito Água Fria (AL-16) comparados com a composição obtida no modelamento.	205
8.22 - Diagramas de Harker para os leucogranitos Xinguara.	235
8.23 - Padrões de elementos terras raras e de multi-elementos para as variedades petrográficas do Granito Xinguara, comparadas com os leucomonzogranitos arqueanos.	237
8.24 - Diagrama mostrando o comportamento dos elementos incompatíveis vs. compatíveis para as amostras do pluton Xinguara.	239
8.25 - Padrões de elementos terras raras dos líquidos iniciais assumidos para o Granito Xinguara, comparados com aqueles dos líquidos obtidos no modelamento a partir da fusão de granitóides arqueanos TTG.	244
8.26 - Diagrama eNd vs. Idade (Ma) mostrando a composição isotópica de Nd dos granitóides arqueanos da região de Xinguara.	249
9.1 - Quadro simplificada da evolução geológica das rochas arqueanas da região de Xinguara.	259
9.2 - Estágios de evolução crustal da Província Superior e do Cráton Dharwar.	260
9.3 - Evolução da crosta arqueana do cratons Pilbara, Dharwar, Escudo Man e Província Hebei.	262
9.4 - Modelo de evolução para a crosta arqueana de Xinguara.	265

TABELAS

Tabela		Pg.
3.1 -	Dados geocronológicos das rochas arqueanas da Província Mineral de Carajás.	28
5.1 -	Composições modais do Complexo Tonalítico Caracol	56
5.2 -	Composições modais do Granodiorito Rio Maria	66
5.3 -	Valores de pressão (kbar) calculados para o resfriamento do Granodiorito Rio Maria.	73
5.4 -	Composições modais do Trondhjemitó Águas Frias.	77
5.5 -	Composições modais das variedades petrográficas do Granito Xinguara.	87
5.6 -	Composições modais dos enclaves.	104
7.1 -	Resultados analíticos dos zircões do Complexo Tonalítico Caracol da porção sul (AL-216).	150
7.2 -	Resultados analíticos dos zircões do Complexo Tonalítico Caracol, porção SW (AL-163).	150
7.3 -	Resultados analíticos dos zircões do Complexo Tonalítico Caracol, porção NW (AL-210C).	151
7.4 -	Resultados analíticos dos zircões do Granito Xinguara (AL-60 e XN-34).	156
7.5 -	Síntese das idades para rochas granitóides da região de Xinguara.	157
8.1 -	Resultados obtidos na modelagem geoquímica de fusão parcial de rochas toleíticas como fontes do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões (La/Yb) _n .	179
8.2 -	Resultados obtidos na modelagem geoquímica de fusão parcial de rochas toleíticas como fontes do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões (La/Yb) _n .	179
8.3 -	Características geoquímicas dos granodioritos ricos em Mg e do Granodiorito Rio Maria (GDrm) em suas diferentes áreas de ocorrência	190
8.4 -	Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de rochas toleíticas como fonte do Trondhjemitó Águas Frias.	201
8.5 -	Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de fontes crustais (Tav: Tonalito Arco Verde; GDrm: Granodiorito Rio Maria; Tonalito Caracol amostras AL-210 e AL-163) para os leucomonzogranitos do tipo 1 (LMG1) do Granito Xinguara	240
8.6 -	Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de fontes crustais (Tav: Tonalito Arco Verde; GDrm: Granodiorito Rio Maria; Tonalito Caracol, amostras AL-210 e AL-163) para os leucomonzogranitos do tipo 2 do Granito Xinguara (LMG2).	241
8.7 -	Dados de Sm-Nd para os granitóides arqueanos da região de Xinguara.	247

RESUMO

A região de Xinguara está situada na parte norte do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, na porção sudeste do Cráton Amazônico, é um terreno Arqueano onde afloram *greenstone belts* e plutons granitóides. Granitóides e gnaisses, anteriormente agrupados no Complexo Xingu, foram individualizados em duas novas unidades: (1) Complexo Tonalítico Caracol (CTc), que possui enclaves e megaenclaves de *greenstone belts* (GB); (2) Trondhjemitó Águas Frias (THaf), intrusivo no GB de Sapucaia e no CTc e contemporâneo do Granito Xinguara (Gxg), conforme os dados estruturais e geocronológicos. Corpos granodioríticos correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (GDrm), presente em outras regiões, também ocorrem em Xinguara, sendo intrusivos no CTc e cortados pelo THaf e pelo Gxg.

O CTc mostra um bandamento N-S, preservado em seu domínio NW. Esta estrutura é transposta para um *trend* WNW-ESE regional, registrado em diferentes plútons graníticos da região e também no domínio sul do CTc. O GDrm mostra enclaves máficos fortemente achatados, definindo uma foliação paralela ao *trend* regional. O THaf apresenta um bandamento magmático também de orientação próxima ao *trend* regional. O Gxg possui forma alongada segundo este mesmo *trend*. A foliação é fraca, sendo subhorizontal no centro e com mergulhos fortes na borda da intrusão. Microscopicamente, o Gxg mostra recristalização variável, mas muitas vezes moderada a forte dos feldspatos. Quanto ao esforço regional predominante na época de colocação dos granitóides, a orientação do seu eixo principal de esforço (σ_1) foi N40E horizontal. Esse esforço regional atuou durante o estágio submagmático do CTc, pois afetou o seu bandamento, formando dobras e *boudins*. Este esforço foi também responsável pela transposição de estruturas N-S para a estruturação WNW-ESE. Esforços com estas mesmas orientações geraram também as principais estruturas de deformação, desde o estágio submagmático ao *subsólido*, no GDrm, THaf e no Gxg. A orientação dos esforços, pouco variou durante as duas etapas de evolução arqueana da região.

As variações observadas na atitude da foliação do CTc sugerem que os seus corpos formaram estruturas dômicas, posteriormente obliteradas pela deformação e pelas intrusões dos granitóides mais jovens. Para o GDrm, os dados de geobarometria em anfibólio indicam uma pressão de cerca de 3 kbar, que corresponde a uma profundidade de 10 km e, portanto uma colocação em ambiente epizonal. Os efeitos de metamorfismo de contato registrados nas rochas metabásicas do GB de Identidade são coerentes com esta afirmativa e sugerem uma colocação não diapírica para este granitóide. Algumas características estruturais do Gxg, tais como a variação na intensidade e na atitude da foliação e a deformação nas suas encaixantes

sugerem uma colocação por *ballooning*. A colocação do Thaf deu-se provavelmente por diapirismo.

O CTc é um típico granitóide TTG da série trondhjemítica. Entretanto, o comportamento dos elementos litófilos e, sobretudo, terras raras, revelou duas assinaturas geoquímicas distintas em rochas desta unidade: grupos com altas e baixas razões La_n/Yb_n . O GDrM ao contrário, segue o *trend* cálcico-alcálico, é comparativamente rico em MgO e mostra características distintas das associações TTG. É similar aos granodioritos ricos em Mg de Suítes Sanukitóides. O THaf, apesar de mais novo, mostra-se similar ao CTc, no sentido de possuir afinidade com os granitóides TTG. No entanto difere do CTc, pelo enriquecimento relativo em K_2O . O Gxg mostra afinidade geoquímica com os granitóides cálcico-alcálicos fortemente fracionados, onde o alto K_2O e padrão de terras raras são indicativos de uma origem crustal.

O líquido gerador das rochas dominantes no CTc (altas razões La_n/Yb_n), seria oriundo da fusão de metabasaltos não enriquecidos, previamente transformados em granada-anfibolito. Fontes com composição similar à da média de metabasaltos arqueanos ou a dos metabasaltos de Identidade seriam adequadas para gerar tal líquido, porém a partir de diferentes graus de fusão, respectivamente 25-30% ou 10-15%. O líquido formador dos tonalitos com baixas razões La_n/Yb_n poderia também ser derivado de uma fonte similar às mencionadas, porém sem granada. Os dados de Nd indicam para o primeiro grupo fonte mantélica com pouco tempo de residência crustal. Uma amostra isolada do segundo grupo e um enclave no Gxg apresentaram valores de ϵNd negativos e idades $T_{DM} > 3,2$ Ga, sugerindo participação de uma fonte mais antiga e com maior tempo de residência crustal. O THaf pode ter sido gerado a partir de 5 a 10% de fusão de metabasaltos de composição química similar aos de Identidade, transformados em granada-anfibolito. Os líquidos do Gxg tiveram origem a partir de diferentes graus de fusão de fonte de composição similar aos granitóides TTG mais antigos.

A evolução geológica arqueana de Xinguara ocorreu em duas fases. A primeira deu-se no período de <2,95 a 2,91 Ga e revela analogias com a evolução dos crátons Pilbara (Austrália) e Dharwar (Índia). A segunda fase ocorreu a partir de 2,88 Ga, quando há fortes evidências de mudanças no comportamento da crosta. Neste estágio se daria o espessamento e estabilização da mesma, o que a tornaria mais rígida. A partir daí os processos de convergência e subducção de placas foram mais efetivos. Neste contexto, a fusão do manto enriquecido geraria o magma parental do GDrM. A fusão de granada-anfibolito da crosta oceânica subductante geraria o magma do THaf. A ascensão dos magmas do THaf e do GDrM forneceria calor para a fusão dos granitóides TTG da base da crosta e geração dos magmas graníticos do pluton Xinguara.

ABSTRACT

The Xinguara region is situated in the northern sector of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain (RMGGT), southeastern Amazonian craton. The RMGGT is composed by greenstone belts and diversified granitoid plutons. Granitoids and gneisses, formerly included indistinctly in the Xingu Complex, have been individualized in two new stratigraphic units: The Caracol tonalitic complex (CTc), which shows enclaves of the greenstone belts and the Água Fria trondhjemite (THaf). The latter is intrusive in the Sapucaia greenstone belt and in the CTc, and coeval with the Xinguara granite (Gxg). Some granodioritic bodies exposed in the Xinguara region are correlated with the Rio Maria granodiorite (GDrm). They are younger than the CTc and older than the THaf and Gxg.

The dominant regional structures follow a WNW-ESE trend, observed in the south portion of the CTc and also in the comparatively younger granitoid plutons. The CTc preserves a N-S banding in its NW sector, but this structure is transposed to the WNW-ESE regional trend. The GDrm shows strongly flattened mafic enclaves, which defines a foliation; The THaf displays a magmatic banding; The Gxg pluton has an elongated shape; all these structures follow the regional trend. The Gxg displays a weak foliation, subhorizontal at the center and dipping at high angles along the borders of the intrusion. The σ_1 axis of the regional stress during the intrusion of the granitoids was horizontal and trending N40E. The regional stress remained active during the submagmatic stage of the CTc evolution, as indicated by the presence of folds or boudins affecting its banding. It was responsible by the transposition to WNW-ESE of N-S structures. The stress field orientation was similar during the two phases of the Archean evolution of the region. This is suggested by the main submagmatic to subsolidus deformation structures in the GDrm, THaf, and Gxg.

The changing trends of the CTc foliation suggest that the CTc was formed by domical plutons, intruded and sectionated by the younger granitic intrusions. Al-in amphibole geobarometer data suggest that the GDrm crystallized under a lithostatic pressure of ~3 kbar, equivalent to a ~10 km depth. The contact metamorphic effects of the Rio Maria granodiorite in the metabasaltic rocks of the Identidade greenstone belt are coherent with this data and suggest also that its emplacement was not diapiric-controlled. The variation in the intensity and orientation of the foliation in the Xinguara pluton and the deformation imprinted on its country rocks suggest its emplacement by ballooning. The emplacement of the THaf was probably controlled by diapiric processes.

The CTc is a typical TTG, similar to those of the Archean trondhjemite series. Two different geochemical signatures have been identified in this granitoid on the basis of

accentuated contrasts in La_N/Yb_N ratios. The GDrm is different of the TTG series. It follows the calc-alkaline trend and is similar to the Mg-rich granodiorites of the Sanukite Series. The THaf is geochemically similar to the CTc and by extension to the Archean TTG, but it is comparatively enriched in K_2O . The Gxg is a high- K_2O , strongly fractionated, calc-alkaline Archean leucogranite. Its REE pattern is indicative of a crustal origin.

The dominant, high La_N/Yb_N ratio CTc group crystallized from a liquid probably originated from the partial melting of garnet amphibolites derived from 'normal' tholeiites. The latter should be similar in composition to the Archean metabasalts or to the metabasalts from the Identidade greenstone belt and the degree of partial fusion required would be, respectively, 25-30% and 10-15. On the other hand, the tonalites with low La_N/Yb_N ratios crystallized from a liquid derived from a garnet-free similar source. Nd isotopic data indicate a mantle source and a juvenile character for the tonalites of the first group. A tonalite sample of the second group and an enclave in the Gxg yielded negative ϵ_{Nd} values and >3.2 Ga T_{DM} ages. These data suggest that the tonalites of this group could derive from an older source with a longer crustal residence time. The THaf may have been generated by 5-10% partial melting of garnet amphibolites derived from metabasalts, chemically similar to the metabasalts from Identidade. The liquids of the Gxg were originated by variable degrees of partial melting of a source similar to the oldest TTG granitoids.

The Archean geologic evolution of the Xinguara region occurs in two stages. The first starts in the interval of <2.95 to 2.91 Ga and is apparently similar to those of the Pilbara and Darwhar cratons. The second stage starts at 2.88 Ga and it is coincident with a sharp change in crustal behavior. At this time, the increasing thickening and stabilization of this Archean crustal segment, turned more effective the processes of plate subduction and convergence. In this tectonic context, the partial melting of an enriched mantle wedge would generate the parental magma of the GDrm and the partial fusion of garnet amphibolites derived from the subducted ocean crust would generate the THaf magma. Finally, the upward movement of the THaf and GDrm magmas would induce the melting of the TTGs in the lower crust, thus generating the granitic magmas of the Xinguara pluton.

CAPÍTULO 1

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Os terrenos granito-*greenstone* arqueanos de vários locais do mundo são constituídos fundamentalmente por associações granitóides dominadas por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, que formam as clássicas associações TTG, e por *greenstone belts* (Condie & Hunter 1976, Kröner 1991, Kröner & Layer 1992, Martin 1993, 1994, Condie 1993, Choukroune et al. 1995, 1997, Dall'Agnol et al. 1997, Althoff et al. 2000). Entretanto, maciços graníticos *stricto sensu*, embora geralmente menos discutidos, também possuem uma distribuição areal importante nesses terrenos (Sylvester 1994, Davis et al. 1994, Leite 1995, Leite et al. 1999). Tais granitos formam plutons de dimensões variadas, normalmente intrusivos nas associações TTG. A nível de ocorrências, destacam-se os terrenos arqueanos da região de Barberton, leste do Cráton Kaapvaal, África do Sul (Condie & Hunter 1976); da Província Slave, noroeste do Escudo Canadense (Davis et al. 1994); do Cinturão Norseman-Wiluna, oeste da Austrália (Cassidy et al. 1991); Cráton Dharwar, no sul da Índia (Choukroune et al. 1995, 1997), dentre outros. Condie (1993) estima que este magmatismo potássico constitui no mínimo cerca de 20% das rochas expostas nos crátons arqueanos, superando as rochas toleíticas ($\pm 10\%$) e sendo subordinado apenas em relação às suítes TTG (35 a 50%).

No terreno granito-*greenstone* de Rio Maria, Souza et al. (1990), Macambira et al. (1991) e Duarte (1992) identificaram os granitos Xinguara e Mata Surrão, bem como pequenos corpos leucograníticos na região de Identidade, como representantes deste magmatismo granítico potássico de idade arqueana ($\sim 2,87$ Ga, Lafon et al. 1994), o qual é inteiramente distinto da associação TTG. Por sua vez, Althoff et al. (1991, 1995, 2000) executaram mapeamento geológico na região de Marajoara e identificaram outros corpos de leucogranitos arqueanos, denominados de Granito Guarantã e Mata Surrão. Nos mapeamentos geológicos executados pela CPRM (Araújo et al. 1994, Costa et al. 1995), ficou igualmente comprovado que esses corpos graníticos possuem uma distribuição bastante significativa no terreno granito-*greenstone* de Rio Maria.

Além disso, na região da Serra dos Carajás e adjacências foi identificada uma outra seqüência de leucogranitos arqueanos, definida como Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991, Jorge João et al. 1991), com idade de 2,73 Ga (Avelar et al. 1999). Idade similar foi obtida para o Granito Planalto (2,75 Ga), que ocorre na região da Serra do Rabo, a sudeste de Parauapebas (Huhn et al. 1999). Finalmente, o Complexo Granítico Estrela de afinidade alcalina e caráter

sintectônico, ocorre imediatamente a sul de Curionópolis (Barros et al. 1997). É intrusivo em rochas anfibolíticas do Supergrupo Itacaiúnas, nas quais imprimiu uma auréola tecto-metamórfica; a cristalização deste granitóides deu-se a 2,76 Ga (Barros et al. em preparação).

A importância do magmatismo potássico na evolução dos terrenos arqueanos da Amazônia Oriental acha-se, portanto, confirmada, reproduzindo-se um quadro similar ao verificado em outros continentes. Apesar disso, carece-se de estudos petrográficos e geoquímicos mais detalhados, bem como das estruturas e do mecanismo de colocação de corpos representativos desse magmatismo. Em razão do exposto, foram desenvolvidos esforços no sentido de caracterizar os granitos Mata Surrão (Duarte 1992, Duarte & Dall'Agnol 1996), Guarantã (Althoff et al. 1995, 2000, Althoff 1996) e Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1994, 1996 a b, 1997 a b, Leite et al. 1999).

O presente trabalho intitulado "*Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*", visa suprir tais carências existentes no pluton Arqueano Xinguara e em suas rochas encaixantes.

1.2 - ESTRUTURA DA TESE

A presente tese de doutorado foi elaborada no Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Pará (CG-UFPA), sob a orientação dos professores Roberto Dall'Agnol (CG/UFPA) e Fernando Jacques Althoff (UNISINOS/RS). Os trabalhos de campo e as análises químicas de rochas e minerais foram financiados com recursos da UFPA (PROINT 1999/2000) e do CNPq. As análises geocronológicas contaram com o apoio do Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO) do CG-UFPA.

A tese é composta por dez capítulos:

CAPÍTULO 1 (INTRODUÇÃO): são apresentados com base no conhecimento geológico acumulado, até então, os problemas geológicos ainda existentes sobre a evolução dos terrenos arqueanos da região de Xinguara. Em seguida são definidos os objetivos e apresentada a metodologia empregada na pesquisa.

CAPÍTULO 2 (ASPECTOS GERAIS SOBRE GRANITÓIDES E TECTÔNICA ARQUEANA): breve síntese sobre o conhecimento acerca da tectônica e do magmatismo Arqueano, abrangendo as suítes tonalítica-trondhjemítica-granodioríticas (TTG), *greenstone belts*, granodioritos ricos em Mg e granitóides de composição granítica *stricto sensu* (magmatismo potássico).

CAPÍTULO 3 (ESTADO ATUAL DE CONHECIMENTO SOBRE A GRANITOGÊNESE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS): discussão sobre a granitogênese da Província

Mineral de Carajás, incluindo aspectos referentes à contextualização tectônica regional, estratigrafia e geocronologia.

CAPÍTULO 4 (GEOLOGIA DA REGIÃO DE XINGUARA): dados referentes à geologia das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Xinguara.

CAPÍTULO 5 (CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA): petrografia e química mineral dos granitóides arqueanos de Xinguara.

CAPÍTULO 6 (GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA): descrição e interpretação das estruturas e microestruturas presentes nas rochas arqueanas da região.

CAPÍTULO 7 (GEOCRONOLOGIA POR EVAPORAÇÃO DE PB EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO): apresentação e interpretação dos dados geocronológicos Pb/Pb em monocristais de zircão das rochas arqueanas de Xinguara.

CAPÍTULO 8 (GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE XINGUARA): caracterização geoquímica das rochas estudadas, utilizando os elementos maiores, menores, traços e terras raras. No caso específico do Granito Xinguara inclui-se o artigo, publicado na *Revista Brasileira de Geociências*, volume 29(3): 429-436, de setembro de 1999, intitulado "Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone Arqueano de Rio Maria - Cráton Amazônico". São discutidos também a gênese e evolução magmática dos magmas TTG e do Granito Xinguara através de modelamentos geoquímicos.

CAPÍTULO 9 (EVOLUÇÃO GEOLÓGICA): é apresentado e discutido um modelo de evolução geológica e o modelo petrogenético da região de Xinguara.

CAPÍTULO 10 (CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS).

1.3 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Na região de Xinguara ocorrem várias unidades arqueanas (Leite 1995 e Leite & Dall'Agnol 1997a) (Figura 1.1). As seqüências metavulcânicas máficas, correlacionadas ao *greenstone belt* de Identidade (Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990, Oliveira 1993, 1994, Souza 1994, Oliveira et al. 1995), são admitidos como sendo as rochas mais antigas. Granitóides tonalito-trondhjemitos gnáissicos, termo informal adotado por Leite & Dall'Agnol (1997a), em substituição a *Complexo Xingu* na região de Xinguara, são tidos como os granitóides mais antigos, mas isto é incerto, em virtude da inexistência de dados geocronológicos conclusivos. Os dados petrográficos e geoquímicos apresentados por Leite (1995) e Dall'Agnol et al. (1996,

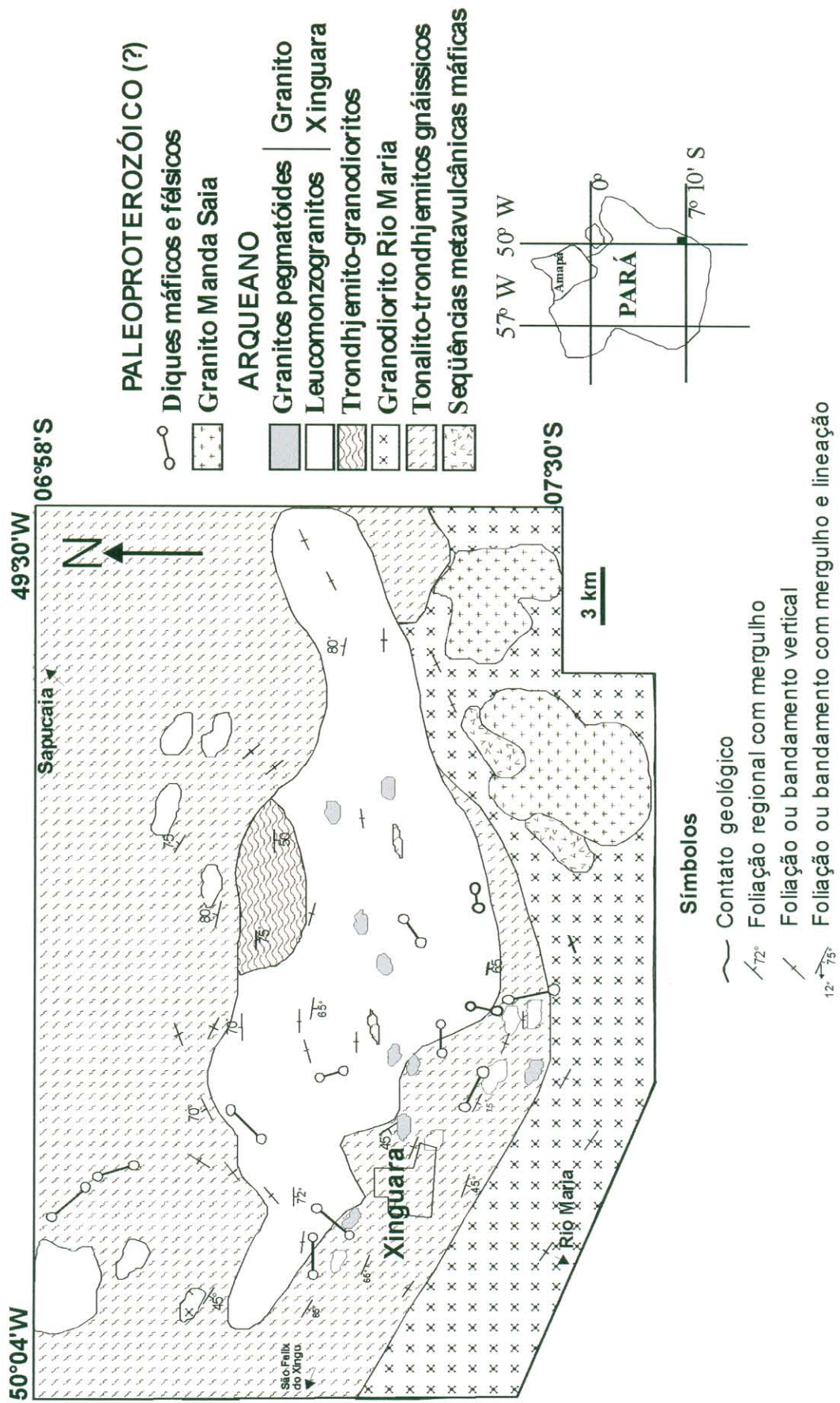


Figura 1.1 - Mapa geológico da área de ocorrência do Granito Xinguara (Leite 1995)

1997) indicam certas similaridades entre os tonalito-trondhjemitos gnáissicos de Xinguara com o Tonalito Arco Verde e o Trondhjemito Mogno. Porém, essas duas últimas unidades apresentam idades distintas, sendo necessário, portanto, datações geocronológicas dos granitóides TTG de Xinguara, para que se possa ou não correlacioná-los com as unidades mencionadas, e para definir o seu correto posicionamento estratigráfico. Outros granitóides arqueanos representados pelo Granodiorito Rio Maria, Granito Xinguara e granitóides de composição trondhjemítica-granodiorítica, também ocorrem na região. Trabalhos anteriores indicam que o Granodiorito Rio Maria da região de Xinguara seria mais jovem que os tonalito-trondhjemitos gnáissicos de Xinguara (Souza et al. 1990), mas as relações de contato entre essas unidades não foram visualizadas na área estudada por Leite (1995), sendo necessários estudos de campo e geocronológicos mais detalhados para esclarecer essa questão. Os dados disponíveis sugerem um contato tectônico, controlado por zonas de cisalhamento, entre estes dois granitóides. Admitindo-se uma correlação entre os tonalito-trondhjemitos gnáissicos da área estudada e o Tonalito Arco Verde, os primeiros seriam necessariamente mais antigos que o Granodiorito Rio Maria. Entretanto, caso parte ou o conjunto dos trondhjemito-tonalitos gnáissicos seja contemporâneo do Trondhjemito Mogno - hipótese que não poderia ser deixada de lado ao se iniciar o presente trabalho - as relações estratigráficas entre os primeiros e o Granodiorito Rio Maria seriam distintas, pois o último é cortado pelo Trondhjemito Mogno (Huhn et al. 1988). Por outro lado, os dados geocronológicos (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994) e de campo (Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990, Souza 1994) permitem afirmar que o posicionamento do Granodiorito Rio Maria é posterior à formação dos *greenstone belts*.

O Granito Xinguara é um corpo granítico alongado aproximadamente na direção E-W a WNW-ESE, coincidente com a principal foliação de idade arqueana. O granito mostra recristalização parcial de quartzo e feldspatos em grande parte do corpo. Porém, estruturas e texturas primárias ainda são facilmente reconhecidas. A orientação mineral varia de muito fraca a forte, sendo a última restrita às regiões de contato com as encaixantes. É intrusivo nos tonalito-trondhjemitos gnáissicos e no Granodiorito Rio Maria, pois engloba enclaves, mega-enclaves e lentes, de rochas textural e geoquimicamente similares aos mesmos. Granitóides trondhjemítico-granodioríticos ocorrem associados ao Granito Xinguara e, de acordo com as relações de campo, foram interpretadas por Leite (1995) como sendo contemporâneos ao mesmo e posteriores aos tonalito-trondhjemitos gnáissicos. Existe possibilidade, com base nos dados petrográficos e geoquímicos, de se correlacionar essas rochas com o Trondhjemito Mogno (Dall'Agnol et al. 1996, Leite & Dall'Agnol 1996b), o qual possui idade de cristalização similar à do Granodiorito Rio Maria (Pimentel & Machado 1994).

Embora os diversos granitóides TTG arqueanos da região de Xinguara pertençam à série trondhjemítica, as relações de campo sugerem prováveis diferenças temporais entre eles. Além disso, dados geoquímicos preliminares indicam diferenças nas fontes dos magmas ou nos processos evolutivos para os dois tipos de granitóides TTG identificados (Leite & Dall'Agnol 1996b, 1997b). Isso demonstra a necessidade de estudos complementares para esclarecer a origem dos vários granitóides TTG, bem como para definir o seu posicionamento estratigráfico.

Com base no exposto, chega-se aos problemas ainda pendentes sobre a evolução geológica da região de Xinguara, que podem ser assim sintetizados:

(i) indefinição da posição estratigráfica e do número de eventos magmáticos que originaram os TTG;

(ii) datações geocronológicas limitadas ou ausentes;

(iii) história deformacional e processos de colocação dos diferentes granitóides com interpretações ainda preliminares;

(iv) significado estratigráfico e petrogenético dos enclaves presentes nos diversos granitóides, mas sobretudo no Granito Xinguara, ainda desconhecido;

(v) inexistência de dados de química mineral e caracterização geoquímica ainda limitada dos granitóides;

(vi) ausência de informações sobre as condições de cristalização (temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio, etc.) dos magmas formadores das associações granitóides arqueanas de Xinguara;

(vii) inexistência de dados isotópicos que permitam discutir as possíveis fontes das diferentes associações magmáticas e estimar o período de sua separação ou das suas rochas-fonte do manto;

(viii) ausência de um modelo para as fontes e os processos de evolução magmática dos diferentes granitóides;

(ix) ausência de comparações entre os granitóides desta região e granitóides similares do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria e de outras províncias arqueanas;

(x) indefinição a respeito dos regimes tectônicos e termais presentes durante a formação e estabilização da crosta arqueana na região de Xinguara e suas implicações para a evolução do Terreno Granito-*Greesntone* de Rio Maria.

O melhor conhecimento destes pontos certamente deverá proporcionar um salto qualitativo no entendimento da evolução geológica do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria e, mais particularmente, dos granitóides arqueanos da região de Xinguara.

1.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área escolhida para o presente estudo situa-se na porção sudeste do Estado do Pará, mais precisamente às circunvizinhanças da cidade de Xinguara, tendo como acessos principais a rodovia pavimentada PA-150 (Marabá-Redenção) e a rodovia não pavimentada PA-279 que, liga Xinguara a São Félix do Xingu, além de diversas estradas vicinais, ramais, caminhos e trilhas. A área mapeada constitui um polígono irregular (Figura 1.2), perfazendo aproximadamente 1.450 km². Fora dos limites desta área, os trabalhos tiveram apenas um caráter de reconhecimento regional e estenderam-se até o município de Sapucaia a norte, Serra das Andorinhas a sudeste e Cinturão Araguaia a leste.

1.5 - OBJETIVOS DA TESE

Tendo em vista os problemas geológicos relacionados ao Granito Xinguara e suas encaixantes na área especificada, são objetivos deste trabalho:

- Elaborar um mapa geológico da região de Xinguara na escala 1:50.000.
- Identificar as diferentes seqüências TTG e definir sua distribuição geográfica e posicionamento estratigráfico.
- Compreender melhor o significado dos diferentes enclaves do Granito Xinguara.
- Esclarecer a evolução estrutural e a história deformacional deste segmento do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria, enfatizando os processos de colocação e deformação do Granito Xinguara.
- Aprofundar a caracterização geoquímica e mineralógica dos granitóides, reavaliando com base nisso as séries magmáticas a que pertencem, procurar estimar os parâmetros reinantes durante as suas respectivas cristalizações.
- Determinar as idades das diferentes séries magmáticas arqueanas presentes na região de Xinguara.
- Procurar definir as fontes dos magmas geradores do Granito Xinguara e dos granitóides TTG encaixantes e propor modelos de evolução petrológica para os mesmos.
- Comparar este segmento de crosta continental arqueana com àqueles observados em áreas adjacentes e em outros crátons arqueanos.

1.6 - MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO E ANÁLISE DA SUA UTILIZAÇÃO

Afim de alcançar os objetivos enunciados foram utilizados diversos métodos e técnicas de investigação inerentes ao tema e compatíveis com os assuntos abordados.

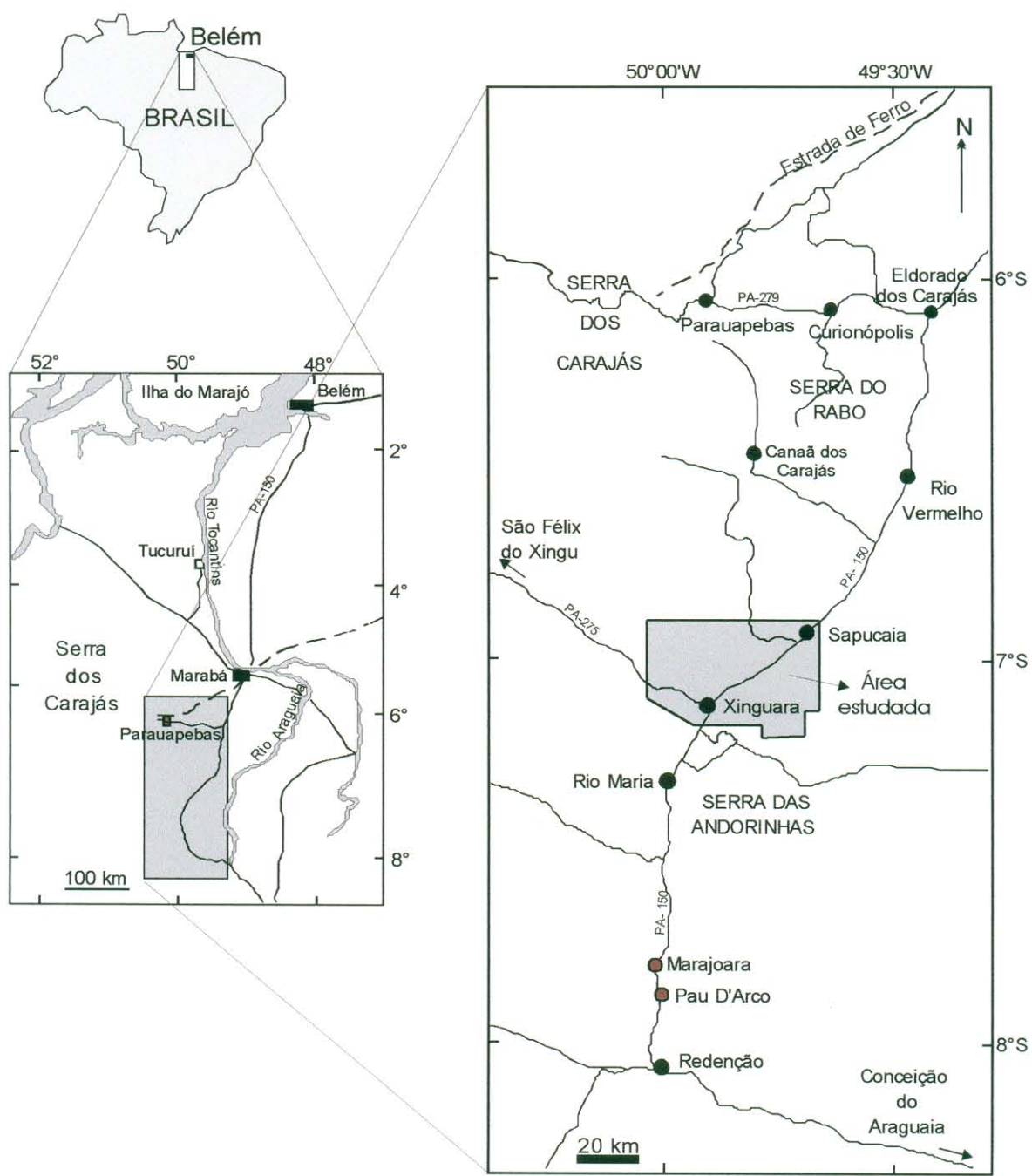


Figura 1.2 - Mapa de localização e acesso à região de Xinguara.

1.6.1 - Pesquisa bibliográfica

Foram compilados os dados existentes sobre a geologia regional da área. Além disso foram analisados artigos e livros sobre temas relacionados à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução estrutural, petrologia, geoquímica, geocronologia e geoquímica isotópica. Foi destinada maior atenção ao magmatismo tonalítico-trondhjemitico-granodiorítico (TTG) e aos leucogranitos potássicos arqueanos..

1.6.2 - Mapeamento geológico

Mapeamento geológico em escala 1:50.000 da área de afloramento do Granito Xinguara e de suas encaixantes, utilizando como apoio folhas topográficas do IBGE, na escala 1:100.000, fotografias aéreas na escala 1:45.000 do Projeto Araguaia, imagens de radar nas escalas 1:100.000 e 1:250.000 e imagens de satélite na escala 1:100.000 (bandas 04 e 05 do *Landsat*) gentilmente cedidas pela CPRM/Belém, bem como imagens com superposição de dados aerogeofísicos (magnetometria e radiometria) elaboradas pelo geólogo Armínio Vale da CPRM/Belém.

No mapeamento, numa primeira fase foram feitos perfis ao longo das estradas, preferencialmente aquelas transversais à orientação regional dominante. Foram utilizados bússola, GPS e odômetro com precisão de 100 metros, como apoio na coleta sistemática e localização criteriosa de amostras, para a obtenção de dados geológicos e estruturais, bem como para o levantamento de estradas e caminhos que não constavam nos mapas disponíveis.

Em uma segunda etapa, deu-se ênfase no levantamento de dados estruturais (foliações, lineações) no estudo em detalhe de zonas de cisalhamentos na coleta de amostras para análises petrográficas, microestruturais, geoquímicas e geocronológicas, e no estudo mais minucioso dos enclaves e das rochas micáceas. Foram levantados na área mapeada 266 afloramentos das diferentes unidades. Em áreas adjacentes foi efetuado apenas um reconhecimento geológico.

1.6.3 - Petrografia

Foram realizadas descrições macroscópicas das amostras coletadas para posterior seleção e confecção de lâminas delgadas para estudo microscópico. Este concentrou-se inicialmente nas amostras do Granito Xinguara, mas posteriormente abrangeu as demais unidades. Foram confeccionadas cerca de 200 lâminas delgadas, nas quais foram analisadas feições texturais, deformacionais e transformações mineralógicas tardi a pós-magmáticas. As descrições petrográficas e a análise textural envolveram o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, forma, presença de inclusões, estruturas de deformação, bem como

suas relações de equilíbrio com as outras fases presentes, caracterização de paragêneses magmáticas e pós-magmáticas, e definição da ordem de cristalização magmática. Foram realizadas análises modais das amostras mais representativas das unidades mapeadas, utilizando-se um contador eletrônico de pontos da marca *Swift*, e sendo priorizadas as amostras selecionadas para o estudo geoquímico. Foram contados em média 2.000 pontos para cada amostra do Granito Xinguara e 1.600 a 1.800 pontos para os demais granitóides. As análises modais permitiram classificar e caracterizar melhor os diversos granitóides estudados, seguindo as recomendações da Comissão do IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre et al. 1989). A localização das amostras laminadas e daquelas em que foram realizadas análises modais constam da Figura 1.3 e Anexo 2.

1.6.4 – Geologia estrutural

Em duas das diversas campanhas de campo realizadas foi dada prioridade para o levantamento a nível mesoscópico das estruturas planares e lineares (foliação, lineações minerais e de estiramento, bandas de cisalhamento, dobras, eixos de dobras, clivagens, plano-axiais, crenulações, *boudins*) foram observados e registrados sistematicamente e a definição de suas atitudes, com o intuito de definir o quadro geométrico das estruturas nas rochas da região de Xinguara. Foram realizadas cerca de 65 medidas de foliação e lineação. Utilizou-se critérios cinemáticos, em particular aqueles relacionados as estruturas assimétricas (em falhas, dobras e minerais).

Em laboratório foram realizadas análises de estruturas deformacionais em seções delgadas orientadas, visando a caracterização do regime de deformação e de processos termotectônicos. Para tanto, foram coletadas amostras orientadas no campo e delas foram confeccionadas cerca de 30 lâminas delgadas, segundo os planos XZ e YZ da deformação finita.

Os dados obtidos no campo e em laboratório foram integrados, plotados em vários diagramas, analisados e comparados com aqueles resultantes de estudos semelhantes desenvolvidos em outras regiões do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

Foi feita também análise da deformação, a fim de determinar os tipos de elipsóides de deformação finita e o regime de deformação. Foram utilizados os feldspatos como marcadores. Em lâminas delgadas orientadas (planos XZ e YZ), os contornos dos feldspatos foram digitalizados com a ajuda do sistema de análise videográfica do CRPG – Nancy (Lapique et al. 1988). Foi utilizado o método de Panozzo (1984), modificado por Lapique (1987). Este método, também denominado método dos diâmetros de Féret, consiste em uma análise estatística da

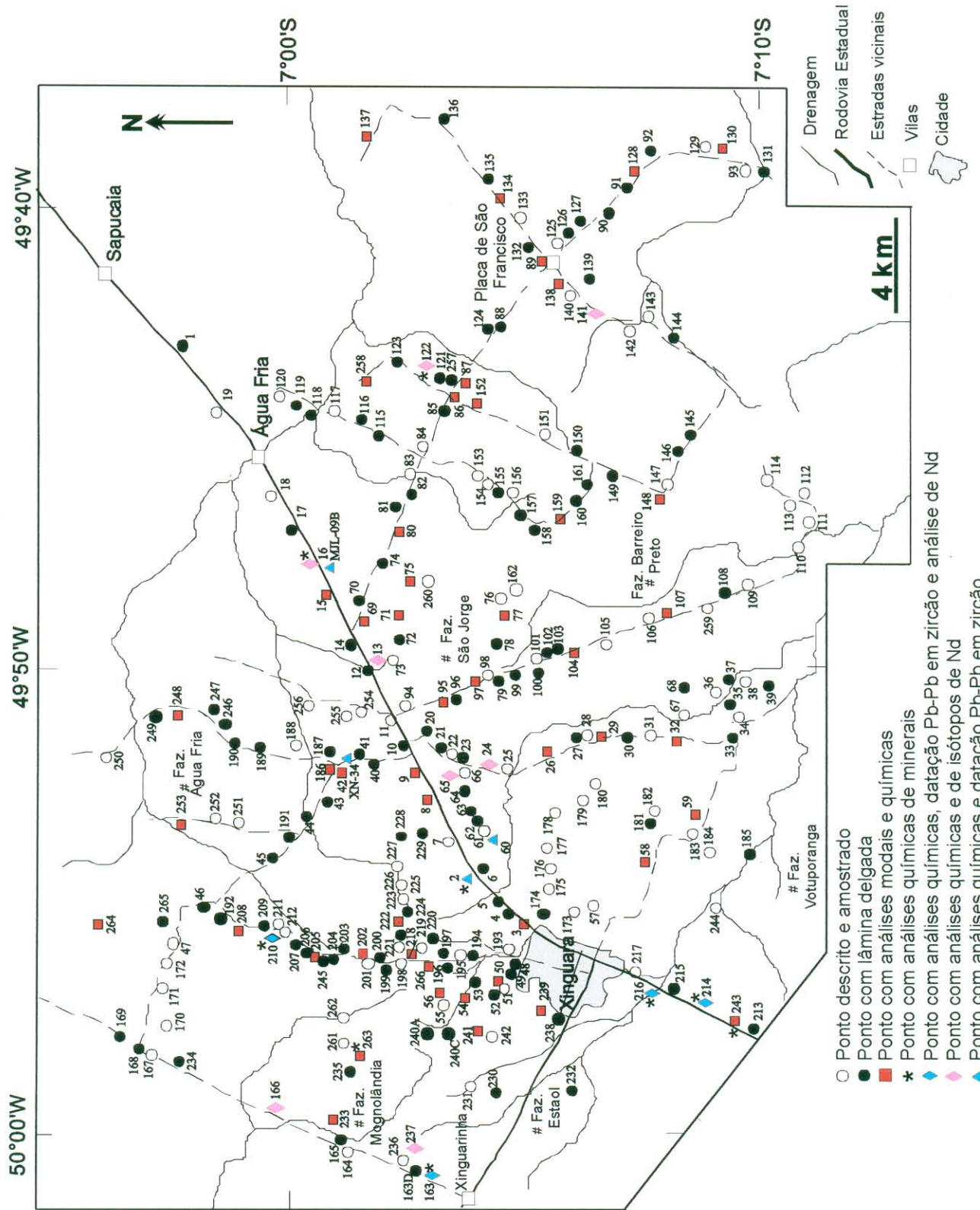


Figura 1.3 - Mapa de localização das amostras estudadas.

forma e da posição dos marcadores considerados. O método parte do princípio de que em uma rocha não deformada a orientação dos contatos entre os grãos é aleatória. A determinação dos elipsóides foi feita com base nas relações axiais X:Y e Y:Z. A digitalização dos perímetros dos feldspatos em seções XZ e YZ permitiu o cálculo das relações axiais (Rs) das elipses de deformação marcadas pelos eixos X e Z e pelos eixos Y e Z. As relações axiais das elipses de deformação marcadas pelos eixos X e Y foram calculadas através da seguinte relação: $Rs(XZ) = Rs(XY) \times Rs(YZ)$. Com base nos valores de Rs (XY) e Rs (YZ) foram definidos os elipsóides de deformação finita em diagrama de Flinn (1962).

1.6.5 – Geoquímica

Foram aproveitadas as análises químicas obtidas durante o mestrado do autor (Leite 1995). Naquela etapa, foram realizadas análises químicas em rocha total em 41 amostras das unidades estudadas.

Vale ressaltar que todas as amostras a serem analisadas foram submetidas a todas as etapas de preparação para análises químicas, ou seja: trituração, pulverização, homogeneização e quarteamento, visando obter uma representatividade adequada do material.

Grande parte das análises de elementos maiores e menores anteriormente disponíveis (Leite 1995) foi realizada nos laboratórios da Companhia ALBRAS (Barcarena-PA), por fluorescência de raios-X, sob a supervisão do técnico R. Nonato Oliveira. As análises de FeO e perda ao fogo (PF) foram realizadas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA, pelo químico Natalino Valente. Na determinação do FeO foi empregada a metodologia de via úmida por titulometria com dicromato de potássio. No caso da perda ao fogo, as amostras foram pesadas e levadas ao dissecador e, posteriormente, submetidas a temperaturas próximas a 1000 °C. Os elementos traços Rb, Sr, Zr, Nb e Y, foram analisados no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Centro de Geociências da UFPA. Os elementos terras raras, bem como Th, Ba, Ta, Ga, U e Hf, foram analisados por esse mesmo método no Laboratório LAKEFIELD GEOSOL.

Ampliou-se principalmente o número de análises químicas dos granitóides TTG, do Granodiorito Rio Maria e dos enclaves contidos no Granito Xinguara. Amostras adicionais dessas unidades, previamente selecionadas no estudo petrográfico, foram analisadas no Laboratório LAKEFIELD GEOSOL. Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e PF, em % em peso), e certos elementos-traço (Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Hf, Ta, Ba, Ga, Th, U, em ppm) foram analisados por fluorescência de raios-X. Em amostras

representativas dos diversos granitóides, foram analisados por ICP, no mesmo laboratório, os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu, em ppm).

O conjunto de dados obtidos, aliado aos estudos geológicos e petrográficos, permitiu discriminar e classificar com maior segurança os diversos granitóides arqueanos da região de Xinguara, bem como compará-los com outros granitóides. Para tanto, foram utilizados diagramas de variação do tipo Harker (1965), envolvendo os óxidos maiores plotados contra sílica (índice de diferenciação), bem como diagramas de elementos binários, contrapondo elementos ou razões de elementos incompatíveis, tais como K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Y, Zr, K/Rb, Sr/Ba, Rb/Sr, Nb/Y, Rb/Zr. Foram confeccionados também, diagramas multielementos e de terras raras para definir a assinatura geoquímica.

Estes dados geoquímicos, associados aos de química mineral, também foram utilizados em modelamentos geoquímicos, que visam definir os processos (cristalização fracionada, fusão parcial, mistura de magmas, assimilação das encaixantes, etc.) que controlaram a evolução magmática dos granitóides TTG e do Granito Xinguara. Para tanto, foram utilizados programas como MODULUS (Knoper 1989), XLFRAC (Stormer & Nicholls 1978) e TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França).

1.6.6 - Análises de minerais por microsonda eletrônica (Química Mineral)

Foram realizadas análises em microsonda eletrônica Cameca-SX-50, de forma quantitativa (WDS) e/ou semiquantitativa (EDS) no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), nos principais minerais dos diversos granitóides arqueanos estudados. O objetivo dessas análises foi caracterizar com maior precisão as fases minerais presentes nas rochas estudada e aprimorar com base nisso as estimativas das condições reinantes durante suas cristalizações; compreender melhor os processos evolutivos dos granitóides através de eventuais mudanças composicionais das fases minerais neles presentes. As fases minerais selecionadas foram anfibólio, biotita, plagioclásio, mica branca e epidoto. Foram dosados sistematicamente os óxidos SiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e mais TiO₂, MnO, F e Cl nas fases máficas.

O tratamento de dados visando o cálculo para determinação das fórmulas estruturais, classificação e nomenclatura foi feito com o auxílio do *software* Minpet, planilhas *Excel*, CLASSANF (Currier 1997) e, adicionalmente, artigos direcionados ao tema (Foster 1960, Czanmaske & Wones 1973, Dymek 1983, Deer et al. 1992, Nachit et al. (1995), Leake et al. 1997, Rieder et al. 1998, por exemplo).

1.6.7 - Geocronologia e geoquímica isotópica

Vários granitóides estudados foram datados no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) em colaboração com o Prof. Moacir J. B. Macambira, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. A metodologia, discutida em maior detalhe no capítulo sobre geocronologia, foi desenvolvida por Köber (1986), sendo sua adaptação para o LGI discutida por Macambira et al. (1994), Moura et al. (1996) e Gaudette et al. (1998).

Foram executadas cinco datações assim distribuídas: três amostras em rochas tonalíticas (domínios NW, SW e sul da área) e duas amostras do Granito Xinguara.

Os estudos isotópicos envolveram sobretudo análises dos isótopos de Sm e Nd, em amostras de idade já conhecida, havendo determinação das razões isotópicas e do ϵ_{Nd} . As determinações foram efetuadas nos laboratórios do Serviço Geológico da Finlândia em colaboração com o Professor O. Tapani Rämö da Universidade de Helsinque.

CAPÍTULO 2

2 - ASPECTOS GERAIS SOBRE GRANITÓIDES E TECTÔNICA ARQUEANA

O Arqueano compreende um longo período de evolução da Terra (4,6 - 2,5 Ga). Representa mais de um terço de sua história, ao final do qual formou-se cerca de 80% do volume atual da crosta continental (Condie 1981, Taylor & McLennan 1981, 1985, Choukroune et al. 1995).

2.1 – A CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA

O Arqueano foi um período muito ativo tectonicamente e alguns autores acreditam que a maioria da crosta continental foi gerada antes de 4,0 Ga (Fyfe 1978, Reymer & Schubert 1984); outros defendem que a taxa de diferenciação em relação ao manto aumentou bastante no período de 4,0 a 2,5 Ga, diminuindo a seguir progressivamente até os dias de hoje (Veizer & Jansen 1979)), mas sem dúvida uma proporção significativa da crosta foi gerada entre 3,0 a 2,5 Ga.

A origem da crosta continental ainda não está bem estabelecida. Núcleos de zircões herdados em metaquartzitos do Cráton Yilgarn (Austrália) com idade de 4,2 a 4,3 Ga sugerem que já havia uma crosta continental durante os primeiros 500 Ma de existência da Terra (Froude et al. 1983, Compston & Pidgeon 1986). As rochas crustais mais antigas conhecidas mostraram idades de 3,96 a 3,7 Ga e correspondem ao Gnaiss Acasta da Província Slave no Canadá (Bowring et al. 1989), gnaisses Amitsoq (Groenlândia) e Uivak (Labrador) no Cráton Atlântico Norte (Kinny 1986, Schiotte et al. 1989), Gnaiss Itsaq na Groelândia (Nutman et al. 1996) e Gnaiss Enderby na Antártica (Black et al. 1986).

Choukroune et al. (1995) e Choukroune (2000) enumera uma série de características litológicas, metamórficas e estruturais notáveis e particulares dos terrenos arqueanos:

- (1) ausência de metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura;
- (2) gradiente de temperatura maior do que o atual;
- (3) o Arqueano é o período de formação de crosta continental granítica por excelência;
- (4) não há material oceânico nem suturas claramente identificados, mas sim uma dualidade litológica incomum nos períodos mais recentes da crosta terrestre (de um lado seqüências TTG e de outro os cinturões de rochas verdes ou *greenstone belts*).
- (5) A deformação crustal é geralmente marcada por variações acentuadas, no mergulho e na direção dos planos axiais de estruturas e trajetórias dos planos de achatamento.

Na verdade a dinâmica arqueana pode ser situada entre dois tipos de hipóteses extremas ou concorrentes: uniformitaristas e transformistas. Os modelos uniformitaristas partem do princípio de que processos semelhantes à tectônica de placas operaram desde o Arqueano Inferior. Assim a acreção e destruição de placas de modo aproximadamente equivalente ao que ocorre nas margens de placas convergentes e divergentes atuais, teria sido o mecanismo controlador da formação da crosta arqueana (Condie 1981, Abbott & Hoffman 1984, Campbell & Jarvis 1984, Martin 1986, Nutman & Collerson 1991, De Wit et al. 1992, Kröner & Layer 1992, Windley 1993, 1998). Em síntese, esta hipótese privilegia a ação de forças de superfície e a presença precoce de microcontinentes rígidos, que durante suas convergências, vão ter seus limites deformados por colisões comparáveis às conhecidas atualmente. Isto ocasionaria uma tectônica horizontal com o predomínio de encurtamento, cavalgamentos e empilhamento (Gorman et al. 1978, Platt 1980, Nisbet & Fowler 1983, De Wit et al. 1992). Já os modelos transformistas supõem que existiram mudanças nos mecanismos de crescimento da crosta com o passar do tempo geológico e que a interação entre placas tornou-se importante somente a partir do Proterozóico (Choukroune et al. 1995, 1997). Os modelos transformistas, ao contrário dos uniformitaristas, privilegiam a ação de forças de volume no interior dos protocontinentes, capazes de promover uma tectônica vertical, comandada pela gravidade, capaz de formar bacias preenchidas por *greenstones* e de causar subsidência deste material entre diápiros de granitóides TTG (Drury 1977, Bouhallier et al. 1993, Choukroune et al. 1995, Choukroune 2000).

2.2 - COMPOSIÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL ARQUEANA

Os terrenos arqueanos são normalmente conhecidos pela sua dualidade litológica, ou seja, conjuntos superpostos formados pelas seqüências tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) e por coberturas vulcano-sedimentares: os cinturões de rochas verdes ou *greenstone belts* (Choukroune et al. 1995, Choukroune et al. 1997). Um exemplo de terreno Arqueano com estas características é o Cráton Dharwar no sul da Índia. Mais recentemente, Sylvester (1994) enfatizou a importância de rochas de composição granítica *stricto sensu* como constituintes essenciais dos crátons arqueanos.

2.2.1 – Série tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG)

A crosta arqueana é formada predominantemente pelas suítes TTG (Jahn et al. 1981, Martin 1993), que seguem o *trend* cálcico-alcálico pobre em K_2O de Lameyre & Bowden (1982). Os TTGs são relativamente pobres em elementos ferromagnesianos ($Fe_2O_3+MgO+TiO_2$

≤ 5), possuem baixas razões $K_2O/Na_2O < 0,5$ (Barker 1979, Martin 1993) e seguem o *trend* de diferenciação trondhjemítico, distinguindo-se assim das séries cálcico-alcálicas típicas, formadas nas zonas de subducção fanerozóicas. Os elementos terras raras são fortemente fracionados e a razão $(La/Yb)_n$ pode alcançar 150, pois o conteúdo de Yb é relativamente baixo ($0,3 \leq Yb \leq 7,5$). Não exibem anomalias significativas de Eu e possuem anomalias negativas de Nb, Ta e Ti (Martin 1993).

Martin (1993) faz uma síntese dos principais modelos propostos para explicar a gênese dos TTG, destacando os seguintes: (i) cristalização fracionada de um magma basáltico; (ii) fusão parcial direta do manto; (iii) fusão parcial de grauvacas maduras; (iv) fusão parcial de eclogito ou granulito básico; (v) fusão parcial de anfíbolito com granada. Este mesmo autor, baseado em dados geoquímicos e experimentais, propôs um modelo em três estágios para a gênese dos TTG:

Estágio 1 - fusão parcial do manto gerando grande quantidade de magma toleítico;

Estágio 2 - esses toleititos, transformados em granada anfíbolitos, são parcialmente fundidos e originam o magma parental dos TTG, deixando um resíduo de hornblenda + granada + clinopiroxênio + plagioclásio;

Estágio 3 - cristalização fracionada, principalmente de hornblenda + plagioclásio produzindo a suíte diferenciada TTG.

As rochas mais antigas da suíte TTG são conhecidas na literatura como gnaisses cinza (Jahn et al. 1981, Kröner & Layer 1992). Alguns dos melhores exemplos destas rochas estão expostos no oeste da Groelândia, leste do Labrador, Canadá, na Província Wyoming nos Estados Unidos, na Finlândia, no oeste da Austrália, no sul da Índia, África do Sul. Muitas dessas rochas de grau anfíbolito a granulito revelam uma história estrutural complexa não observada nos *greenstone belts*. Datações em zircão revelam que alguns *greenstone belts* são mais jovens do que estes gnaisses (Compston & Kröner 1988).

Estes gnaisses de acordo com Myers (1976) intrudiram na forma de folhas dentro da crosta continental mais antiga. Foram envolvidos imediatamente por uma intensa deformação, culminando com cavalgamentos em grande escala e espessamento crustal.

2.2.2 - Greenstone belts

Os *greenstone belts* formam corpos alongados e irregulares que estão quase sempre em contato com os granitóides TTG. Eles são constituídos por proporções variadas de rochas metassedimentares, formadas a partir de argilitos, rochas carbonáticas, cherts, quartzitos e formações ferríferas bandadas (BIF's) (Condie 1980), associados a seqüências vulcânicas.

Estas são dominantes, sendo geralmente bimodais, consistindo de rochas ricas em Mg que variam de máficas a ultramáficas (komatiitos e basaltos komatiíticos; Arndt & Nisbet 1982, Souza et al. 1988, 1997) e por variedades félsicas geralmente menos abundantes e de composição dacítica a riodacítica (Condie 1981, Souza & Dall'Agnol 1996). Alguns autores consideram que os teores elevados de MgO dos komatiitos refletem o alto grau de fusão parcial do manto superior, a partir do qual estas rochas foram geradas (Warren 1984, Richter 1985).

Os *greenstone belts* são variavelmente deformados, geralmente de grau metamórfico baixo, todavia também ocorrem alguns corpos com alto grau metamórfico. A deformação dos *greenstone belts* foi inicialmente atribuída a uma tectônica vertical (Anhaeusser 1975), porém Kröner & Layer (1992) sugerem um forte encurtamento horizontal e cavalgamento em vários corpos. Estes corpos foram verticalizados tectonicamente, tornando-se difícil reconstruir a sua estratigrafia original (Kröner 1991). As relações estratigráficas entre os *greenstone belts* e os granitóides TTG adjacentes são geralmente mal definidas, sendo freqüentemente inferidas a partir das feições estruturais. Em geral a sua idade só pode ser definida através de datações em zircões por métodos geocronológicos acurados.

2.2.3 - Granodioritos ricos em MgO

Granodioritos ricos em Mg ocorrem como intrusões nos segmentos de crosta constituídos pelas associações granitóides TTG e são descritos com detalhe na Província Superior no Canadá (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991). São petrograficamente constituídos por dioritos e granodioritos. São distintos dos granodioritos que ocorrem nas associações TTG, devido aos seus altos teores de MgO, Cr e Ni e possuem afinidade com as séries cálcico-alcalinas (Stern & Hanson 1991, Jaynananda et al. 1992, Althoff et al. 1995, 2000, Althoff 1996), embora também se distingam das mesmas em diversos aspectos.

2.2.4 - Granitos *stricto sensu*

Contrariamente a muitos autores, Sylvester (1994) considera que os granitos *stricto sensu* (magmatismo potássico) são um constituinte comum e bastante volumoso dos crátons arqueanos. Alguns desses granitos ocorrem como gnaisses bandados, metamorforizados, porém a maioria forma plutons moderadamente foliados que preservam ainda sua textura e mineralogia ígnea. Talvez a característica mais marcante dos plutons graníticos arqueanos seja suas colocações quase sincrônicas nos vários crátons, sempre intrusivos nos granitóides e gnaisses TTG e *greenstone belts*. Estes plutons formam assim grandes províncias ígneas que

representam claramente eventos magmáticos diferentes daqueles que produziram os TTGs e as rochas vulcânicas félsicas dos *greenstone belts*.

Com ênfase em geoquímica, Sylvester (1994) distinguiu em vários crátons arqueanos diferentes grupos de leucogranitos arqueanos - cálcico-alcálicos, fortemente peraluminosos e alcalinos. Os plutons onde eles ocorrem consistem principalmente de granodioritos e granitos verdadeiros, com quantidades subordinadas de tonalitos. Dentro de um mesmo cráton, plutons alcalinos tendem a ser um pouco mais jovens do que os cálcico-alcálicos e fortemente peraluminosos, embora haja exemplos onde eles são mais antigos (Cráton de Dharwar).

De acordo com Kröner (1991), volumosas intrusões de rochas granitóides ricas em K_2O marcaram a estabilização dos crátons arqueanos. A gênese e intrusão destas rochas plutônicas estão intimamente ligadas à deformação e metamorfismo da litosfera, durante eventos tectônicos convergentes, transpressivos ou extensionais (Barton & Hanson 1989).

A formação desse magmatismo dá-se em curto período de tempo, situando-se em geral algumas dezenas de milhões de anos antes da estabilização (Ridley 1992). Admite-se, em geral, que sejam derivadas de fusão parcial de granitóides similares às associações TTG arqueanas ou cristalização fracionada de magmas do tipo TTG (Condie & Hunter 1976, Cassidy et al. 1991, Kröner 1991, Kröner & Layer 1992, Ridley 1992, Sylvester 1994, Davis et al. 1994).

2.3 – MODELOS TECTÔNICOS PARA OS TERRENOS ARQUEANOS

Alguns modelos tectônicos pioneiros para os terrenos gnáissicos arqueanos e os *greenstone belts* admitem o predomínio de esforços verticais, induzidos por instabilidades gravitacionais e a colocação de volumosos batólitos granitóides (Anhaeusser 1973, Gorman et al. 1978, Mareschal & West 1980). A partir da descoberta nos terrenos gnáissicos de alto grau mais antigos de extensas dobras recumbentes, cavalgamento horizontal e formação de nappe (Myers 1976) este modelo foi bastante atingido. Platt (1980) contestou o modelo de tectônica vertical com base em evidências de cavalgamento de baixo ângulo em *greenstone belts*. Mais recentemente, o modelo de tectônica vertical foi denominado de domos e bacias por Choukroune et al. (1995). Em síntese, este modelo admite a existência de um protocontinente estabilizado, o qual foi retrabalhado por plumas termais e assim haveria o afundamento das bacias *greenstone belts* em meio a ascensão de diápiros tonalíticos, o conjunto seria submetido a ação de esforços compressivos, que seriam responsáveis pela verticalização da foliação (Choukroune et al. 1997). Cavalgamentos de baixo ângulo não ocorrem neste modelo e transcorrências são previstas, apenas no limite entre diápiros e *greenstone belts*.

Em função de suas características estruturais muito específicas a crosta arqueana é objeto de um debate que dura desde a entronização da Tectônica de Placas. Hoje em dia discute-se bastante a existência ou não do processo de tectônica de placas no Arqueano. Alguns autores acreditam que é possível adaptar o modelo de tectônica de placas aos tempos arqueanos (Kröner 1991, Kröner & Layer 1992, Martin, 1993, 1994).

Existem muitas especulações sobre o tamanho das placas continentais arqueanas, seus movimentos relativos e sobre a velocidade dessas placas. A maioria das conclusões foi baseada em considerações sobre a evolução termal da Terra e em modelos de crescimento crustal, os quais requerem um rápido e precoce crescimento da crosta continental (Bickle 1978, Christensen 1985, Richter 1985, Kröner 1991, Kröner & Layer 1992). Uma conclusão bastante comum é que os altos fluxos de calor no Arqueano a razão elevada de acreção do arco necessitariam de movimentos de placas muito mais rápidos (Dewey & Windley 1981). Uma proposta alternativa é que a extensão total da cadeia meso-oceânica e as zonas de subducção foram bem maiores no Arqueano. Ou seja, a Terra arqueana consistiu de um mosaico de numerosas placas pequenas que se movimentavam constantemente (Hargraves 1986, Kröner 1991, Kröner & Layer 1992).

2.4 - FORMAÇÃO DA CROSTA INICIAL

Segundo Martin (1993), as rochas formadas durante o Arqueano são diferentes das modernas, tanto em composição como em proporção relativa. Este autor exemplifica com o caso dos komatiitos, os quais são praticamente restritos ao Arqueano, enquanto as rochas peralcalinas são desconhecidas antes de 2.5 Ga e os andesitos aparecem em quantidades significativas somente a partir do Proterozóico. Este mesmo autor admite que estas mudanças de regime magmático foram interpretadas como uma consequência do resfriamento progressivo da Terra, e exemplifica com base na elevada produção de calor durante o Arqueano que resultou em altos graus de fusão parcial do manto superior, explicando assim a formação dos komatiitos, rochas com alto MgO. A ausência de eclogitos (exemplos típicos de rochas formadas por tectônica de placas) nos terrenos arqueanos também refletiria a produção elevada de calor na história precoce da Terra.

Condie (1980) sugeriu que a primeira crosta basáltica foi reciclada no manto através de zonas de subducção ao longo de margens de placas. Kröner (1991) acha improvável que a primeira crosta solidificada sobre um manto viscoso, quente e convectivo, tivesse a rigidez das placas atuais e que a geometria de interação das placas fosse similar as atuais. Condie (1993) modificou seu modelo anterior e defende a reciclagem de uma crosta oceânica inicial

komatiítica espessa através de uma dupla subducção e considera que a diferença de densidade entre komatiitos e o manto superior parcialmente fundido seria a força para o começo da tectônica de placas, como também sugerido anteriormente por Arndt (1983).

Modelos petrogenéticos (Johanson & Wyllie 1988) e geoquímicos (Jahn et al. 1984, Martin 1993, 1994) sugerem dois mecanismos principais para produzir as rochas da suíte TTG a partir de precursores máficas ricas em anfibólio e granada: (1) fusão do manto induzida por subducção e acreção do magma precursor dos TTG para a zona de raiz de um arco complexo e (2) *underplating* magmático abaixo da crosta mais antiga ou colocação do precursor próximo ao contato crosta-manto através da atividade de plumas termais ou abaixo de estruturas de *rifts*. Windley & Smith (1976) e Condie (1993) preferem a primeira hipótese por causa das semelhanças gerais entre as suíte TTG arqueana e seus equivalentes gnáissicos com os modernos granitóides de ambiente de arco. Martin (1986, 1987) mostra diferenças geoquímicas significativas entre os granitóides antigos e os do Fanerozóico, e sugere que a suíte TTG foi gerada a partir da fusão de basaltos anidros a profundidade relativamente pequena (15 kbar, 650-700 °C).

A reconstrução de processos tectônicos atuantes na Terra anteriormente à preservação da primeira crosta (>3,9 Ga), permanece como matéria de especulação. Os modelos variam de tectônica verdadeira envolvendo uma litosfera rígida (Abbott & Hoffman 1984) até o modelo de *ice floe*. Neste pequenas placas de espessura variável deslizam e as camadas mais finas são dragadas para dentro do manto (Kröner 1991). Entretanto, em torno de 3,8 Ga, a existência de blocos crustais de tamanho, espessura e rigidez suficientes, deve ter permitido a formação de fusões intracrustais substanciais e a deposição de sedimentos clásticos, tais como na seqüência de Isua e Akilia no oeste da Groenlândia que contém zircões detríticos com idade de 3,89 Ga (Kinny 1986).

De acordo com Kröner (1991) e Kröner & Layer (1992) seria razoável admitir que a diferenciação em e ao longo das pequenas placas iniciais, se deu amplamente por fluxo plástico, facilitado pela grande quantidade de magma colocado ao longo da interface crosta-manto e pela sua ascensão subsequente para níveis mais elevados. Muitos desses corpos intrudiram, provavelmente, como finas camadas (Myers 1976).

CAPÍTULO 3

3 - ESTADO ATUAL DE CONHECIMENTO SOBRE A GRANITOGÊNESE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

3.1 – ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A Província Mineral de Carajás possui idade arqueana (Machado et al. 1991, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Macambira et al. 2000). Costa et al. (1995) distinguiram nesta região três domínios tectônicos: Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Medeiros et al. 1987), limitado a norte e a sul pelos demais domínios, denominados de Cinturões de Cisalhamento Itacaiúnas e Pau D'Arco, respectivamente. Entretanto, Althoff et al. (1991, 1995), Althoff (1996) e Dall'Agnol et al. (1996, 1997), não consideram que o Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco seja um domínio tectônico distinto e sim uma extensão mais para sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria que se prolongaria pelo menos até as cercanias da cidade de Redenção.

Souza et al. (1996) subdividiram a Província Mineral de Carajás em dois domínios tectônicos: Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás. Segundo estes autores, o limite entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e Bloco Carajás, que corresponderia à porção norte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas de Costa et al. (1995) não é claro, podendo estar situado imediatamente a sul do Granito Xinguara (Costa et al. 1995) ou a norte do *Greenstone Belt* de Sapucaia (Souza 1994, Souza et al. 1996). Dall'Agnol et al. (1997) sugerem que a região entre Xinguara e o sul da Serra dos Carajás, embora pertencendo ao Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, seria uma zona de transição entre este e o Bloco Carajás, pois foi afetada pelos eventos atuantes no mesmo.

A estratigrafia e as principais unidades da província Mineral de Carajás podem ser observadas no mapa geológico (Figura 3.1), modificado de Docegeo (1988), a partir dos trabalhos de Medeiros (1987), Araújo & Maia (1991), Machado et al. (1991), Duarte et al. (1991), Macambira (1992), Duarte (1992), Araújo et al. (1994), Leite (1995), Macambira & Lafon (1995), Althoff (1996), Avelar (1996), Macambira & Lancelot (1996), Barros (1997), Avelar et al. (1999), Leite et al. (1999), Althoff et al. (2000), Pidgeon et al. (2000). Na Tabela 3.1 estão sintetizados os principais dados geocronológicos sobre as rochas arqueanas da Província Mineral de Carajás (Macambira & Lafon 1995), modificado e ampliado, inicialmente por Dall'Agnol et al. (1997) e, posteriormente, no presente trabalho.

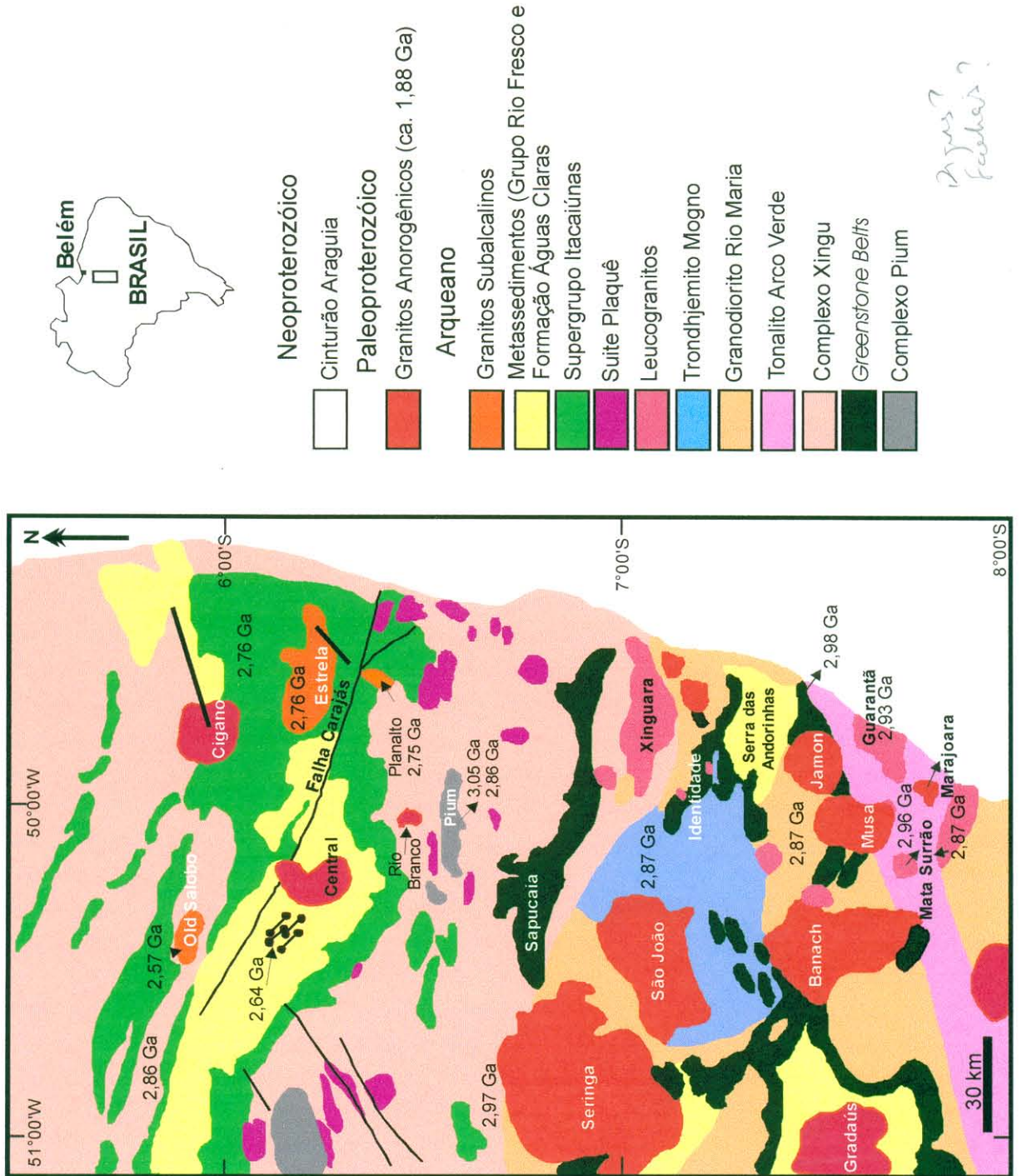


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da Província Mineral de Carajás (modificado de Docego 1988).

Tabela 3.1 - Dados geocronológicos das rochas arqueanos da Província Mineral de Carajás.

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade(Ma)/ Referência
REGIÃO DE CARAJÁS				
Complexo Pium	Granulitos	Pb-Pb	Rocha total	3.050±114 (1)
	Granulitos	SHRIMP	Zircão	3.002±14 (2)
	Granulitos	SHRIMP	Zircão	2.859±9 (2)
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2.859±2 (3)
	Gnaiss félsico	U-Pb	Zircão	2.851±4 (3)
Supergrupo Itacaiúnas				
Grupo Salobo	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2.761±3 (3)
		U-Pb	Titanita	2.497±5 (3)
	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2.555±4/-3 (3)
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2.732±2 (3)
Grupo Grão Pará	Vulcânica félsica	U-Pb	Zircão	2.757±2 (3)
	Riolito	U-Pb	Zircão	2.758±39 (4)
Granitos Foliados Alcalinos				
Granito Itacaiúnas	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.525±38 (5)
Granito Old Salobo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2.573±2 (3)
Complexo Granítico Estrela	Granitóide	Rb-Sr	Rocha total	2.527±68 (6)
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.763±7 (7)
Metagabros de Águas Claras	Gabro	Pb-Pb	Zircão	2.645±12 (8)
ÁREA DE TRANSIÇÃO ENTRE AS REGIÕES DE RIO MARIA E CARAJÁS				
Complexo Xingu	Gnaiss	Pb-Pb	Zircão	2.972±16 (9)
Granodiorito Rio Maria	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.850±17 (9)
Suíte Plaquê	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.729±29 (9)
Granito Planalto	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.747±2 (10)
Intrusivas Dioríticas	Diorito	Pb-Pb	Zircão	2.738±6 (10)
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA				
Supergrupo Andorinhas Gr. Lagoa Seca	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2.904±29/-22 (11)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2.979±5 (12)
Identidade	Metadacito	Pb-Pb	Rocha total	2.944±88 (13)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2.957±25/-21 (11)
Complexo Xingu	Gnaisses tonalíticos	U-Pb	Titanita	2.798±? (12)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2.874±9/-10 (11)
	Granodiorito	U-Pb	Zir, Titan.	2.872±5 (12)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2.878±4 (14)
Trondhjemitó Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2.871±? (12)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2.858 (12)
Granodiorito Cumaru	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2.817±4 (15)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rocha total	2.872±10 (16)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2.871±7 (17)
Granito Guarantã	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2,93 Ga (18)

Fonte dos dados: (1) Rodrigues et al. (1992); (2) Pidgeon et al. (2000); (3) Machado et al. (1991); (4) Gibbs et al. (1996); (5) Souza et al. (1995); (6) Barros et al. (1992); (7) Barros et al. (em preparação); (8) Dias et al. (1996); (9) Avelar (1996), Avelar et al. (1999); (10) Huhn et al. (1999); (11) Macambira (1992); (12) Pimentel & Machado (1994); (13) Souza (1994); (14) Dall'Agnol et al. (1999); (15) Lafon & Scheller (1994); (16) Lafon et al. (1994); (17) Althoff et al. (1998); (18) Althoff et al. (2000).

Existem algumas diferenças importantes entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás, tanto na geocronologia como na geologia. Tais diferenças podem ser resumidas da seguinte forma (Dall'Agnol et al. 1997):

(i) as seqüências supracrustais desses dois blocos tectônicos diferem tanto em idade como em características petrológicas. No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria os *greenstone belts* estão agrupados no Supergrupo Andorinhas e são formados predominantemente por komatiitos e basaltos toleíticos, com idades que variam de 2,97 a 2,9 Ga (Tabela 3.1). No Bloco Carajás as seqüências supracrustais, agrupadas no Supergrupo Itacaiúnas, mostraram idades próximas a 2,76 Ga (Tabela 3.1) e são compostas essencialmente por metavulcânicas máficas e intermediárias e formação ferrífera bandada (BIF);

(ii) as rochas que afloram no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria foram formadas entre 2,97-2,87 Ga (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Macambira et al. 2000) e o principal evento de deformação cisalhante identificado neste bloco muito provavelmente ocorreu por volta de 2,87 Ga (Souza 1994). No Bloco Carajás, as principais unidades estratigráficas foram formadas no período de 2,76 a 2,70 Ga (Machado et al. 1991, Macambira & Lafon 1995) e o último evento de deformação ocorreu por volta de 2,50 Ga (Machado et al. 1991);

(iii) a granitogênese do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é representada por vários tipos de granitóides (TTG, cálcico-alcálicos ricos em MgO, leucogranitos fortemente fracionados), os quais assemelham-se a granitóides encontrados em outros terrenos arqueanos do mundo. No Bloco Carajás os eventos magmáticos ainda não foram totalmente esclarecidos, porém ocorrem no mesmo granitos subalcalinos do tipo A, com idades de 2,76 a 2,55 Ga (Complexo Granítico Estrela, Granito Old Salobo, Granito Planalto, Granito Itacaiúnas) o que constitui uma importante diferença entre este bloco tectônico e o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria;

(iv) para a parte norte do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, Souza (1994) e Souza & Dall'Agnol (1995) consideram que um regime transpressivo relacionado com a intrusão dos granitóides a 2,87 Ga foi o responsável pela arquitetura final do *Greenstone Belt* de Identidade. Althoff (1996) e Althoff et al. (1995, 1999) defendem que a deformação regional observada na região de Marajoara, na parte sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, foi relacionada essencialmente a um encurtamento homogêneo de direção N-S e admitem um contexto tectônico envolvendo uma protoplaca quente, apresentando um comportamento dúctil. No Bloco Carajás, Gibbs et al. (1986) e Lindenmayer (1990) assumem a hipótese de que as seqüências supracrustais foram formadas em um contexto tectônico de *rift* continental,

enquanto Meirelles & Dardenne (1991) e Teixeira & Egler (1994) propuseram um modelo envolvendo um ambiente de margem continental, cuja evolução foi relacionada à subducção de uma crosta oceânica, seguida de uma colisão continente - continente (Teixeira & Egler 1994). Barros (1997) admite que o Complexo Granítico Estrela (2.763 ± 7 Ma, Barros et al. em preparação) foi colocado durante uma deformação marcada por um encurtamento com eixo próximo de N-S.

Na zona de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás ou Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Costa et al. 1995) ocorrem rochas granulíticas do Complexo Pium. Inicialmente, estas rochas foram consideradas como parte do Complexo Xingu (Hirata et al. 1982) ou interpretadas como fragmentos da crosta inferior colocados ao longo de zonas de cisalhamento (Araújo et al. 1988). De acordo com Araújo & Maia (1991), o Complexo Pium como corpos alongados (máximo de 35 km) na direção E-W, paralelos a foliação regional. Rodrigues et al. (1992) dataram esta unidade e obtiveram uma idade Pb-Pb em rocha total de 3.050 ± 114 Ma (Tabela 3.1). Pidgeon et al. (2000) dataram zircões de uma amostra de enderbite granoblástico deste complexo, pelo método U-Pb (SHRIMP) e obtiveram duas idades; a primeira é mais antiga de 3.002 ± 14 Ma e similar a obtida por Rodrigues et al. (1992) e foi interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do granulito e a segunda mais nova de 2.859 ± 9 Ma, corresponderia a idade de metamorfismo granulítico (Tabela 3.1).

3.2 - OS GRANITÓIDES DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Dall'Agnol et al. (1997), com base em dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, dividiram os granitóides da Província Mineral de Carajás em sete grupos. Os cinco primeiros grupos são de idade arqueana (3,0 a 2,5 Ga, cf. Tabela 3.1)), e os dois últimos paleoproterozóicos (1,95 a 1,86 Ga). Os três grupos de granitóides (1 a 3) mais antigos pertencem ao Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Dall'Agnol et al. 1996) (Figura 3.1): 1 - granitóides tonalito-trondhjemitóide-granodioritos de suítes tipo TTG; 2 - granitóides ricos em Mg (Althoff 1996), tipo Granodiorito Rio Maria; 3 - leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcalina. Os grupos 4 e 5 afloram na região de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás e neste último bloco. São representados, respectivamente, pelos granitóides da Suite Plaqué (Araújo & Maia 1991, Jorge João et al. 1991), situados na zona de transição e com idade de 2.972 ± 29 Ma (Avelar 1996, Avelar et al. 1999); e pelos granitos foliados de assinatura subalcalina de idade de 2,52 a 2,76 Ga, representados pelo Complexo Granítico Estrela (Barros 1997, Barros et al. 1997, Barros et al. em preparação), Granito Old

Salobo (Lindenmayer et al. 1994), Granito Itacaiúnas (Souza et al. 1995), todos aflorantes no Bloco Carajás. Além desses granitos, foi descrito recentemente na região da Serra do Rabo, o Granito Planalto, que possui afinidades alcalinas e idade em torno de 2.747 ± 2 Ma (Huhn et al. 1999) (Figura 3.1). O granito Planalto possui idade similar à Suíte Plaquê, mas características petrográficas e geoquímicas distintas dos granitos peraluminosos colisionais atribuídos a esta suíte e maior similaridade com o Complexo Granítico Estrela. Os dois grupos de granitos paleoproterozóicos são: 6 - granitos cálcico-alcalinos de idade entre 2,0 e 1,9 Ga correlacionados à Suíte Parauari (Macambira et al. 1992); e, 7 - granitos anorogênicos com idades em torno de 1,88 Ga (Dall'Agnol et al. 1994, 1997).

3.2.1 - Granitóides TTG

Estão representados pelo Tonalito Arco Verde (Althoff 1996, Althoff et al. 2000), granitóides e gnaisses TTG de Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997 a b), Trondhjemito Mogno e Tonalito Parazônia (Huhn et al., 1988), todos expostos no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Rochas similares foram enquadradas no Complexo Xingu na área de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás, bem como no próprio Bloco Carajás (Figura 3.1). Todas estas unidades exibem fortes similaridades petrográficas e geoquímicas, mas suas idades e posições estratigráficas não são totalmente coincidentes. O Tonalito Arco Verde mostrou idade U/Pb em zircões de $2.957 \pm 25/-21$ Ma (Macambira 1992, Macambira & Lancelot 1996) e é o granitóides mais antigo datado na Província Mineral de Carajás (Tabela 3.1). Idades similares foram obtidas para os TTG do Complexo Xingu (2.972 ± 16 Ma, Avelar 1996, Avelar et al. 1999) (Tabela 3.1). O Trondhjemito Mogno datado em 2.871 Ma (U/Pb em titanita, Pimentel & Machado 1994, Tabela 3.1) é intrusivo no *greenstone belt* de Identidade (Huhn et al. 1988, Docegeo 1988, Souza 1994) e estratigraficamente posterior ao Tonalito Arco Verde.

Os granitóides TTG mostram características das séries trondhjemíticas, são relativamente enriquecidos em Na_2O e empobrecidos em K_2O e Rb. Seus padrões de elementos terras raras são desprovidos de anomalia significativa de Eu, são fortemente fracionados e empobrecidos em elementos terras raras pesadas, sugerindo um fracionamento simultâneo de plagioclásio e anfibólio como também retenção de elementos terras raras pesadas na fonte ou nas fases fracionadas (Dall'Agnol et al. 1996, 1997). Althoff (1996) e Althoff et al. (2000) assumem que o Tonalito Arco Verde foi derivado por fusão parcial de um granada anfibolito, com o magma inicial tendo evoluído por cristalização fracionada. Um

modelo similar foi sugerido para explicar a origem dos dacitos do *greenstone belt* de Identidade, francamente similares aos granitóides TTG (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1996).

3.2.2 - Granodiorito Rio Maria e rochas afins

O Granodiorito Rio Maria exhibe feições petrográficas muito características, facilitando muito a correlação entre suas diferentes áreas de ocorrência. Ele cobre uma grande área do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Figura 3.1), sendo exposto além da sua área tipo, situada nas proximidades da cidade de Rio Maria, a sul de Xinguara e a norte de Redenção. Alguns granitóides descritos nas regiões do Xingu e Carajás também são correlacionadas ao Granodiorito Rio Maria (Docegeo 1988, Costa et al. 1995). Rochas máficas e intermediárias, formando enclaves, ou mais raramente pequenos corpos estão normalmente associadas a ele (Medeiros 1987, Medeiros & Dall'Agnol 1988, Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1996).

Rochas do Granodiorito Rio Maria forneceram idades de cristalização (Tabela 3.1) de $2.874 \pm 9/-10$ Ma (U/Pb em zircão, Macambira 1992, Macambira & Lancelot 1996), 2.872 ± 5 Ma (U/Pb em zircão e titanita, Pimentel & Machado 1994) e 2.878 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão, Dall'Agnol et al. 1999). Rochas similares que ocorrem na região do Xingu, na área de transição entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e o Bloco Carajás, mostraram idade de 2.850 ± 17 Ma (Pb-Pb em zircão; Avelar 1996, Avelar et al. 1999). Os dados de campo de Docegeo (1988) e Souza (1994) mostram que o Granodiorito Rio Maria é intrusivo no Supergrupo Andorinhas.

O Granodiorito Rio Maria é similar aos granodioritos arqueanos ricos em Mg e exhibe características gerais da série cálcico-alcálica (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Althoff et al. 1995, 2000, Althoff 1996), embora apresente conteúdos de Al_2O_3 relativamente baixos para rochas desta série. Comparado com os granitóides TTG, o Granodiorito Rio Maria é enriquecido em Ca, Mg e K, além de Cr e Ni, aproximando-se geoquimicamente das séries sanukitóides arqueanas definido por Stern et al. (1989). Seus padrões de elementos terras raras são também desprovidos de anomalias significativas de Eu e são fortemente fracionados, mas o empobrecimento de elementos terras raras pesados é menos pronunciado do que nos granitóides TTG (Dall'Agnol et al. 1996, 1997). Os freqüentes enclaves máficos associados ao Granodiorito Rio Maria são vistos como uma evidência de processos de *magma mingling*, envolvendo o magma gerador do Granodiorito Rio Maria e magmas máficos (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1996). A fonte do Granodiorito Rio Maria, ainda não foi definida. Um possível modelo genético poderia envolver anatexia de rochas máficas dos *greenstone belts* (crosta oceânica) na zona de subducção com o magma inicial interagindo com o manto

enriquecido e a crosta sílica para explicar o enriquecimento em elementos incompatíveis e de transição na rocha atual (Dall'Agnol et al. 1997).

3.2.3 - Leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcalina

Leucogranitos potássicos são abundantes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, sendo representados pelos granitos Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997a), Mata Surrão (Duarte et al. 1991, Duarte 1992, Althoff et al. 2000) e Guarantã (Althoff et al. 1991, 1995, 2000, Althoff 1996) e por pequenos *stocks* graníticos encontrados em contato com o *Greenstone Belt* de Identidade (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1996) (Figura 3.1). Vários outros batólitos e *stocks* de composição granítica encontrados no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria também foram correlacionados aos mencionados granitos (Araújo et al. 1994, Costa et al. 1995).

O Granito Mata Surrão é intrusivo no Tonalito Arco Verde (Duarte et al. 1991, Duarte 1992, Duarte & Dall'Agnol 1996, Althoff et al. 2000). Ele em sua área tipo forneceu idade de 2.872 ± 10 Ma (Pb-Pb em rocha total, Lafon et al. 1994, Macambira & Lafon 1995, Tabela 3.1). Na região de Marajoara, Althoff et al. (2000) consideram que o corpo de leucogranito potássico situado imediatamente a sul de Pau D'Arco, inicialmente correlacionado ao Granito Guarantã (Althoff 1996), possui na verdade maiores afinidades geoquímicas e geocronológicas com o Granito Mata Surrão. Este corpo mostrou idade Pb-Pb em zircão de 2.871 ± 7 Ma (Althoff et al. 1998, 1999). O Granito Guarantã ficou, em função disso, restrito ao corpo localizado a sul do Granito Jamon, o qual mostrou idade de cristalização de cerca de 2,93 Ga (Althoff et al. 2000, Macambira et al. 2000, Tabela 3.1). A idade do Granito Xinguara ainda não fora totalmente definida antes do presente trabalho (ver capítulo 7, sobre a geocronologia), porém ele possui enclaves dos granitóides e gnaisses TTG de Xinguara e do Granodiorito Rio Maria (Leite & Dall'Agnol 1994, Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997 a b) e muito provavelmente, sua idade deveria se situar no intervalo definido por Macambira (1992), entre 2,87 e 2,80 Ga.

Comparados com os outros granitóides discutidos anteriormente, os leucogranitos têm baixos conteúdos de CaO, MgO e Sr e altos de K₂O e Rb, bem como elevadas razões K₂O/Na₂O. Os seus conteúdos de Al₂O₃ são relativamente altos (14% para SiO₂ próximo de 70%) e possuem afinidades cálcico-alcalinhas (Duarte 1992, Leite 1995, Althoff 1996, Leite et al. 1999, Althoff et al. 2000). Os granitos Xinguara e Mata Surrão possuem muitas similaridades nos padrões de elementos terras raras, mostram moderado fracionamento de elementos terras raras pesadas e uma pronunciada anomalia de Eu, refletindo importante fracionamento de plagioclásio. O Granito Guarantã mostra um padrão completamente diferente de elementos

terras raras, sugerindo um contraste nos processos ou fontes magmáticas quando comparado com os demais leucogranitos (Althoff 1996, Dall'Agnol et al. 1996, 1997, Althoff et al. 2000).

3.2.4 - Granitóides da Suíte Plaquê

Ocorrem exclusivamente na área de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Bloco Carajás, na porção sul da região denominada por Costa et al. (1995) de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Figura 3.1). Foram definidos e estudados por Araújo & Maia (1991) e Jorge João et al. (1991).

Os granitos da Suíte Plaquê são geralmente fortemente foliados e seus contatos com as rochas encaixantes do Complexo Xingu são controlados pelo *trend* regional E-W (Costa et al. 1995). Uma idade de 2.729 ± 29 Ma (Pb/Pb em zircão, Tabela 3.1) foi obtida para um granito desta suíte por Avelar (1996) e Avelar et al. (1999). Esta idade foi considerada como mínima para esta suíte. Se esta idade corresponder aproximadamente à idade de cristalização da suíte, como ocorre normalmente com outras idades Pb-Pb na Província Mineral de Carajás (Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Macambira et al. 2000), isto implicaria que a Suíte Plaquê é mais jovem do que os granitóides dos grupos 1, 2 e 3 e não estaria relacionada à evolução do Terreno Granito-*Greesntone* de Rio Maria. Esta hipótese é assumida no modelo proposto por Jorge João et al. (1991) para explicar a gênese da Suíte Plaquê. Eles admitem que o magma Plaquê estaria relacionado à fusão da crosta superior durante o desenvolvimento do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. As características petrográficas e geoquímicas da Suíte Plaquê são, no entanto, mal definidas, não permitindo uma comparação mais rigorosa dos mesmos com os demais leucogranitos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

3.2.5 - Granitos foliados subalcalinos do Bloco Carajás

São representados pelo granito Old Salobo (Lindenmayer et al. 1994), Complexo Granítico Estrela (Barros et al. 1992, Barros 1997, Barros et al. 1997), Granito Planalto (Huhn et al. 1999) e pelos granitóides foliados da região do rio Itacaiúnas (Souza et al. 1995) (Figura 3.1). As idades desses granitos estão situadas no intervalo entre 2,76 e 2,52 Ga (cf. Tabela 3.1).

O Complexo Granítico Estrela mostra muitas similaridades com o Granito Old Salobo. Ambos são subalcalinos, exibindo altas razões Fe/Mg, tanto em rocha total como em minerais. Seus padrões de elementos terras raras mostram enriquecimento em terras raras leves, moderada anomalia negativa de Eu e baixo fracionamento de terras raras pesados. A assinatura geoquímica deste grupo de granitóides é muito similar à dos granitos do tipo A

(Whalen et al. 1987, Dall'Agnol et al. 1994) e difere inteiramente das dos outros granitóides arqueanos. Mais recentemente, Huhn et al. (1999) descrevem o corpo granítico Planalto, situado na região da Serra do Rabo, a sudeste da Serra dos Carajás, junto à extremidade leste da Falha Carajás. Este granito apresenta uma deformação planar acentuada com o desenvolvimento de tectonitos S/L. A milonitização é freqüente nas bordas do corpo, onde o granito mostra acentuadas variações na sua granulação que indicam efeitos conjugados da deformação e recristalização; já a porção central do corpo é pouco deformada, com estruturas planares pouco ou mal desenvolvidas. Datação pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão revelou uma idade de cristalização de 2.747 ± 2 Ma (Tabela 3.1).

Apesar das similaridades geoquímicas entre o Granito Old Salobo e o Complexo Granítico Estrela, o último revelou idade Pb/Pb em zircão bem mais velha (2.763 ± 7 Ma, Barros et al. em preparação), demonstrando que ambos não são contemporâneos. Por outro lado, a idade do Complexo Granítico Estrela não é muito distinta daquela obtida para a Suíte Plaquê e Granito Planalto (cf. Tabela 3.1).

3.2.6 - Granitóides cálcico-alcálicos da Suíte Parauari

Tais granitóides foram identificados somente na região do rio Xingu, na área de transição entre o Bloco Carajás e a Província Tapajós. Aparentemente os granitóides da Suíte Parauari não estão associados efetivamente à evolução da Província Mineral de Carajás. A Suíte Parauari da região do Xingu mostrou idade Rb-Sr de 1.902 ± 39 Ma (Macambira et al. 1992), considerada como idade mínima de cristalização. Lamarão et al. (1999) dataram o Granito São Jorge de afinidades cálcio-alcálicas na região do Tapajós e obtiveram uma idade de 1.981 ± 2 Ma. Na região do Xingu, os granitóides da Suíte Parauari são recobertos pelo vulcanismo Uatumã e cortados pelos granitos anorogênicos, representados na região pelo Granito Antônio Vicente (Teixeira 1999).

3.2.7 - Magmatismo anorogênico Paleoproterozóico

Os granitos anorogênicos formam vários batólitos e *stocks*, expostos indistintamente tanto no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria como no Bloco Carajás (Figura 3.1). São representados, entre outros, pelos plutons Jamon (Dall'Agnol 1982, Dall'Agnol et al. 1999), Musa (Gastal 1987), Marajoara, Banach (Duarte 1992), Redenção (Montalvão et al. 1982, Barbosa et al. 1995, Vale & Neves 1994, Carvalho 1998), Serra dos Carajás (Barros et al. 1995), Cigano (Gonzalez et al. 1988), Antônio Vicente e Velho Guilherme (Teixeira 1999). É um dos mais importantes eventos magmáticos do Cráton Amazônico (Dall'Agnol et al. 1994). Os granitos anorogênicos e rochas afins do Cráton Amazônico são atualmente correlacionados

com os granitos rapakivi dos escudos da Fennoscandia e da América do Norte (Bettencourt et al. 1995, Rämö & Hapalla 1995, Dall'Agnol et al. 1999). Os granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás, quando datados pelo método U-Pb em zircões e Pb-Pb em rocha total forneceram idades de cristalização e colocação próximas de 1,88 Ga. No entanto, o método Rb/Sr forneceu idades um pouco mais jovens, entre 1,6 a 1,82 Ga (Gastal et al. 1987, Macambira et al. 1990, Macambira 1992, Barbosa et al. 1994, 1995).

Rochas hipabissais, com idades geralmente proterozóicas, ocorrem sob forma de diques com espessuras de até 10 a 20 metros, cortando as unidades arqueanas, bem como localmente, os granitos proterozóicos (Gastal 1987, Gastal et al. 1987, 1988, Medeiros, 1987, Souza et al. 1988, 1990, Huhn et al. 1988, Leite & Dall'Agnol 1994, 1997a, Silva Jr. 1996, Rivalenti et al. 1998, Silva Jr. et al. 1999).

CAPÍTULO 4

4 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE XINGUARA

4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS – BREVE HISTÓRICO

O quadro litoestratigráfico da região de Rio Maria, foi primeiramente discutido por Silva et al. (1974) e Hirata et al. (1982), e, desde então, vem sofrendo várias modificações. O Complexo Xingu, historicamente considerado, por estes autores, como o embasamento regional, abrangia granulitos, gnaisses, granitóides e até *greenstone belts*, e isto ainda é mantido em áreas pouco estudadas. Com o crescimento no conhecimento geológico do sudeste do Pará, em especial da região de Rio Maria, principalmente pelos trabalhos de mapeamento geológico executados pela Docegeo e pelo GPPG-UFPA (Medeiros et al. 1987, Docegeo 1988, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990), foi possível individualizar uma série de unidades que foram progressivamente desmembradas do Complexo Xingu. Dessa forma, no final da década de 80, a distribuição desta unidade ficou restrita aos “terrenos gnáissicos” localizados ao norte da cidade de Xinguara, em torno da Vila Marajoara e ao sul da Vila Pau D'Arco (Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990), sendo constituída basicamente por rochas de composição tonalítica a granodiorítica com raras variações para trondhjemitos e quartzodioritos (Souza et al. 1990).

Huhn et al. (1988) admitiram que estes terrenos gnáissicos (*Complexo Xingu*), seriam faixas móveis, ou seja, corresponderiam a um produto do retrabalhamento dos granitóides arqueanos (Granodiorito Rio Maria, Trondhjemito Mogno e Tonalito Parazônia), provavelmente durante o ciclo Transamazônico. Admitiram também a correlação entre o Granito Xinguara e os granitos anorogênicos da região (granitos Musa e Jamon). Contrariamente a eles, Souza et al. (1990) assumiram a hipótese de que tais gnaisses seriam mais antigos do que os granitóides arqueanos e representariam o embasamento regional e que o Granito Xinguara seria Arqueano. Souza et al. (1990) basearam tal interpretação na: existência de mesodobras assimétricas e dobras apertadas ou isoclinais transpostas, relacionadas a um evento deformacional mais antigo, restrito aos gnaisses; ocorrência de xenólitos e de megaxenólitos de rochas semelhantes aos gnaisses do Complexo Xingu no Granodiorito Rio Maria; presença de corpos, interpretados como soleiras de metavulcânicas máficas, correlacionadas aos metabasaltos dos *greenstone belts* colocados nos gnaisses dessa mesma unidade. Cabe ressaltar que, nos dois últimos casos, as feições descritas foram observadas nos domínios de ocorrência atual do Tonalito Arco Verde.

Althoff et al. (1991) desenvolveram pesquisas na região de Vila Marajoara e abandonaram a designação de Complexo Xingu para as rochas arqueanas que ali ocorrem. Eles reconheceram nessa região duas novas unidades, designadas de Metatonalito Gnáissico Arco Verde e Granito Guarantã, bem como uma nova área de ocorrência do Granodiorito Rio Maria (Figura 3.1). Estabeleceram, assim a existência de um prolongamento para sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Posteriormente o "metatonalito" foi designado como Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 1995). Tais dados, somados aos obtidos por Duarte et al. (1991) e Duarte (1992) no Granito Mata Surrão e suas encaixantes (Figura 3.1), bem como dados geocronológicos obtidos por Macambira (1992) para o Tonalito Arco Verde e demais unidades arqueanas da região, mostraram que o Tonalito Arco Verde representava os litotipos mais antigos conhecidos na região. Isso levou tais autores a abandonarem completamente a hipótese de faixas móveis proposta por Huhn et al. (1988).

Na região de Carajás, Araújo et al. (1988) e Araújo & Maia (1991) descrevem o Complexo Xingu como faixas ou lentes de gnaisses granulíticos, gnaisses tonalíticos, mais ou menos migmatizados, e gnaisses graníticos, além de frações de rochas supracrustais representadas por xistos máficos e ultramáficos e quartzo-mica xistos. Mais recentemente, Araújo et al. (1994) restringem a ocorrência desta unidade aos domínios do Cinturão Itacaiúnas e denominam os gnaisses tonalíticos que afloram na região de Vila Marajoara de Gnaiss Arco Verde (nos domínios do que eles denominaram de Cinturão Pau D'Arco).

A região de Xinguara está localizada na porção nordeste do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Araújo et al. (1994) situam o limite deste terreno com o Cinturão Itacaiúnas um pouco a sul da cidade de Xinguara. Nesta região afloram o Granito Xinguara, cuja designação e a definição de seus limites aproximados são devidas a Huhn et al. (1988) e Docegeo (1988). Posteriormente, Souza et al. (1990) apresentaram uma descrição sumária das características gerais do granito e posicionaram-no no Arqueano, o que foi confirmado por datações geocronológicas desenvolvidas neste mesmo período (Macambira et al. 1991, Macambira 1992). Ferreira Jr. (1993) mapeou parte da região de Xinguara e também posicionou o Granito Xinguara no Arqueano, porém interpretou os tonalitos que ali ocorrem como um produto de intensa deformação e retrabalhamento do Granodiorito Rio Maria. Finalmente, Leite (1995) executou um mapeamento geológico na escala 1:50.000 da região de Xinguara, bem como estudo petrográfico e geoquímico dos granitóides aí aflorantes.

Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997 a b) consideram o pluton Xinguara como um granito deformado, cuja colocação foi controlada por zonas de cisalhamento E-W ou WNW-ESE. Para eles, o Granito Xinguara seria comprovadamente intrusivo nos tonalito-trondhjemitos

gnáissicos, que ocorrem ao sul do granito e seriam os granitóides mais antigos da região de Xinguara. É intrusivo também no Granodiorito Rio Maria, que é mais jovem do que os tonalito-trondhjemitos gnáissicos. Enclaves de rochas similares aos tonalito-trondhjemitos gnáissicos são amplamente distribuídos no Granito Xinguara. A norte do pluton Xinguara, granitóides trondhjemítico-granodioríticos ocorrem em contato ou intercalados com o granito. Ambos formam uma estrutura bandada, interpretada como uma feição sin-magmática, sugerindo uma colocação contemporânea destas unidades. Porém, tonalito-trondhjemitos bandados afloram também na parte norte da área. Parte destes foram correlacionados com os tonalito-trondhjemitos gnáissicos que ocorrem a sul, mas a hipótese de que parte deles pudesse representar uma extensão dos granitóides trondhjemito-granodioritos associados ao Granito Xinguara também foi considerada (Leite & Dall'Agnol 1997b).

4.2 - PRINCIPAIS FEIÇÕES GEOLÓGICAS DAS UNIDADES MAPEADAS

4.2.1 – Considerações gerais

Durante as etapas do mapeamento geológico executado na região de Xinguara foram reconhecidas diversas unidades arqueanas e proterozóicas. Nas etapas de campo efetuadas durante a execução do presente trabalho foi dada prioridade para as rochas encaixantes do Granito Xinguara, com ênfase nas feições estruturais e relações estratigráficas, aspectos estes deixados em segundo plano durante o mapeamento geológico executado durante o mestrado do autor (Leite 1995). O mapa geológico (Figura 4.1 e Anexo 1) apresenta diversas modificações em relação aos divulgados anteriormente (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997 a b), em particular no que diz respeito às rochas granitóides TTG, onde várias questões pendentes foram esclarecidas.

Os granitóides TTG enquadrados informalmente por Leite (1995) nos *tonalito-trondhjemitos gnáissicos*, são aqui melhor definidos e denominados de **Complexo Tonalítico Caracol**. Possuem enclaves e mega-enclaves de rochas texturalmente similares aos *greenstone belts*, indicando o seu posicionamento estratigráfico posterior a estes.

Os *granitóides trondhjemítico-granodioríticos* identificados inicialmente na porção norte do Granito Xinguara por Leite (1995) são aqui denominados de **Trondhjemito Água Fria**. No entanto, como já era suspeitado por Leite & Dall'Agnol (1997b), parte dos *tonalito-trondhjemitos gnáissicos* das porções norte e nordeste da área mapeada correspondiam na verdade a uma extensão dos *granitóides trondhjemítico-granodiorítico*. Sendo assim, a área de abrangências deste granitóide foi estendida até o limite com o *Greenstone Belt* de Sapucaia (Figura 4.1). O Trondhjemito Água Fria é intrusivo na seqüência *greenstone* de Sapucaia e no Complexo

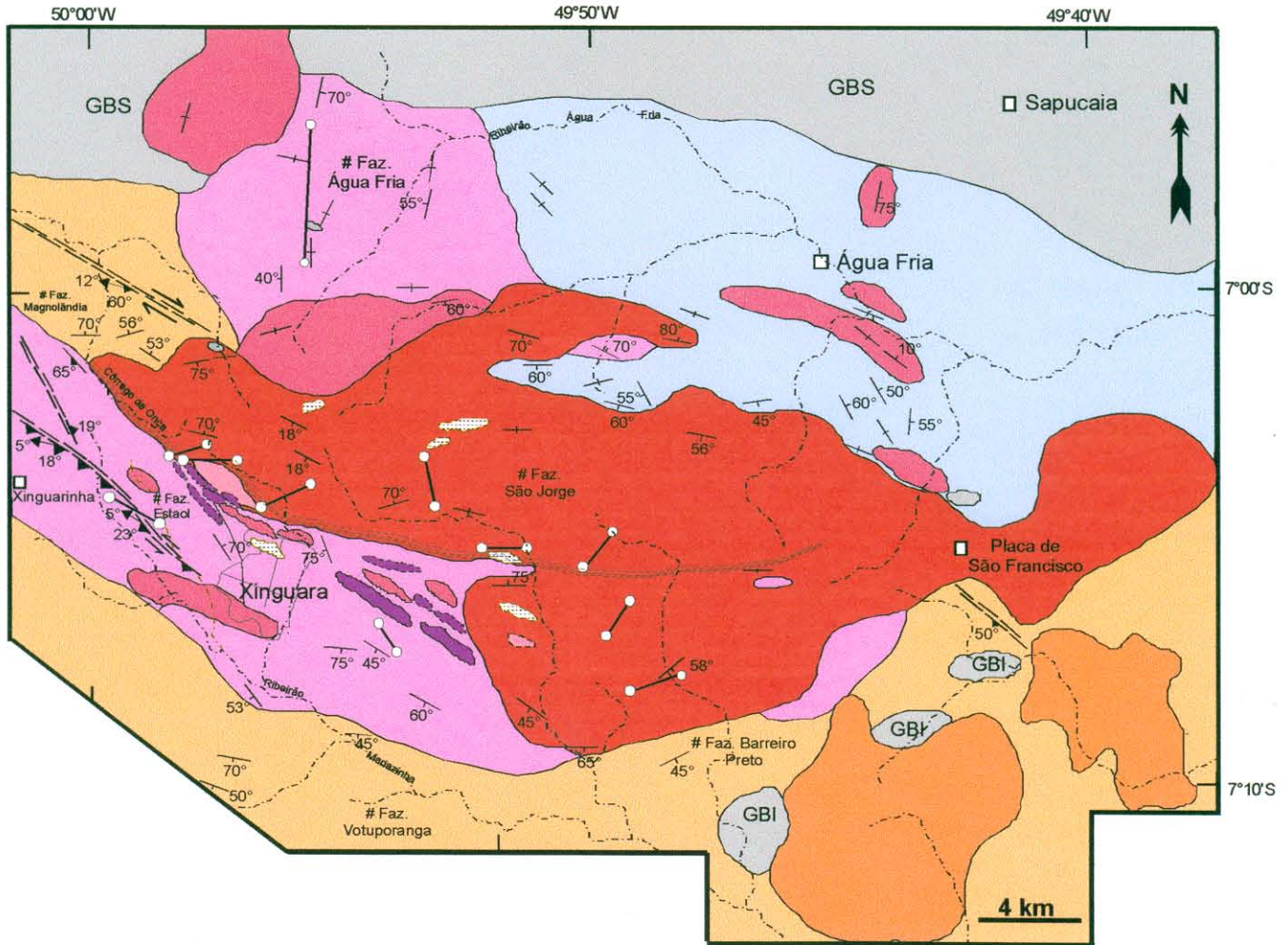


Figura 4.1 - Mapa geológico da região de Xinguara.

Tonalítico Caracol, pois engloba enclaves dessas unidades. Sua relação com o Granito Xinguara, tal como definida inicialmente por Leite (1995), é de contemporaneidade, tendo em vista a ocorrência de estruturas bandadas formadas por alternância de ambas as rochas, e o fato delas apresentarem um comportamento plástico durante a deformação. Uma evidência adicional é fornecida pela ausência de enclaves do Trondhjemito Água Fria no Granito Xinguara.

O Granodiorito Rio Maria na região de Xinguara é muito similar, tanto petrográfica como geoquimicamente, aos descritos em outras áreas (Medeiros 1987, Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1995, Althoff et al. 1995, Althoff 1996, Dall'Agnol et al. 1997), justificando plenamente a sua correlação com o mesmo (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997a, b). Seu posicionamento estratigráfico a nível regional é bem definido. É intrusivo nos *greenstone belts*, no Tonalito Arco Verde e é cortado pelo Trondhjemito Mogno (Huhn et al. 1988, Souza et al. 1990). Na região de Xinguara é intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol, sendo cortado pelo Trondhjemito Água Fria e pelo Granito Xinguara, conforme atestam as inúmeras evidências de campo descritas em detalhe mais adiante.

Além das unidades mencionadas, há corpos plutônicos, representados pelo Granito Manda Saia, e diques máficos e félsicos, correlacionados ao magmatismo Paleoproterozóico presente na região: Granito Musa (Gastal 1987, Gastal et al. 1987), Granito Jamon (Dall'Agnol 1982, Dall'Agnol et al. 1999) com idade em torno de 1,88 Ga e diques de Rio Maria (Silva Jr. 1996, Silva Jr. et al. 1996, 1999, Rivalenti et al. 1998).

A seguir será apresentada a descrição das principais características geológicas das unidades mapeadas.

4.2.2 - Seqüências metavulcânicas (Supergrupo Andorinhas)

Foram confirmadas três pequenas ocorrências de seqüências metavulcânicas, localizadas a sudeste do Granito Xinguara em contato com o Granodiorito Rio Maria e o Granito Anorogênico Manda Saia (Figura 4.1). Os seus limites foram estabelecidos em grande parte com base no mapa geológico de Huhn et al. (1988), que as identificaram originalmente. Outra ocorrência, mais expressiva localiza-se a norte do Granito Xinguara e diz respeito ao *Greenstone Belt* de Sapucaia (Oliveira 1993, 1994, Oliveira et al. 1995). Vale salientar que a falta de afloramentos adequados, dificultou uma melhor visualização das relações de campo, entretanto é inequívoca a presença de enclaves do *greenstone belt* no Complexo Tonalítico Caracol, no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara.

As metavulcânicas são formadas por meta-basaltos afaníticos, de granulação muito fina, aparentemente isotrópicos e pouco deformados, exceto próximo dos contatos com o Granodiorito Rio Maria, onde mostram certa orientação e recristalização. Os afloramentos são raros e/ou muito intemperizados.

O estudo dessas rochas foi muito limitado, mas as similaridades petrográficas e de modo de ocorrência com o *greenstone belt* de Identidade (Souza 1994), justifica a sua inclusão no Supergrupo Andorinhas.

4.2.3 – Complexo Tonalítico Caracol

O Complexo Tonalítico Caracol ocorre em três domínios principais na região estudada (Figura 4.1). No domínio noroeste aflora sob forma de extensos lajedos. Está limitado a norte pelo *Greenstone Belt* de Sapucaia, a oeste pelo Granodiorito Rio Maria, a sul e a leste pelo Trondhjemitó Águas Frias, e a sudeste pelo Granito Xinguara. Sua estruturação é marcada por um bandamento composicional regular (Figura 4.2a) orientado na direção N-S, levemente ondulado, com mergulhos fortes a verticais. O bandamento é afetado por bandas de cisalhamento dúcteis centimétricas, orientadas na direção N60-70°E e com sentido de movimentação dextrógiro (Figura 4.2b). Enclaves de microtonalito centimétricos a métricos, com formas discóides ou oblatos estão alojados nos planos do bandamento. Enclaves de rochas máficas similares às dos *greenstones belts* também são encontrados, porém sua ocorrência é restrita.

Nas porções sudoeste e sul da área mapeada o Complexo Tonalítico Caracol ocorre definindo uma faixa orientada na direção NW-SE (Figura 4.1), sendo limitado a norte pelo Granito Xinguara e a sul pelo Granodiorito Rio Maria. No domínio sudoeste a estruturação do Complexo Tonalítico Caracol é marcada por numerosas zonas de cisalhamento de direção NW-SE, com mergulhos suaves (20°) para SW (Figura 4.1). Este domínio é marcado por uma acentuada foliação milonítica no Complexo Tonalítico Caracol, acompanhada de uma lineação mineral subhorizontal que mergulha para NW. Critérios cinemáticos indicam uma movimentação sinistrogira. No domínio sul domina uma estruturação marcada por um bandamento composicional, similar ao observado no setor noroeste da área, porém orientado na direção NW-SE a WNW-ESE.

Associados ao Complexo Tonalítico Caracol tem-se pequenos corpos subconcordantes de microtonalitos isotrópicos, sem estruturação aparente e de coloração cinza claro. Cortando este conjunto, ocorrem leucogranitos foliados, de granulação fina e cor rosa claro que, por sua



Figura 4.2- Feições geológicas do Complexo Tonalítico Caracol e do Granodiorito Rio Maria: (a) Lajedo formado pelo Complexo Tonalítico Caracol do domínio noroeste, onde é comum um bandamento composicional de orientação N-S. O bandamento está levemente ondulado e veios qz-feldspáticos de coloração esbranquiçada tendem a desenvolver dobras ou a formar *boudins*, dependendo da sua posição em relação ao esforço regional (ALF-253); (b) Bandas de cisalhamento dextrógiras que afetam o Complexo Tonalítico Caracol no domínio noroeste (AL-210); (c) Blocos do Granodiorito Rio Maria, mostrando o aspecto mesoscópico característico desta rocha. Notar a presença de enclaves máficos e delgados níveis félsicos (ALF-243); (d) Enclave máfico de forma alongada, orientado paralelamente à foliação do granodiorito (seção próximo a XZ, ALF-243).

vez, são cortados por granitos pegmatóides. Estas duas últimas rochas são interpretadas como pertencentes ao Granito Xinguara.

4.2.4 - Granodiorito Rio Maria

O Granodiorito Rio Maria ocorre em grande parte da porção sul da área e formando um pequeno corpo na porção oeste (Figura 4.1). É marcante a sua homogeneidade textural, dada por uma textura granular média, coloração cinza clara com tons esverdeados (Figura 4.2c), devidos essencialmente aos cristais de plagioclásio saussuritizados. Possui uma foliação, paralela à orientação regional NW-SE a WNW-ESE, com mergulho de cerca de 60° para SW, a qual pode variar em diferentes locais desde fraca e pouca penetrativa até muito marcante. Enclaves máficos achatados de tamanhos variados são comuns. Dispõem-se paralelamente aos planos da foliação do Granodiorito Rio Maria (Figura 4.2d).

Na porção oeste da área a foliação apresentada pelo Granodiorito Rio Maria acompanha o contorno do Granito Xinguara e seus mergulhos são ora para NW, ora para NE (Figura 4.1). Um pouco mais para norte, ainda no setor oeste, o Granodiorito Rio Maria é afetado por uma zona de cisalhamento dúctil sinistrógira (Figura 4.1) de aproximadamente 200 a 400 metros de largura, orientada paralelamente à estruturação regional. A zona de cisalhamento é essencialmente transcorrente. Impõe no granodiorito uma foliação com mergulhos que variam de 50 a 60° para SW, acompanhada de uma lineação mineral com mergulho de cerca de 10° para NW. Os enclaves máficos são estirados.

4.2.5 – Trondhjemito Água Fria

O Trondhjemito Água Fria aflora na forma de grandes blocos ou extensos lajedos (Figuras 4.3a, b), por toda porção nordeste da área (Figura 4.1). Possui um bandamento composicional regular a levemente ondulado (Figura 4.3b), orientado na direção NW-SE a WNW-ESSE, com mergulhos fortes a verticais. Entretanto, às proximidades do contato com o Granito Xinguara seus mergulhos são de cerca de 60° ora para sul e SW, ora para NE (Figura 4.1). Contém, localmente, enclaves centimétricos a métricos do Complexo Tonalítico Caracol, atestando seu posicionamento estratigráfico posterior a este (Figura 4.3c).

O Trondhjemito Água Fria é cortado por diques e veios leucograníticos relacionados ao Granito Xinguara. Ambos são afetados por uma mesma deformação dúctil, responsável por dobramento nos veios e no bandamento do trondhjemito. Isto é um indicativo de que, quando da intrusão do pluton Xinguara, o Trondhjemito Água Fria apresentava ainda um comportamento plástico, ou seja, estava ainda relativamente quente. Portanto, a diferença de idade entre estas rochas não deve ser muito acentuada.



Figura 4.3 - Feições de campo do Trondhjemito Água Fria: (a) Bloco do Trondhjemito Água Fria mostrando bandamento composicional ondulado (AL- 88, porção nordeste da área); (b) Lajedo do trondhjemito, mostrando o bandamento composicional regular de orientação E-W, feição marcante neste tipo desta rocha às proximidades do contato com o Granito Xinguara (AL-16, foto em planta, corte próximo a XZ); (c) Enclave (*boudin*) do Complexo Tonalítico Caracol contido do plano do bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria (Foto em planta, próximo a seção XZ, AL-16).

4.2.6 - Granito Xinguara

4.2.6.1 – Caracterização geológica

O Granito Xinguara ocupa grande parte do centro da área mapeada, fazendo contato a noroeste, sul, sudoeste e sudeste com o Complexo Tonalítico Caracol, a norte e nordeste com o Trondhjemito Água Fria e a sudeste e noroeste com o Granodiorito Rio Maria (Figura 4.1).

O pluton Xinguara constitui um corpo de forma alongada, medindo cerca de 30 km no eixo maior e um máximo de 13 km no eixo menor. O eixo maior orienta-se sub-concordantemente ao *trend* WNW-ESE presente nas rochas encaixantes (Figura 4.1). Em termos estruturais, nas variedades mais grossas a foliação é ausente, ou incipiente, tendendo a ser mais pronunciada ao longo do contato sul, onde há a incidência de zonas de deformação mais intensa, as quais são responsáveis pela brusca redução da granulação e forte orientação mineral no Granito Xinguara e, provavelmente, também nas encaixantes (Complexo Tonalítico Caracol). A foliação nesta porção possui orientação geral WNW-ESE com mergulhos fortes de 85° ou mesmo verticais (Leite & Dall'Agnol 1997a).

Conforme verificado por Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a), é possível individualizar três variedades petrográficas, caracterizadas a partir de feições de campo e macroscópicas e, posteriormente, confirmadas no estudo microscópico: leucomonzogranitos, granitos pegmatóides e leuco-sienogranitos.

Os leucomonzogranitos do pluton Xinguara são a variedade mais abundante, caracterizada por uma homogeneidade textural e composicional. Morfologicamente constituem morros e serrotes nas porções central e oeste do maciço (Figura 4.4a). Também ocorrem como grandes matacões ou lajedos em áreas de relevo dissecado (Figura 4.4b). O pluton Xinguara distingue-se dos demais granitóides que ocorrem na área pelo seu caráter hololeucocrático, coloração rosada e aspecto maciço, sugerindo, à primeira vista, uma deformação pouco intensa (Figura 4.4c). Tais aspectos são distintos daqueles observados no Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemito Água Fria e no Granodiorito Rio Maria. Os aspectos macroscópicos e composicionais tendem, à primeira vista, a aproximá-lo do Granito Manda Saia e demais granitos anorogênicos da região, justificando em parte a correlação sugerida por Huhn et al. (1988) e Docegeo (1988).

Os granitos pegmatóides ocorrem como veios ou diques de espessuras decimétricas a métricas ou como bolsões ou pequenos corpos, alinhados concordantemente ao *trend* dos leucomonzogranitos, Complexo Tonalítico Caracol e Granodiorito Rio Maria, principalmente nas porções sul e sudoeste da área (Figura 4.1). Nesta porção estes pequenos corpos sustentam um conjunto de serrotes e morros alongados, paralelos à orientação regional. Estes corpos

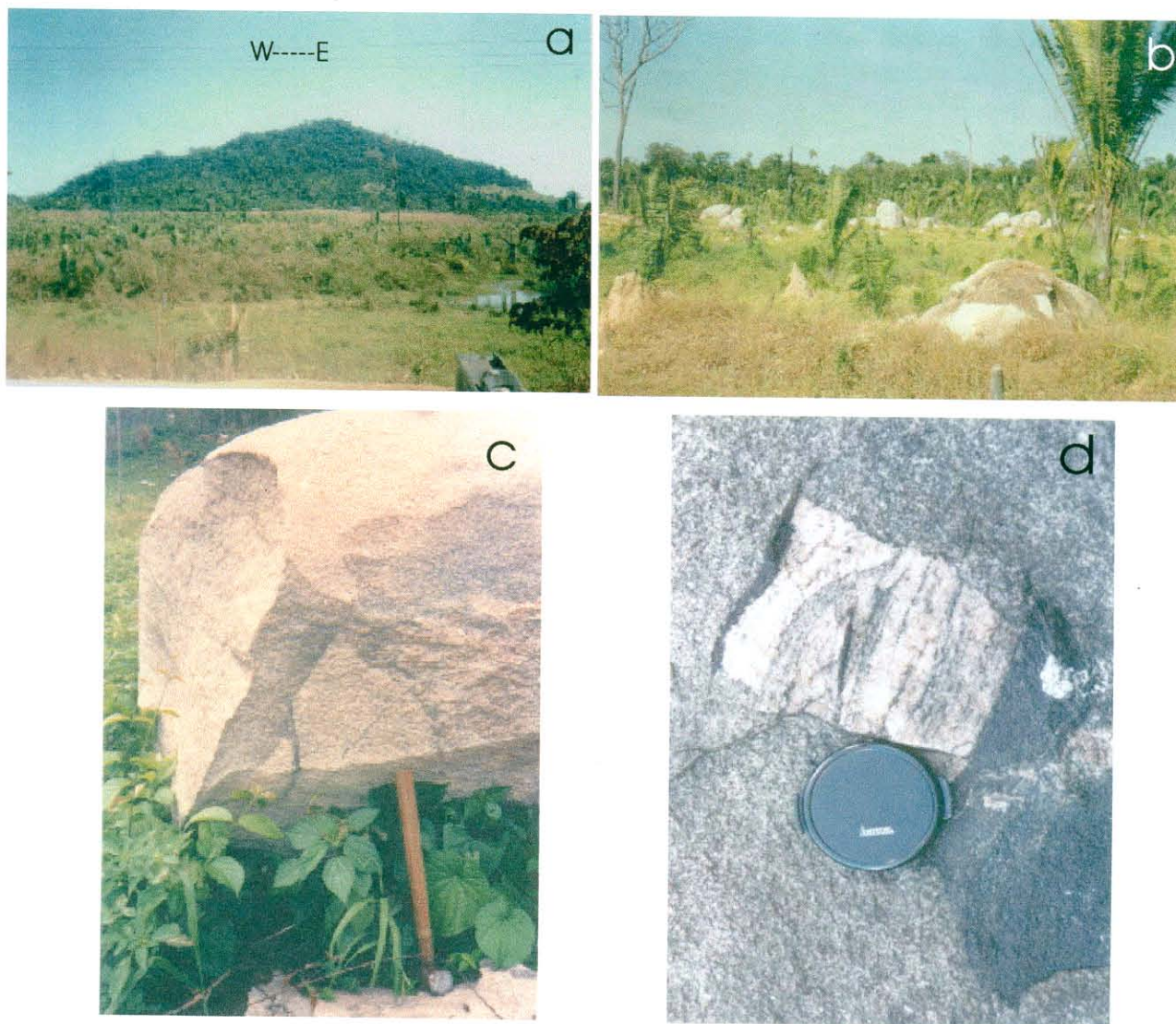


Figura 4.4 - Aspectos de campo do Granito Xinguara: (a) Visão panorâmica de um serrote orientado aproximadamente na direção E-W, formado essencialmente por monzogranitos do pluton Xinguara, feição geomorfológica comum nas circunvizinhanças da cidade de Xinguara (porção NW do maciço); (b) Conjunto de blocos de monzogranitos do pluton Xinguara, comuns em áreas onde o relevo é arrasado ou suavemente ondulado (porção leste do maciço, AL-88); (c) Detalhe de um bloco de monzogranito mostrando o aspecto textural dominante nesta rocha (porção SE do maciço, AL-32); (d) Aspecto mesoscópico do pequeno corpo do granodiorítico associado ao Granito Xinguara, localizado na porção noroeste da área. Notar o aspecto isotrópico desta rocha e a presença de enclave do Complexo Tonalítico Caracol e de rocha máfica (foto em perfil, ALF-245).

englobam vários enclaves e até mega-enclaves do Complexo Tonalítico Caracol e do Granodiorito Rio Maria.

Os leuco-sienogranitos são hololeucocráticos e texturalmente similares aos leucomonzogranitos. Exibem geralmente bordas de resfriamento quando cortam o Complexo Tonalítico Caracol que ocorre na faixa localizada imediatamente a sul do pluton. Essas feições não são observadas quando seccionam os leucomonzogranitos ou o Trondhjemito Água Fria.

Pequenos corpos de leucogranitos intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol e intercalados ao Trondhjemito Água Fria (Figura 4.1) mostram características macroscópicas similares à do Granito Xinguara. Na porção sudoeste da área possuem formas alongadas e são colocados paralelamente à foliação NW-SE do Complexo Tonalítico Caracol, o qual mostra intensa deformação. Na porção nordeste da área formam corpos alongados e arqueados, orientados concordantemente ao bandamento NW-SE do Trondhjemito Água Fria. A noroeste há pequenos corpos, não mapeáveis na escala de trabalho adotada, alojados paralelamente ao bandamento N-S do Complexo Tonalítico Caracol. No geral, a foliação destes corpos é fraca ou mal definida e não apresentam evidências macroscópicas de deformação. Entretanto, um dos maiores corpos graníticos satélites, localizado no extremo noroeste da área, possui uma foliação de orientação N15E com mergulho vertical, cortada por pequenas zonas de cisalhamento sinistrais de poucos centímetros de espessura orientadas na direção NW-SE.

Também na porção noroeste da área, um desses corpos leucograníticos está alojado entre o Complexo Tonalítico Caracol e o Granito Xinguara. Ele aflora na forma de blocos abaulados. Em geral, nesta porção da área, a rocha não exhibe uma estruturação marcante, nem mesmo, orientação preferencial. Porém, em alguns pontos, principalmente no contato com o Granito Xinguara, percebe-se uma incipiente orientação mineral definindo uma foliação WNW-ESSE. A presença em seu interior de enclaves do Complexo Tonalítico Caracol (Figura 4.4d) atesta seu posicionamento estratigráfico posterior a este. Em um dos enclaves, observa-se um contato entre duas rochas, uma similar ao Complexo Tonalítico Caracol, de forma quadrática e cujo contato com a rocha hospedeira é marcado por concentrações de máficos (biotita e opacos), e outra aparentemente máfica (*greenstone belt?*), com injeções de feldspatos e alguma corrosão, sugerindo uma reabsorção parcial. A oeste da área, um dique de aproximadamente 30 cm de largura desta rocha, corta o Granodiorito Rio Maria.

As feições de campo e petrográficas sugerem que esses pequenos corpos graníticos são contemporâneos e relacionados ao magmatismo formador do pluton Xinguara. Alguns deles representam provavelmente corpos satélites ou apófises da intrusão principal. Outros podem talvez corresponder a pequenos corpos independentes, mas geneticamente afins.

4.2.6.2 - Enclaves – distribuição espacial e variedades

No mapa da Figura 4.5 é fornecida a localização dos diversos tipos de enclaves identificados na área mapeada. Eles são encontrados em sua grande maioria no interior do Granito Xinguara, mas também ocorrem localmente nos granitóides na porção norte da área. Neste mapa, é nítida a predominância de enclaves de composição tonalítica-trondhjemítica (Complexo Tonalítico Caracol) em relação aos demais. Tais enclaves se distribuem por todo o corpo, mas se concentram notavelmente em uma faixa, alinhados subparalelamente ao eixo maior do pluton Xinguara.

A abundância desses enclaves parece ser maior nas proximidades das regiões do contato sul e sudoeste do corpo onde o Complexo Tonalítico Caracol se intercala com o Granito Xinguara (Figuras 4.1 e 4.5), mas a distribuição dos mesmos é ampla e não está condicionada apenas às zonas de contato. Enclaves metabásicos ocorrem apenas em pontos isolados ao longo de parte do contato norte do pluton Xinguara com o Complexo Tonalítico Caracol, ao passo que enclaves do Granodiorito Rio Maria foram observados localmente nas porções norte, sudoeste e sudeste do corpo granítico. Um enclave quartzo-monzodiorítico foi identificado na porção norte do corpo, em zona próxima a seu contato com o Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemito Água Fria. Enclaves de rochas micáceas ocorrem em diversos pontos isolados do maciço.

Enclaves tonalítico-trondhjemíticos – Tais enclaves possuem dimensões que variam de centimétricas a métricas, suas formas são variadas e são texturalmente similares ao Complexo Tonalítico Caracol. Mostram bandamento composicional e foliação. Quando inclusos nas porções onde o Granito Xinguara encontra-se pouco deformado, alguns enclaves exibem contatos difusos, feições nítidas de corrosão ou forma angulosa, denotando a sua assimilação parcial pelo magma granítico Xinguara. Os enclaves localizados nas porções onde o granito mostra uma foliação um pouco mais penetrativa, os enclaves posicionam-se nos planos de anisotropia. Suas formas são discóides e estão afetados internamente pela mesma deformação do granito (recristalização dos feldspatos e quartzo, com formação de matriz granoblástica). Localmente, são nítidas nos contatos do Granito Xinguara com os enclaves bordas de resfriamento, evidenciando um contraste térmico apreciável entre o magma granítico e o material formador dos enclaves (Figura 4.6a). Na borda sudoeste do pluton Xinguara, onde o Granito Xinguara acha-se mais intensamente deformado, estes enclaves são concordantes com o *trend* da foliação do granito, mostram-se extremamente foliados e com formas amendoadas ou alongadas (Figura 4.6b). Internamente, a textura primária do tonalito foi completamente obliterada, restando uma massa de grãos finos.

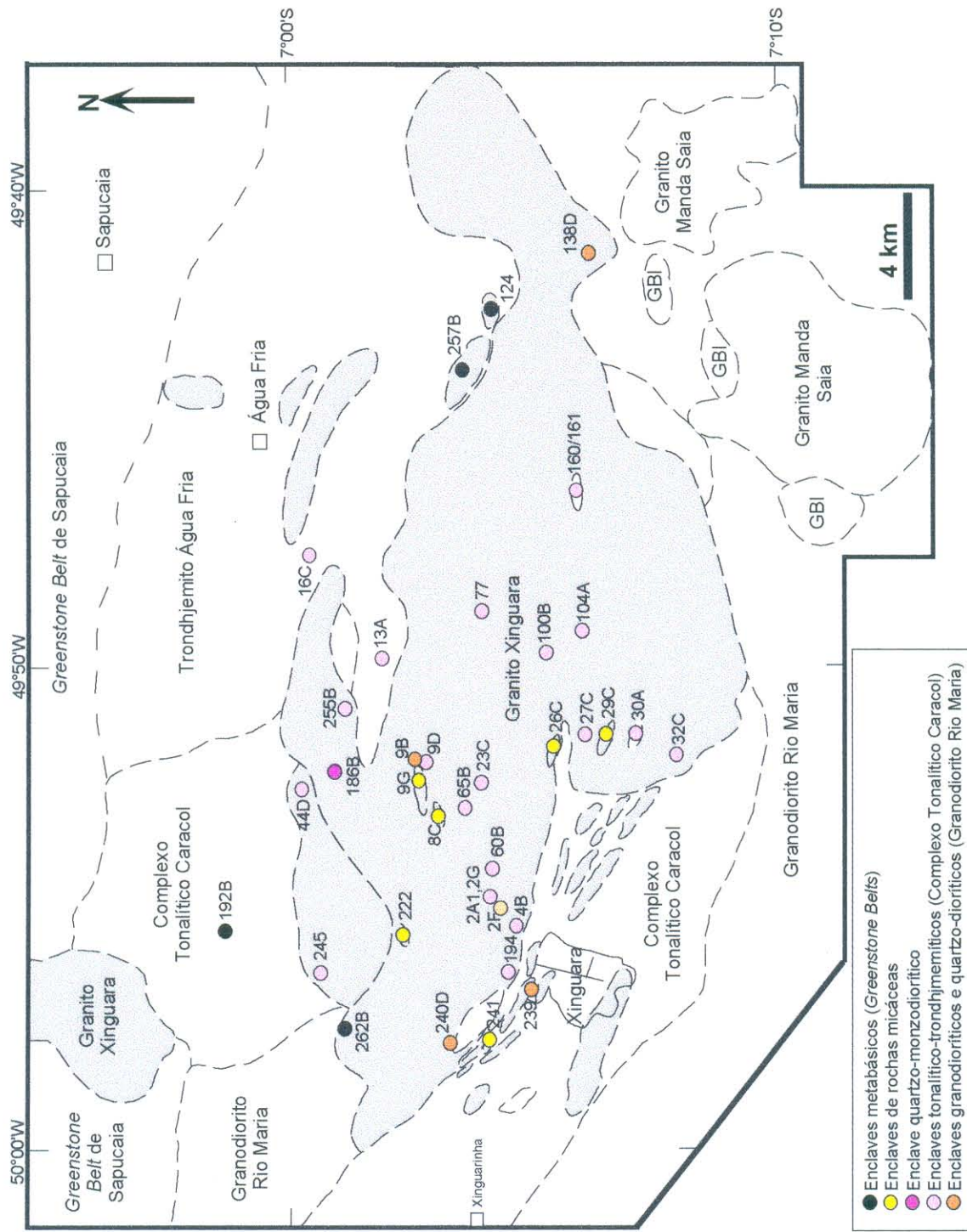


Figura 4.5 - Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição e natureza dos enclaves. Greenstone Belts de Identidade (GBI).

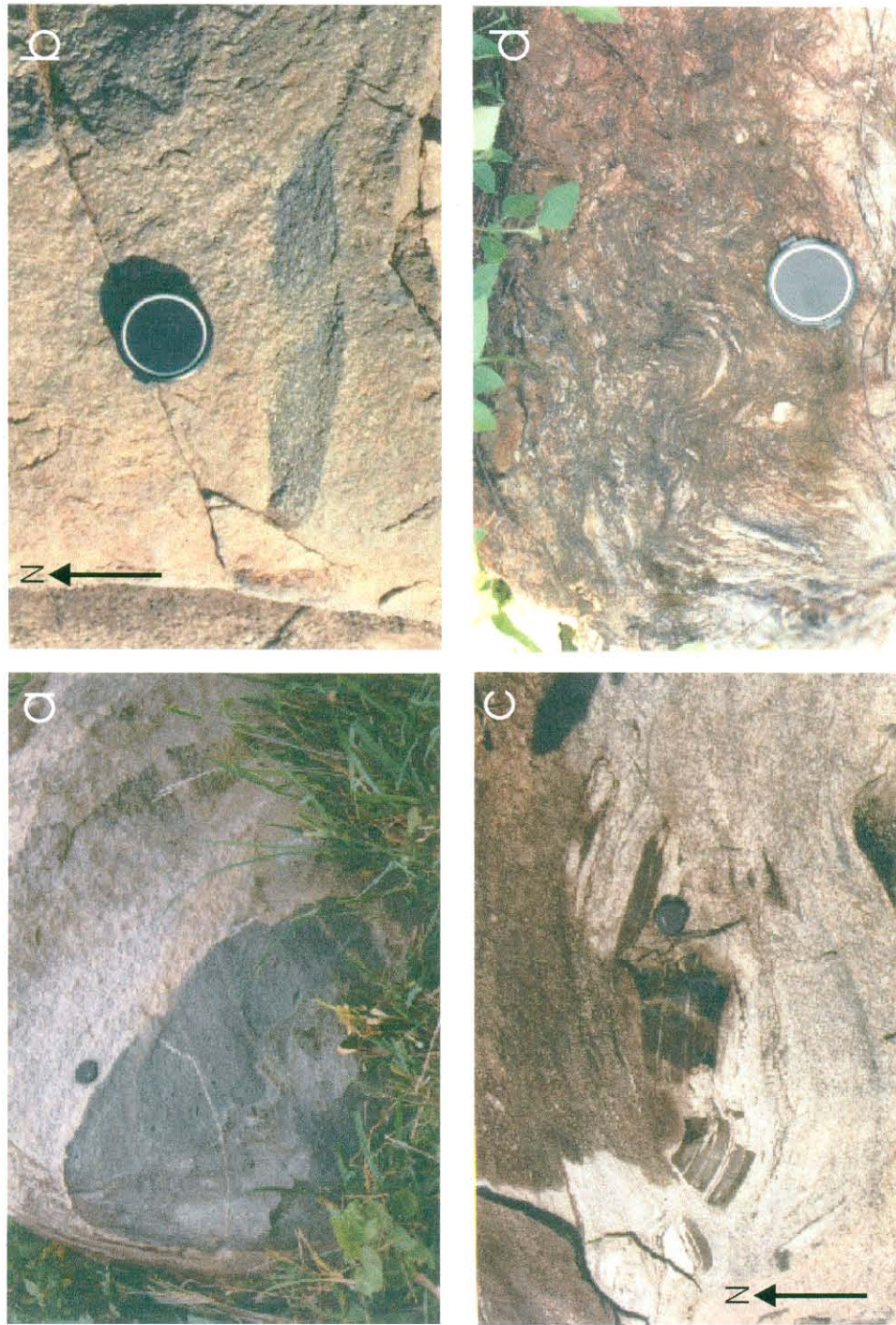


Figura 4.6 - Enclaves do Granito Xinguara: (a) Enclave do Complexo Tonalítico Caracol de forma discóide. Notar bordas de resfriamento no granito junto ao enclave, bem como um veio félsico delgado, cortando este último (AL- 60); (b) Enclave tonalítico alongado em monzogranito com forte deformação (foto em planta, próximo da seção XZ, AL-02); (c) Xenólito de rocha metabásica, posicionado paralelamente ao plano da foliação do Granito Xinguara (foto em planta, próximo a seção XZ, ALF-257); (d) Detalhe da estrutura de enclaves de rochas micáceas contidos no Granito Xinguara. Notar forte orientação dos minerais micáceos e quartzo e um bandamento milimétrico, ambos dobrados (AL-09).

Enclaves granodioríticos e quartzo-diorítico - Tais enclaves mostram características macro e microscópicas similares às do Granodiorito Rio Maria. O Granito Xinguara não mostra neste caso bordas de resfriamento, sugerindo um menor contraste térmico entre o enclave e o granito hospedeiro. Os enclaves foram parcialmente assimilados pelo magma granítico, conforme sugerem os contatos irregulares e as reentrâncias nos enclaves por onde penetra a massa granítica. Formas achatadas ou discóides também são verificadas.

Enclaves quartzo-monzodioríticos - caracterizam-se pela textura granular e uma orientação mineral marcante, representada em seções delgadas pelo alinhamento de cristais de biotita e de feldspatos. O quartzo ocorre subordinadamente e mostra-se localmente orientado paralelamente à orientação dos feldspatos.

Enclaves Metabásicos - são rochas de granulação fina, coloração cinza escuro a negra, e mostram uma foliação. Possuem tamanhos que variam de centimétricos a métricos. Apesar de serem em alguns casos concordantes à foliação do granito hospedeiro, suas formas são angulosas e mostram sinais de assimilação, denotando um alto contraste de viscosidade (Figura 4.6c). Ao microscópio mostram texturas de reequilíbrio térmico, revelada principalmente pela presença de biotita neoformada disposta aleatoriamente. Muito provavelmente, correspondem a rochas relacionadas com os *greenstone belts*.

Enclaves de rochas micáceas - rochas micáceas ocorrem em vários locais do corpo Xinguara. Seu afloramento mais representativo (AL-09) localiza-se ao longo da PA-150, a 12 km a nordeste da cidade de Xinguara. Formam no geral corpos lenticulares na forma de morros ou pequenas cristas alongadas segundo a direção WNW-ESE, com extensões aflorantes variáveis de alguns metros até aproximadamente algumas dezenas de metros. Suas larguras variam de cerca de 5 a 30 metros. A passagem dessas rochas para os leucomonzogranitos hospedeiros (Granito Xinguara) é brusca e, por vezes, nota-se no granito a presença de possíveis bordas de resfriamento.

Estas rochas possuem granulação média a fina, coloração cinza clara a levemente avermelhada. Exibem uma foliação fortemente penetrativa, direção N80°W, com mergulhos fortes a subverticais para SW. Uma lineação mineral com mergulhos suaves para SW, é definida pela orientação das micas e cristais de quartzo. A foliação é definida pela orientação dos abundantes minerais filitosos (muscovita e clorita), os quais, por vezes, envolvem ou contornam cristais de quartzo amendoados, desenhando suaves ondulações, caracterizando uma trama milonítica (Figura 4.6d). Muitas vezes a foliação é acompanhada por um nítido bandamento, que consiste na alternância de níveis ricos em quartzo e níveis micáceos. Frequentemente, esta foliação e bandamento mostram-se dobrados perpendicularmente à sua

direção preferencial. Bolsões, veios e *boudins* de quartzo são freqüentes. Geralmente os veios desenham dobras abertas e fechadas e um grande número de fraturas pode ser observado. São constituídas basicamente por quartzo e muscovita + cloritas, as quais definem leitos "sedosos".

Os enclaves de rochas micáceas possuem paragêneses metamórficas de baixo grau (muscovita-clorita-quartzo), sugerindo que o pluton Xinguara foi colocado em níveis crustais relativamente rasos. A xistosidade destes enclaves foi gerada por cisalhamento simples, sugerindo a existência de zonas de cisalhamento mais antigas do que o pluton Xinguara. Isto também é indicado pela presença de enclaves tonalíticos com estruturas miloníticas em leucomonzogranitos pouco deformados.

4.2.7 – Granito Manda Saia e Diques Proterozóicos (?)

De acordo com Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a), o Granito Anorogênico Manda Saia (Figura 4.1) forma feições topográficas positivas, sendo marcado por um forte isotropismo estrutural. É afetado apenas por fraturas tardias de direções N-S, WNW-ESE e NW-SE. Possui características mineralógicas e texturais similares às dos granitos anorogênicos Jamon (Dall'Agnol 1982, Dall'Agnol et al. 1999), Musa (Gastal 1987) e Banach (Duarte 1992). Admite-se, com base nisso que esteja relacionado ao grande evento magmático formador dos granitos anorogênicos do final do Paleoproterozóico, conforme sugerido por Leite & Dall'Agnol (1994) e Araújo et al. (1994).

Vários diques de diabásio e riolito porfirítico, orientados segundo NW-SE, N-S, NE-SW, e WNW-ESE e E-W, cortam as unidades arqueanas. Os diques de riolito são tentativamente correlacionados ao magmatismo Proterozóico anorogênico (Gastal et al. 1987, Silva Jr. et al. 1996, 1999, Rivalenti et al. 1998). Os diques de diabásio são de idade incerta, podendo ser proterozóicos ou até mesmo fanerozóicos.

CAPÍTULO 5

5 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA

5.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão apresentadas as composições modais, as descrições petrográficas de detalhe das rochas mais representativas dos granitóides estudados e os dados de química mineral. Não serão tratados aqui os aspectos microestruturais. Diversos minerais presentes nas rochas estudadas foram analisados no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Foram analisados os seguintes minerais: plagioclásio, biotita, micas claras, epidoto e anfibólio.

5.2 – COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL

5.2.1 - Descrição macroscópica

O Complexo Tonalítico Caracol caracteriza-se por exibir uma coloração cinza clara a escura e textura, fanerítica, heterogranular, com granulação média, eventualmente grossa (Figura 5.1a). Sua estruturação é marcada por um bandamento composicional, definido por bandas regulares formadas predominantemente por minerais félsicos (plagioclásio + quartzo), alternadas com bandas enriquecidas em biotita e minerais acessórios. Plagioclásio, quartzo e biotita são os minerais mais abundantes. Localmente, na porção SW da área, a rocha passa a ter uma coloração cinza escura. Macroscopicamente são comuns fenoclastos ovalados de feldspatos (plagioclásio) em matriz fina, fortemente foliada (Figura 5.1b). Há um enriquecimento acentuado de minerais máficos (biotita).

5.2.2 - Composições modais e classificação

As composições modais (Tabela 5.1) e o diagrama Q-A-P (Figura 5.2) mostram a marcante homogeneidade composicional deste granitóide que posiciona-se no campo dos tonalitos e trondhjemitos (Streckeisen 1976). O diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5.2) e a Tabela 5.1 mostram que os teores de minerais máficos variam de 7 a 16%. Dessa forma, em termos de composições modais, o Complexo Tonalítico Caracol corresponde a uma associação tonalítica a trondhjemítica, e possui comportamento similar a série cálcico-alcalina trondhjemítica de baixo potássio (Lameyre & Bowden 1982) ou cálcico-alcalina tonalítica ou trondhjemítica (Bowden et al. 1984) (Figura 5.2).

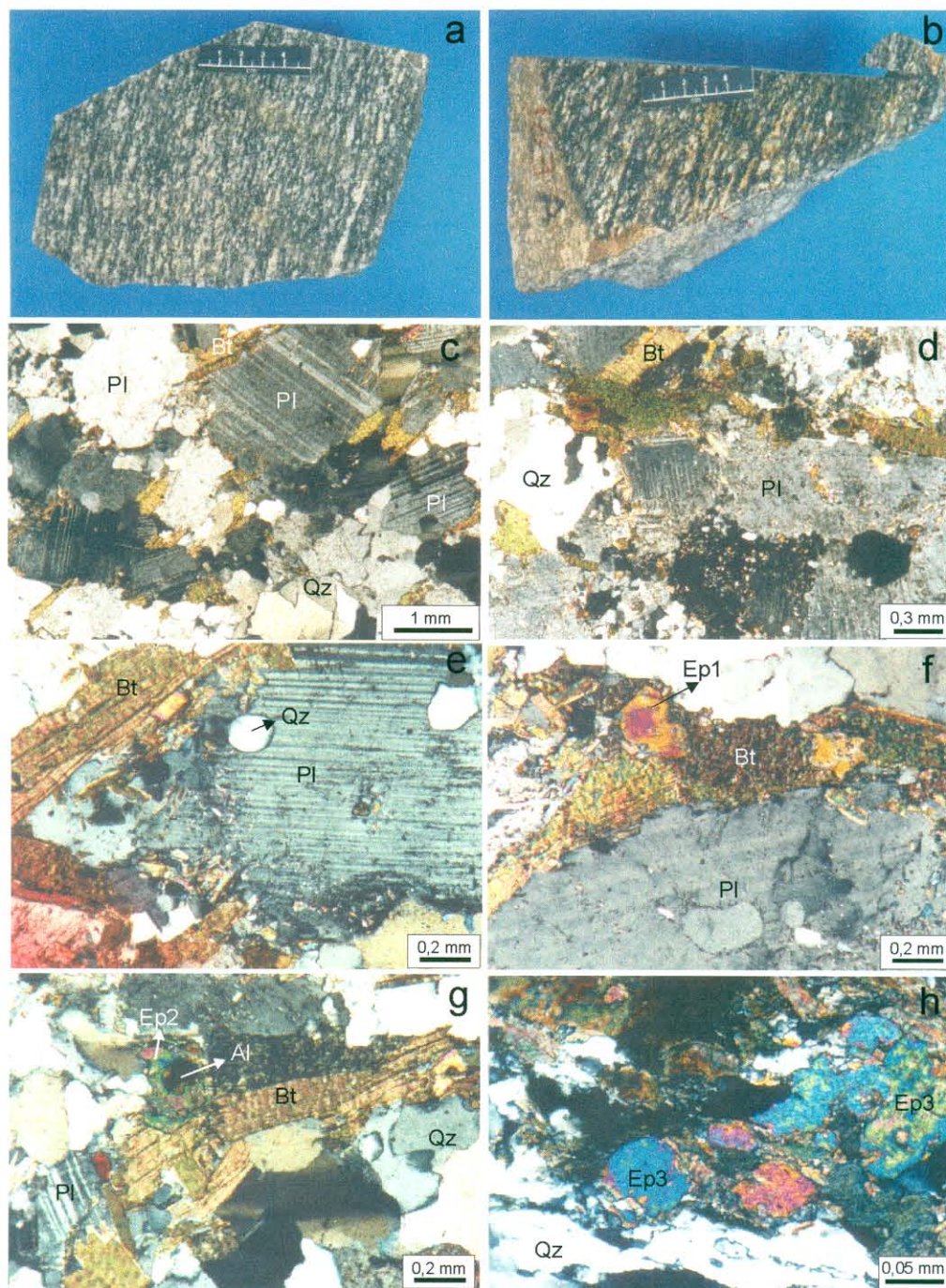


Figura 5.1 - Feições macro e microscópica do Complexo Tonalítico Caracol. (a) Aspecto macroscópico do Complexo Tonalítico Caracol no domínio NW da área, onde é possível visualizar o bandamento e uma foliação. Os minerais estão estirados e não mostram sinais de rotação (planta, plano XZ, AL-210); (b) Aspecto textural do Complexo Tonalítico Caracol no domínio SW. Notar cristais de plagioclásio amendoados com desenvolvimento de sombras de pressão (planta, plano XZ, AL-163); (c) Aspecto microscópico do Complexo Tonalítico Caracol no domínio NW da área. Detalhe das bandas quartzo-feldspáticas, onde cristais de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) estão orientados (seção XZ, Nicóis cruzados (NC), AL-210); (d) Aspecto microscópico do Complexo Tonalítico Caracol no domínio NW. Notar orientação das biotitas (Bt) paralelas aos cristais de plagioclásio (seção XZ, NC, AL-210); (e) Detalhe de cristal de plagioclásio (Pl) maclado com inclusões de quartzo (Qz) e lamelas associadas de biotita (Bt) (seção XZ, NC, AL-210); (f) Cristal de biotita (Bt) associada com plagioclásio e epidoto idiomórfico (Ep1) (Seção XZ, NC, AL-210). (g) Cristais de biotita (Bt) associada a epidoto do tipo 2 (Ep2), envolvendo núcleo de alanita (NC, AL-210); (h) Cristais de epidoto (Ep3) associados a quartzo fitado em tonalito deformado do domínio SW da área (NC, AL-163).

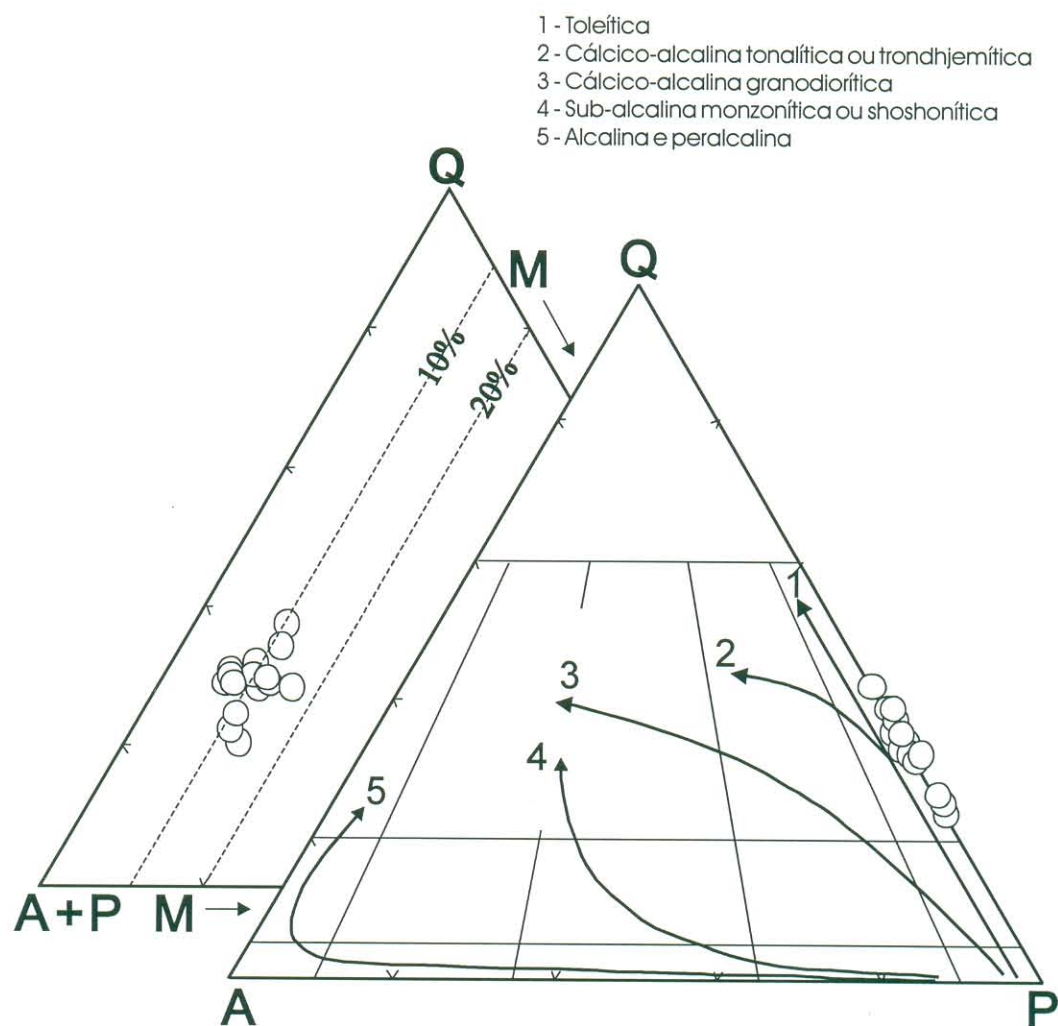


Figura 5.2 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (campos conforme Streckeisen 1976) para o Complexo Tonalítico Caracol (modificado de Leite 1995, e Leite & Dall'Agnol 1997a). No diagrama Q-A-P foram plotados os *trends* (1 a 5) de Lameyre & Bowden (1982) com as modificações sugeridas por Bowden et al. (1984); o Tonalito Caracol possui similaridades com a série cálcico-alcálica tonalítica ou trondhjemítica.

Tabela 5.1 – Composições modais do Complexo Tonalítico Caracol.

Amostras	Complexo Tonalítico Caracol																			
	AL-163*	AL-54A	AL-237B	AL-239A	AL-163D	AL-208	AL-45*	AL-210C	AL-253A	ALF-264	AL-264	AL-46*	AL-216	AL-59	AL-26A*	AL-3A*	AL-35*	AL-215		
Quartzo	20,4	28,6	28,6	29,3	37,6	22,5	29,8	29,9	30,7	31,9	34,4	26,0	31,2	33,8	34,6	39,1	27,4			
Plagioclásio	64,6	59,6	55,4	57,9	51,1	65,7	58,1	58,8	61,6	57,0	53,6	63,8	50,2	54,3	57,0	52,0	64,6			
Álcali-feldspato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	4,9	0,0	0,0	0,0	0,3			
Biotita	13,0	11,0	14,7	11,5	10,9	10,9	11,6	11,0	7,4	8,8	10,4	9,8	11,9	11,2	7,8	8,1	6,4			
Opacos	1,5	0,5	0,6	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	1,4	0,2	0,1	0,3	0,5			
Acessórios	0,5	0,3	0,7	0,4	0,2	0,9	0,5	0,3	0,3	1,4	1,6	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,8			
Alcali-felds+Plag	64,6	59,6	55,4	57,9	51,1	65,7	58,1	58,8	61,6	57,9	53,6	63,8	55,1	54,3	57,0	52,0	64,9			
Máficos (M)	15,0	11,8	16,0	12,8	11,3	11,8	12,1	11,3	7,7	10,2	12,0	10,2	13,7	11,9	8,4	8,9	7,7			
Q	24,0	32,4	34,0	33,6	42,4	25,5	33,9	33,7	33,3	35,5	39,1	29,0	36,2	38,4	37,8	42,9	29,7			
A	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	5,7	0,0	0,0	0,0	0,3			
P	76,0	67,6	66,0	66,4	57,6	74,5	66,1	66,3	66,7	63,5	60,9	71,0	58,2	61,6	62,2	57,1	70,0			
Nº de pontos	1700,0	1800,0	2000,0	2000,0	2000,0	1650,0	1800,0	2000,0	2000,0	2000,0	1700,0	2000,0	2000,0	2000,0	1700,0	1700,0	1700,0	2000,0		

* Dados modais extraídos de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

Esta associação é formada em média, essencialmente por plagioclásio e quartzo, com conteúdos médios, respectivamente de 58% e 30%, tendo a biotita como principal fase ferromagnésiana (6 a 15%). Dentre os minerais acessórios destacam-se zircão, titanita, opacos, alanita, epidoto, apatita e micas brancas.

5.2.3 - Descrição mineralógica e textural

Ao microscópio o Complexo Tonalítico Caracol apresenta dois tipos texturais distintos, sendo o primeiro mais abundante, abrangendo cerca de 70 a 80% das amostras. Caracteriza-se pela textura heterogranular média (bandas quartzo-feldspáticas e bandas enriquecidas em biotita e minerais acessórios) (Figuras 5.1c, d). O segundo tipo localiza-se na porção sudoeste da área e teve a sua textura original obliterada pela deformação. As suas feições texturais serão abordadas no capítulo de geologia estrutural.

5.2.3.1 - Plagioclásio

Forma cristais hipidiomórficos a xenomórficos (Figuras 5.1c, d, e), de granulação predominantemente média, mas por vezes fina. Os cristais orientam-se paralelamente ao quartzo e a biotita. Exibem algumas feições primárias, como maclamento albíta (Figura 5.1e) e, por vezes, um zoneamento normal pouco marcante. A saussuritização é discreta e concentra-se na maioria das vezes nas porções centrais dos cristais. Possui inclusões de quartzo (Figura 5.1e). A recristalização é de carácter localizado e tende a ser mais pronunciada em bandas de cisalhamento.

Foram realizadas 32 análises de microsonda em três amostras, AL-163 representando a porção mais deformada do tonalito (domínio sudoeste da área) e AL-210 e AL-216 representando as porções mais preservadas (domínios noroeste e sul da área). Os resultados analíticos e as fórmulas estruturais correspondentes constam das tabelas do Anexo 3. A composição dos plagioclásios das amostras AL-163 e AL-210 varia de oligoclásio cálcico a andesina sódica (An_{26-33}), com teores de Or de 0,43 a 0,67. Já na amostra AL-216 mostrou composição de oligoclásio cálcico (An_{24-25}), com teores de Or de 0,43 a 0,93 (Figura 5.3a e Tab. An3.1, Anexo 3). Foram feitas em vários cristais análises nas porções centrais e nas bordas (Tab. An3.1), sem que tenham sido detectadas variações composicionais expressivas, sugerindo que, pelo menos nos cristais analisados, o zoneamento é ausente ou muito discreto.

5.2.3.2 - Quartzo

Forma agregados de cristais granulares xenomórficos, de granulação fina, com moderada extinção ondulante (Figuras 5.1c, d, f), os quais mostram-se alongados e achatados,

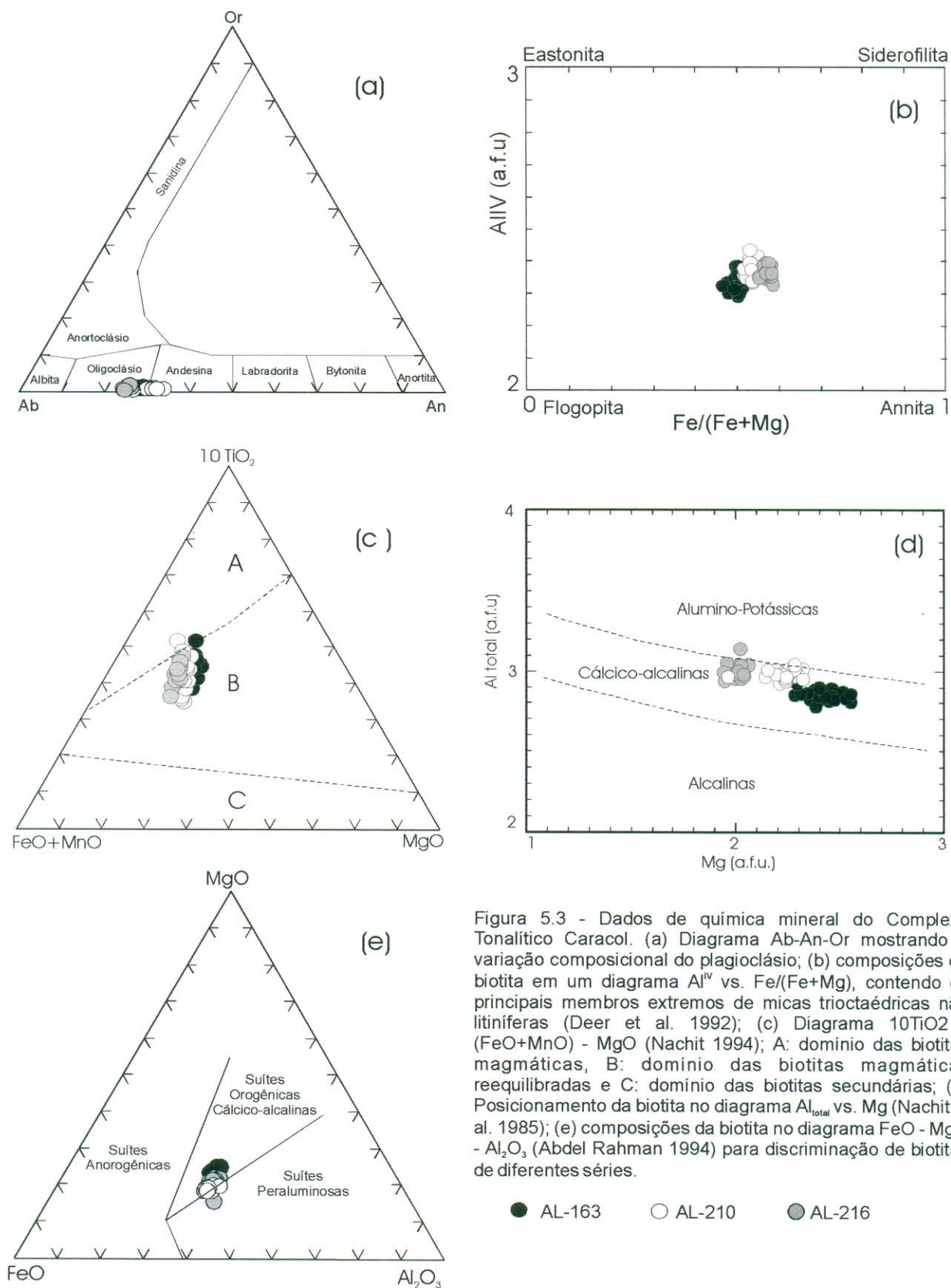


Figura 5.3 - Dados de química mineral do Complexo Tonalítico Caracol. (a) Diagrama Ab-An-Or mostrando a variação composicional do plagioclásio; (b) composições da biotita em um diagrama Al^{IV} vs. Fe/(Fe+Mg), contendo os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litíferas (Deer et al. 1992); (c) Diagrama 10TiO₂ - (FeO+MnO) - MgO (Nachit 1994); A: domínio das biotitas magmáticas, B: domínio das biotitas magmáticas reequilibradas e C: domínio das biotitas secundárias; (d) Posicionamento da biotita no diagrama Al^{total} vs. Mg (Nachit et al. 1985); (e) composições da biotita no diagrama FeO - MgO - Al₂O₃ (Abdel Rahman 1994) para discriminação de biotitas de diferentes séries.

nas rochas mais deformadas (Figura 5.1h). Os contatos entre os seus grãos são lobados, curvos ou retilíneos. Por vezes, estão inclusos em fenocristais de plagioclásio (Figura 5.1e).

5.2.3.3 - Álcali-feldspato

Está ausente na maioria das rochas estudadas (Tabela 5.1). Quando ocorre, forma cristais xenomórficos, tardios na cristalização, pois sua ocorrência é restrita aos espaços intersticiais entre plagioclásio e quartzo.

5.2.3.4 - Biotita

Forma cristais hipidiomórficos (Figuras 5.1c, d, e, f), de granulação fina, orientados na direção do maior comprimento dos cristais de plagioclásio e quartzo. Associa-se normalmente a minerais opacos, epidoto e aos demais acessórios (titanita, apatita, muscovita e zircão), com os quais define as faixas máficas do bandamento. Possui freqüentemente inclusões de zircão.

Foram realizadas 66 análises de biotita, nas mesmas amostras em que se analisou-se o plagioclásio. Os dados analíticos e fórmulas estruturais constam no Anexo 4 (Tab. An. 4.1). Na Figura 5.3b tem-se a distribuição das biotitas analisadas em diagrama Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ de Deer et al. (1992). Os valores de Al^{IV} são bastante uniformes variando de 2,3 a 2,4, enquanto os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ variam um pouco mais. As biotitas das amostras AL-163 variam de magnesianas a ferrosas (Foster 1960), pois suas razões $Mg/(Mg+Fe)$ são ora maiores, ora menores do que 0,5, enquanto as biotitas das amostras AL-210 e AL-216 são essencialmente ferrosas $Mg/(Mg+Fe) < 0,5$. No diagrama triangular $10TiO_2$ vs. $(FeO+MnO)$ vs. MgO (Nachit 1994) a grande maioria das amostras analisadas plota no campo das biotitas magmáticas reequilibradas, com raríssimas análises plotando no campo das biotitas magmáticas (Figura 5.3c).

No diagrama Al_{total} vs. Mg (Nachit et al. 1985) a biotita do Complexo Tonalítico Caracol mostra afinidades com aquelas das associações cálcico-alcálicas (Figura 5.3d). Há uma correlação negativa entre o alumínio total e magnésio, sendo a amostra AL-163 é mais empobrecida em alumínio total e mais enriquecida em magnésio do que as demais. A afinidade cálcico-alcálica da biotita estudada é confirmada no diagrama triangular $FeO-MgO-Al_2O_3$ (Figura 5.3e) (Abdel-Rahman 1994).

Os diagramas catiônicos Fe^{+2} vs. Mg , Ti vs. Al^{VI} e $Al^{VI}+Si$ vs. $Al^{IV}+Ti$ (Figuras 5.4a, b, c) Ilustram as variações composicionais da biotita. Verifica-se uma correlação negativa entre estes cátions. A correlação negativa mostrada nos diagrama da Figura 5.4c, sugere que uma substituição do tipo $(Al^{3+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Ti^{4+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$ teve um papel significativo na evolução das biotitas do Complexo Tonalítico Caracol. Esta substituição corresponde a do tipo 4 de

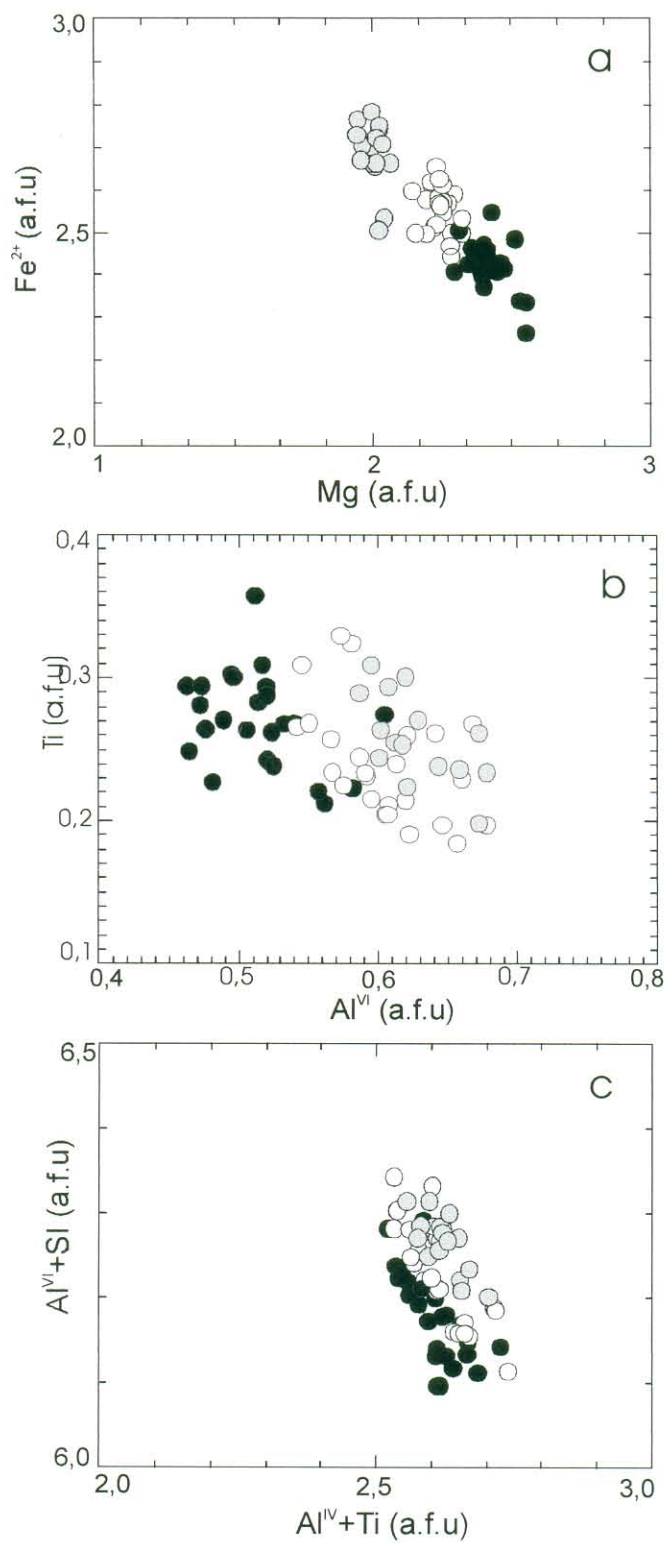


Figura 5.4 - Análises de biotita do Complexo Tonalítico Caracol. (a) Diagrama Fe^{2+} x Mg; (b) Diagrama Ti x Al^VI ; (c) Diagrama $Al^{IV}+Si$ x $Al^{IV}+Ti$. Símbolos como na Figura 5.3.

Dymek (1983). Além disso, os traços entre Fe^{2+} vs. Mg e Ti vs. Al^{VI} no sítio octaédrico também exerceram uma influência importante nas variações químicas das biotitas

5.2.3.5 - Mica branca

Desenvolve cristais hipidiomórficos a idiomórficos, de granulação fina, orientados paralelamente à direção da biotita. Seus contatos são retos com a biotita, sugerindo equilíbrio entre estas duas fases minerais. Ocorre também associada aos demais minerais máficos.

Foram analisadas micas brancas apenas nas amostras AL-210 e AL-216, num total de 4 análises. Os resultados analíticos e as fórmulas estruturais constam do Anexo 5. No diagrama triangular Al_{total} vs. M^{2+} vs. Si de Monier & Robert (1986) as micas analisadas situam-se no *trend* da solução sólida, cujos membros finais são muscovita $\{\text{Mu} - \text{K}_2 (\text{Al}_{4-2}) (\text{Si}_6\text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH})_4\}$, onde \square representa os sítios octaédricos vagos, e celadonita (ou Fe-Al-celadonita) $\{\text{Cel} - \text{K}_2 (\text{Al}_2\text{M}^{2+}_{2-2}) \text{Si}_8\text{O}_{20} (\text{OH})_4\}$, onde $\text{M}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$ e/ou Fe^{2+} , corresponde à denominada série fengítica. O termo intermediário desta série a fengita $\{\text{Ph} - \text{K}_2 (\text{Fe}^{+2}\text{Al}_3-2) (\text{Si}_7\text{Al}) \text{O}_{20} (\text{OH})_4\}$. As amostras plotam exatamente entre o pólo do membro final muscovita e o intermediário da fengita (Figura 5.5), refletindo os teores expressivos de FeO das micas analisadas (Anexo 5).

Os baixos conteúdos de K_2O ($< 8,7\%$) ocasionam uma acentuada diferença em cátions no sítio intercamada ($x + y < 0,75$ para meia célula unitária; Tab. An. 5.1, Anexo 5). Em decorrência, as micas brancas analisadas situam-se abaixo do valor mínimo estabelecido para as micas dioctaédricas, devendo ser classificadas como micas com intercamadas deficiente, provavelmente da série das ilitas (Rieder et al. 1998), embora com $\text{Mg} < \text{Fe}^{\text{II}}$. Essas características composicionais constituem uma forte evidência que as micas brancas formaram-se no estágio subsolidus, não sendo portanto magmáticas.

5.2.3.6 - Epidoto

De acordo com seus aspectos texturais os epidotos do Complexo Tonalítico Caracol podem ocorrer das seguintes formas:

- (i) epidoto em cristais essencialmente idiomórficos (Ep1), prismáticos, associados a biotita (Figura 5.1f) ou, por vezes incluso nesta. Possui contatos retos com a biotita, sugerindo equilíbrio entre estas duas fases minerais. São de ocorrência bastante restrita neste tipo de rocha;
- (ii) epidoto formando uma delgada auréola ou manto envolvendo cristais de alanita (Ep2; Figura 5.1g). Os núcleos de alanita costumam ser idiomórficos;
- (iii) epidoto na forma de cristais xenomórficos (Ep3), sub-milimétricos, dispersos na rocha ou associados a biotita e opacos. Nos tonalitos deformados do domínio sudoeste da

área, este tipo de epidoto está afetado pela deformação, possui formas amendoadas e contatos irregulares com a biotita (Figura 5.1h); e

- (iv) epidoto em grãos muito finos associados a sericita e substituindo os cristais de plagioclásio (Ep4).

Feições texturais similares foram descritas inicialmente em granitóides do Nordeste do Brasil (Sial 1990, 1993) e no Granito Mata Surrão (Duarte 1992) e no Granito Xinguara foram descritos inicialmente por (Leite 1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

Foram realizadas 27 de análises de microsonda em epidotos dos tipos texturais Ep1, Ep2 e Ep3 nas amostras AL-163, AL-210 e AL-216 do Complexo Tonalítico Caracol. Os resultados analíticos, as respectivas fórmulas estruturais calculadas a base de 12,5 oxigênios equivalentes e a razão atômica $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ que corresponde ao teor de pistacita (Ps) constam do Anexo 6 (Tab. An.6.1). Os diferentes tipos texturais de epidoto do Complexo Tonalítico Caracol mostram teores variados de pistacita (Ps) entre 23 e 28% (Figura 5.6). Os epidotos dos tipos Ep1 e Ep2 mostraram valores de Ps de 27-28%, enquanto os epidotos do tipo Ep3 possuem valores bem menores (23-26%). Teores de Ps entre 25 e 29% de acordo com Tulloch (1986) e Wyhnal et al. (1991) são típicos de epidotos magmáticos. Sendo assim, os epidotos dos tipos Ep1 e Ep2 de acordo com seus conteúdos de pistacita e aspectos texturais podem corresponder a epidotos magmáticos. Quanto ao Ep3, seus conteúdos de Ps, geralmente menores do que 26%, a forma xenomórficas e a ocorrência em rochas deformadas tornam bastante provável a hipótese de sua formação subsolidus. Interpretação similar foi apresentada os epidotos do Batólito São Rafael (Sial 1993), dos Plutons Prado, Caraúbas e Tourão (Galindo 1993) e do Pluton Conceição das Creoulas (Brasilino et al. 1999), granitóides estes localizados no Nordeste do Brasil, bem como no Granito Igarapé Azul (Sardinha 1999), situado no sudeste de Roraima.

5.2.3.7 - Minerais opacos

Destaca-se neste granitóide uma paragênese formada essencialmente por magnetita (dominante), hematita e, em menor quantidade, goethita (Figueiredo 1997). Calcopirita e pirita ocorrem ocasionalmente e de maneira bastante restrita. Estes minerais apresentam-se inclusos nos feldspatos ou associados a biotita, epidoto e titanita. Segue uma descrição sumarizada dos minerais óxido de Fe, baseada em Figueiredo (1997).

Magnetita - forma predominantemente cristais idiomórficos a hipidiomórficos, pouco martitizados e bem preservados. Seus cristais, por vezes, apresentam-se fraturados sem, no entanto, se desagregarem. É comum a ocorrência de cristais xenomórficos, com bordas

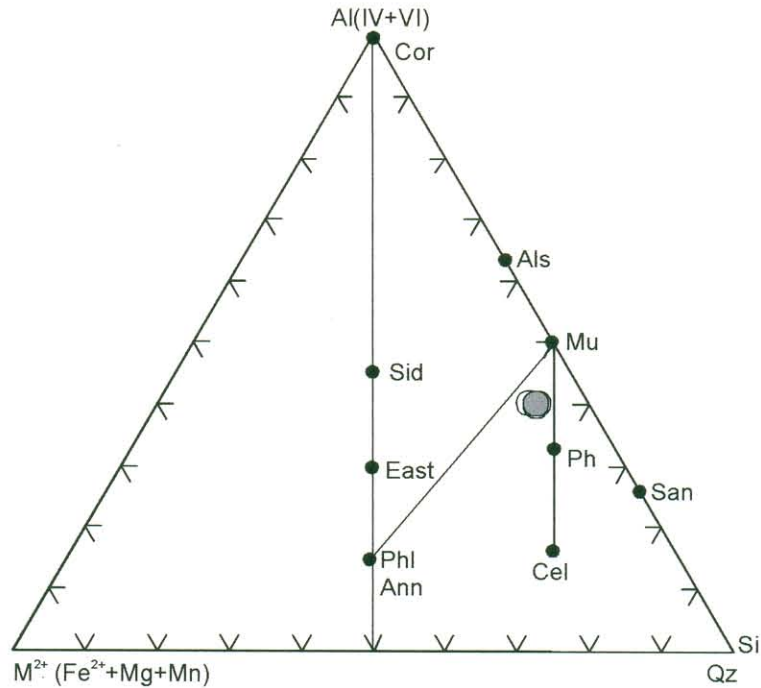


Figura 5.5 - Diagrama $Al_{total} \times M^{2+} \times Si$ de Monier & Robert (1986) para as micas brancas do Complexo Tonalítico Caracol. Símbolos como na Figura 5.3. Cor = Corindon; Als = Aluminossilicatos; Mu = Muscovita; San = Sanidina; Ph = Fengita; Cel = Celadonita; Ann = Anita; Phl = Flogopita; East = Eastonita; Sid = Siderofilita; Qz = Quartzo.

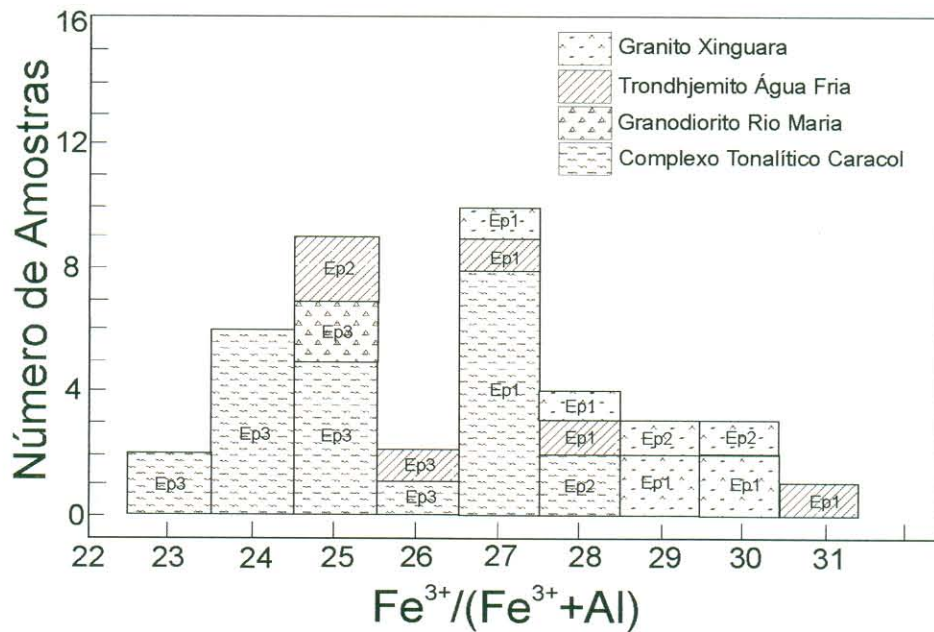


Figura 5.6 - Tipos texturais de epidoto *versus* a razão atômica $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ para os granitóides arqueanos da região de Xinguara. Ep1 - subidiomórfico a idiomórfico; Ep2: envolvendo alanita; Ep3 - xenomórfico.

corroídas associados a minerais ferromagnesianos e titanita, sugerindo a liberação de Fe ou Ti para a formação desses minerais. Texturas similares já foram destacadas por Magalhães e Dall'Agnol (1992).

Hematita - é observada invariavelmente como alteração da magnetita (martita), desenvolvendo-se a partir de suas bordas ou planos de fratura. Por vezes, tem-se apenas restos de magnetita intensamente substituídos por hematita.

Goethita - ocorre em menores proporções e apenas em algumas amostras. Em geral, apresenta-se como pequenos cristais xenomórficos envolvendo pirita ou preenchendo fraturas em cristais de magnetita.

5.2.3.8 - Outros minerais acessórios

Os principais minerais acessórios restantes são: titanita, zircão, e apatita. Concentram-se principalmente nas faixas enriquecidas em minerais máficos. A titanita forma cristais prismáticos, principalmente nos tonalitos do domínio sudoeste, e é praticamente inexistente nos domínios sul e noroeste. Zircão e apatita formam cristais euédricos com frequência inclusos na biotita ou no caso da apatita, também no Plagioclásio.

5.3 - GRANODIORITO RIO MARIA

5.3.1 - Descrição Macroscópica

O Granodiorito Rio Maria caracteriza-se por uma grande homogeneidade textural, tendo textura granular hipidiomórfica média, coloração cinza clara com tons esverdeados, devidos essencialmente ao plagioclásio saussuritizado e, pontuações escuras correspondendo aos máficos. Localmente, na porção oeste da área, sua textura original foi obliterada pela deformação. Neste caso, os feldspatos neste caso, passam a ter formas amendoadas e são envolvidos por faixas de máficos e quartzo estirado. As feições deformacionais serão tratadas em maior detalhe no capítulo sobre geologia estrutural.

5.3.2 - Composições modais e classificação

Foram efetuadas sete análises modais em amostras representativas, as quais forneceram composições predominantemente granodioríticas, e subordinadamente, quartzodiorítica e diorítica (Figura 5.7, Tabela 5.2). O Granodiorito Rio Maria de acordo com os dados modais enquadra-se perfeitamente na série cálcico-alcalina granodiorítica Bowden et al. (1984) (Figura 5.7). As principais fácies identificadas na região de Xinguara são: biotita-hornblenda-diorito (BtHbDr), hornblenda-biotita-quartzo-diorito (HbBtQzDr), hornblenda-biotita-granodiorito (HbBtGd), biotita-hornblenda-granodiorito (BtHbGd) e biotita-granodiorito (BtGd). Os teores de

Tabela 5.2 - Composições modais do Granodiorito Rio Maria.

Variedades	BtGd			HbBtGd	BtHbGd	HbBtQzDr	BtHbDr
Amostras	AL-213	AL-233A	ALF-243C	AL-166*	AL-141*	AL-214	ALF-230
Quartzo	21,2	22,5	26,5	18,6	19,4	8,8	2,2
Plagioclásio	47,0	43,8	42,3	48,8	50,4	54,2	53,2
Álcali-feldspato	16,1	16,4	14,2	11,7	12,9	0,0	1,8
Hornblenda	0,1	0,0	0,0	8,5	11,3	12,0	29,7
Biotita	14,6	16,2	16,4	11,7	5,4	24,1	12,6
Opacos	0,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3
Alanita	0,8	0,0	Tr	0,5	0,2	0,2	0,0
Titanita	0,0	0,7	0,3	0,1	0,3	0,6	0,2
Acessórios	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0
Minerais Máficos	15,6	17,1	16,9	20,9	17,2	36,9	42,8
Álcali-felds+Plag.	63,1	60,2	56,5	60,5	63,3	54,2	55,0
Q	25,1	27,2	31,9	23,5	23,5	14,0	3,8
A	19,1	19,8	17,1	14,8	15,6	0,0	3,1
P	55,8	53,0	51,0	61,7	60,9	86,0	93,0
Nº de pontos	1800,0	1800,0	1000,0	1700,0	1700,0	1900,0	1900,0

* Dados extraídos de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

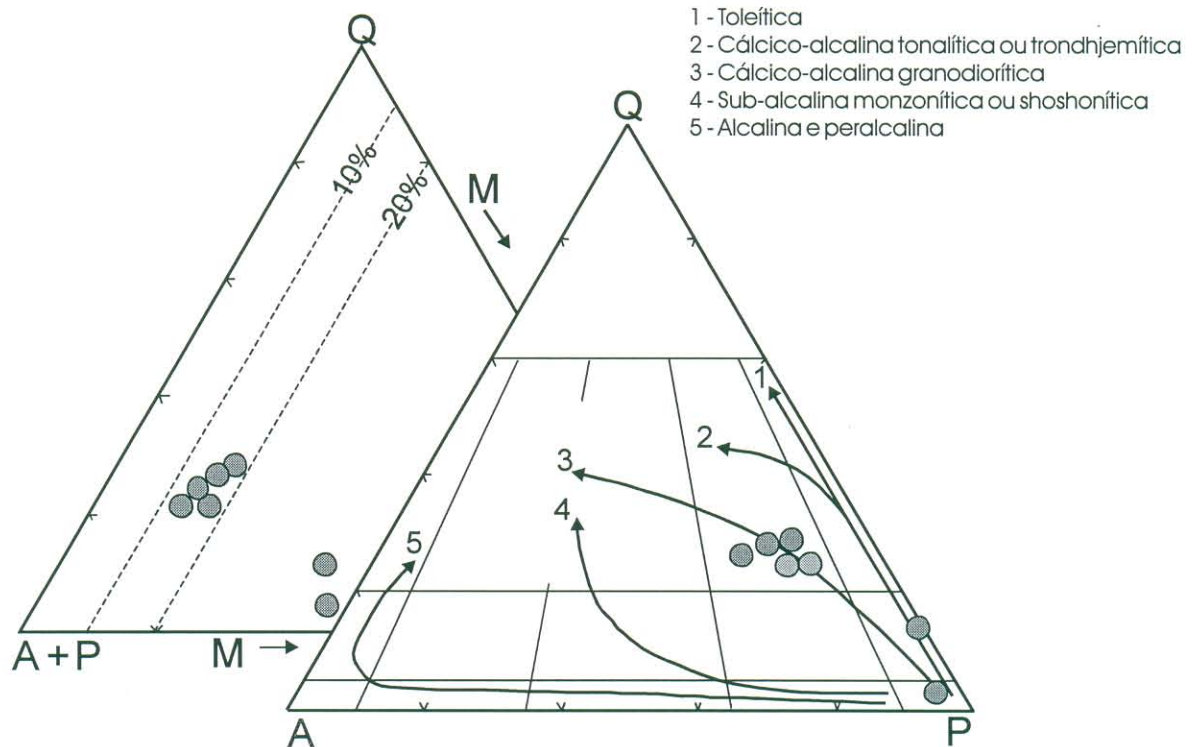


Figura 5.7 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (campos conforme Streckeisen 1976) para o Granodiorito Rio Maria (modificado de Leite 1995, e Leite & Dall'Agnol 1997a). No diagrama Q-A-P foram plotados os *trends* (1 a 5) de Lameyre & Bowden (1982), com as modificações sugeridas por Bowden et al. (1984); o Granodiorito Rio Maria possui similaridades com a série cálcio-alcálica granodiorítica.

minerais máficos variam de 15,6 a 42,8%, valores estes bem superiores aos observados no Complexo Tonalítico Caracol e demais rochas da região. Os dioritos e quartzo-dioritos são rochas pouco abundantes no corpo, estando restritas ao contato do Granodiorito Rio Maria com o Complexo Tonalítico Caracol. Informações adicionais e descrições petrográficas mais detalhadas sobre o Granodiorito Rio Maria podem ser encontradas em Medeiros (1987) e Medeiros & Dall'Agnol (1988), referentes às ocorrências da área-tipo da unidade, e em Althoff (1996) e Althoff et al. (2000) sobre aquelas da região de Vila Marajoara.

5.3.3 - Descrição mineralógica e textural

Ao microscópio o Granodiorito Rio Maria caracteriza-se por exibir nas suas porções menos deformadas uma textura granular hipidiomórfica de granulação média a grossa, no geral bem preservada. Em alguns pontos desta unidade os cristais de plagioclásio e álcali-feldspato, com 2 a 5 mm de comprimento, estão orientados, indicando a presença de foliação primária (Figuras 5.8a, b).

5.3.3.1 - Plagioclásio

Ocorre em cristais hipidiomórficos de tamanhos variando entre 1 a 4 mm de comprimento (Figuras 5.8a, b, c, d). A intensa saussuritização obliterou bastante as características primárias deste mineral, produzindo uma paragênese secundária a base de plagioclásio descalcificado + epidoto + sericita-muscovita ± carbonato (Figuras 5.8a, b). Em alguns cristais a variação na intensidade da alteração sugere zoneamento do tipo normal. São comuns inclusões de quartzo, biotita e apatita, posicionadas nas bordas dos grãos. Seus contatos com o álcali-feldspato e o quartzo são retos. Por vezes, microfraturas seccionam o plagioclásio e são preenchidas por epidoto tardio.

Em virtude de sua intensa alteração, optou-se em não executar análises de microsonda neste mineral.

5.3.3.2 - Álcali-feldspato

É do tipo microclina pertítica, com formas hipidiomórficas a xenomórficas. Seus tamanhos variam de 0,8 a 3 mm de comprimento (Figuras 5.8a, d). As pertitas são escassas e, quando presentes, são do tipo *string* (Smith 1974). Em alguns casos o comportamento rígido deste mineral durante a deformação levou à formação de microfraturamentos (Figura 5.8d), ao longo das quais se observa recristalização do álcali-feldspato ou, ainda, preenchimento por epidoto e quartzo.

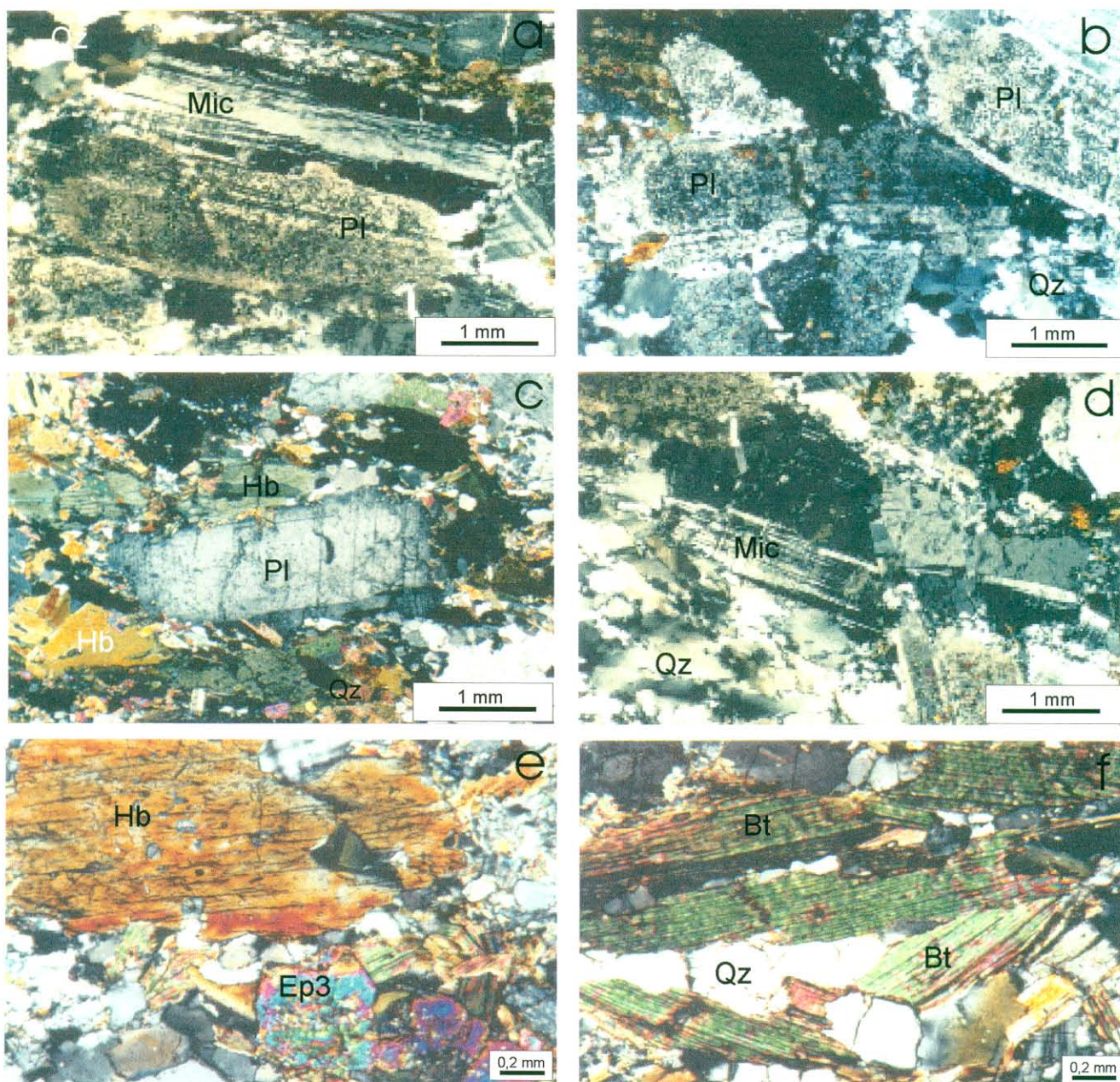


Figura 5.8 - Aspectos microscópicos do Granodiorito Rio Maria. (a) Textura granular hipidiomórfica do granodiorito mostrando a orientação dos cristais de plagioclásio saussuritizado (Pl) e microclina (Mic). O quartzo (Qz) está recrystalizado (plano próximo a XZ; Nicóis cruzados, NC; AL-213). (b) Cristais hipidiomórficos de plagioclásio (Pl), microclina (Mic) e quartzo (Qz) recrystalizado em suas bordas. Notar a intensa saussuritização do plagioclásio (Pl) (plano próximo a XZ, NC, AL-213). (c) Cristal de plagioclásio hipidiomórfico envolvido por hornblenda (Hb) (seção XZ, NC, AL-166). (d) Cristal de microclina (Mic) fraturado e subdividido, as fraturas são preenchidas por quartzo (Qz). Notar cristais de quartzo com forte recrystalização e com extinção ondulante (plano próximo a XZ, NC, AL-213); (e) Cristais de hornblenda e epidoto do tipo 3 (NC, AL-166); (f) Lamelas de biotita hipidiomórfica, associada a quartzo (NC, AL-166).

5.3.3.3 - Quartzo

Ocorre como cristais granulares xenomórficos, com tamanhos variando de sub-milimétricos até 1 mm. Seus contatos são geralmente curvos, tendendo a suturados ou retos, quando em contato com plagioclásio. Possui moderada a forte extinção ondulante. Por vezes, em locais onde a deformação foi mais intensa, tendem a formar bandas de deformação.

5.3.3.4 - Anfibólio

Desenvolve cristais prismáticos, hipidiomórficos (Figuras 5.8c, e), maclados, com dimensões de 1 a 2 mm, passando a xenomórficos e/ou amendoados nas variedades mais deformadas. É freqüentemente substituído por biotita, epidoto e titanita, que podem pseudomorfosear parcial ou inteiramente o anfibólio.

Foram realizadas 30 análises em anfibólio de um hornblenda-biotita-granodiorito (AL-166) e um hornblenda-biotita-quartzo-diorito (AL-214), dentre as quais 28 foram selecionadas pelo seu melhor fechamento. As análises e o cálculo das suas respectivas fórmulas estruturais encontram-se no Anexo 7 (Tab. An.7). As análises foram realizadas nas bordas e núcleos dos cristais de anfibólio. O cálculo da fórmula estrutural do anfibólio foi feito com o auxílio do *software* CLASANPH (Currie 1997) e a sua classificação segue a proposta da *International Mineralogical Association (IMA)* (Leake et al. 1997).

Os valores de $BCa + BNa > 1,34$ e $BNa < 0,67$, mostram que os anfibólios analisados pertencem ao grupo cálcico (Figura 5.9a). Na Figura 5.9b constata-se eles distribuem-se nos campos da actinolita e da magnésio-hornblenda. A totalidade das análises que plotam no campo da actinolita são da amostra AL-166, sendo que a grande maioria delas representa as composições das bordas do cristal de anfibólio. Já os núcleos dos cristais de anfibólio desta mesma amostra possuem composição de magnésio-hornblenda, com apenas duas exceções. O anfibólio da amostra AL-214, não mostra diferenças composicionais significativas entre a borda e o núcleo dos cristais, sendo classificado sempre como magnésio-hornblenda.

Os diagramas que envolvem a razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Figuras 5.9b, 5.10c) mostram que as magnésio-hornblendas da amostra AL-214 diferem do anfibólio da amostra AL-166 por apresentarem valores mais baixos para a referida razão.

Czamanske & Wones (1973) abordam em detalhe os possíveis mecanismos de substituição catiônicas acopladas dentro da estrutura dos anfibólios, envolvendo balanço de cargas. O diagrama TAl vs. CTi mostra uma correlação positiva entre estes dois elementos (Figura 5.10a), indicando que o Ti participou das substituições que comandaram a evolução dos anfibólios. Isso poderia se dar através de substituições do tipo $Ti + 2Al^{IV}$ por $Mg + 2Si$, que

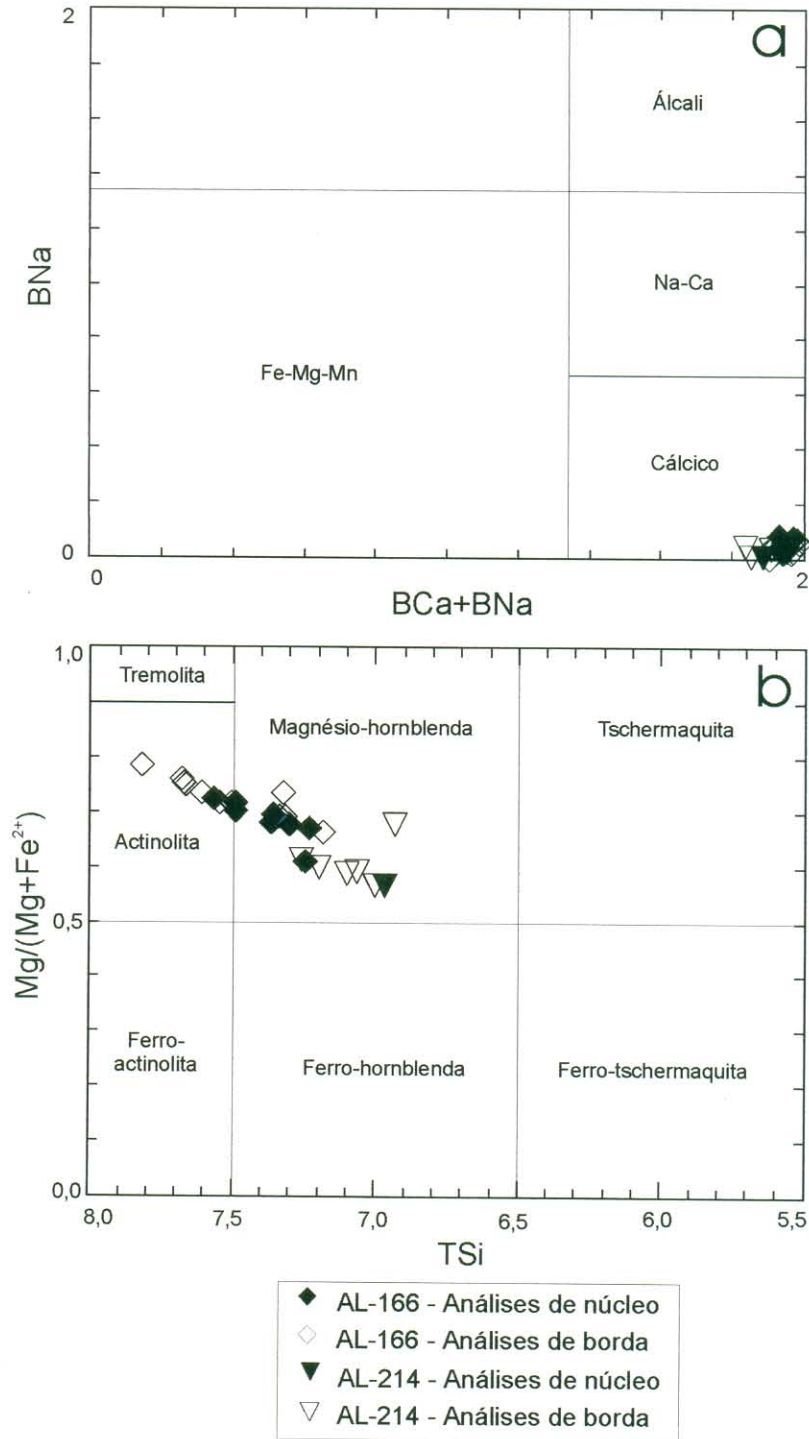


Figura 5.9 - Classificação dos anfibólios do Granodiorito Rio Maria, seguindo a proposição de Leake et al. (1997).

levaria uma redução de Mg paralelo ao aumento de Ti. O diagrama TAl vs. (ANa+AK) também mostra uma nítida correlação positiva entre ambos (Figura 5.10b), indicando que uma substituição do tipo edenítica (Na, K + TAl por +Si), foi importante na evolução das magnésio-hornblendas para as actinolitas. O diagrama da Figura 5.10c mostra uma perfeita correlação negativa entre o alumínio tetraédrico (TAl) e $CMg/(CFe^{2+}+CMg)$, confirmando que a substituição de Mg por Fe nos sítios octaédricos também foi fundamental na evolução desses anfibólios. O decréscimo de Mg com o aumento de TAl (Figura 5.10c) indica que uma substituição do tipo tschermakítico também foi importante na evolução desses anfibólios. Soares (1996) apresenta um estudo detalhado de anfibólios do Granodiorito Rio Maria às proximidades do contato com os granitos anorogênicos Musa e Jamon. Aquele autor concluiu que os anfibólios apresentavam mais de um tipo de substituição, correspondentes aos tipos edenítica, tschermaquítica e tipo 5 (segundo Czamanske & Wones (1973)). O mesmo parece ser válido igualmente para os anfibólios do Granodiorito Rio Maria da região de Xinguara..

5.3.3.5 - Geobarometria de Anfibólio

O conteúdo de Al na hornblenda magmática tem sido usado como indicador de pressão de cristalização de granitóides cálcico-alcálicos. (Hammarstron & Zen 1986, Hollister et al. 1987, Johnson & Rutherford, 1989, Schmidt 1992). O valor de Al refere-se ao número total de cátions Al por fórmula unitária ($Al^{IV}+Al^{VI}$) calculada na base de 23 oxigênios. De acordo com Stephensen & Hensel (1978), hornblenda com $Al^{VI} < 0,3$ são de baixa pressão de cristalização. Nas hornblendas magnesianas do Granodiorito Rio Maria observa-se que os valores de Al^{VI} são da ordem de 0,66-0,99, sugerindo que os anfibólios estudados cristalizaram sob condições de pressões moderadas.

Vários autores demonstraram que há uma correlação linear entre Al^{VI} e Al_{total} nos anfibólios cálcicos, e que o Al^{VI} aumenta com o aumento da pressão reinante durante a cristalização. Hammarstron & Zen (1986) e Hollister et al. (1987) propuseram correlações empíricas entre pressões estimadas de cristalização de plutons cálcico-alcálicos e o conteúdo total de Al da hornblenda magmática. Entre as condições requeridas para a aplicação do geobarômetro, destacam-se a presença em equilíbrio da associação plagioclásio (andesina a oligoclásio), feldspato potássico, biotita, hornblenda, titanita, quartzo, apatita e magnetita ou ilmenita e análises apenas das bordas da hornblenda, condição necessária para que a temperatura final seja limitada a uma pequena faixa. Estes autores propuseram as seguintes equações:

$$P(\pm 3 \text{ Kbar}) = -3,92 + 5,03Al_{total} \text{ (Hammarstron \& Zen 1986)}$$

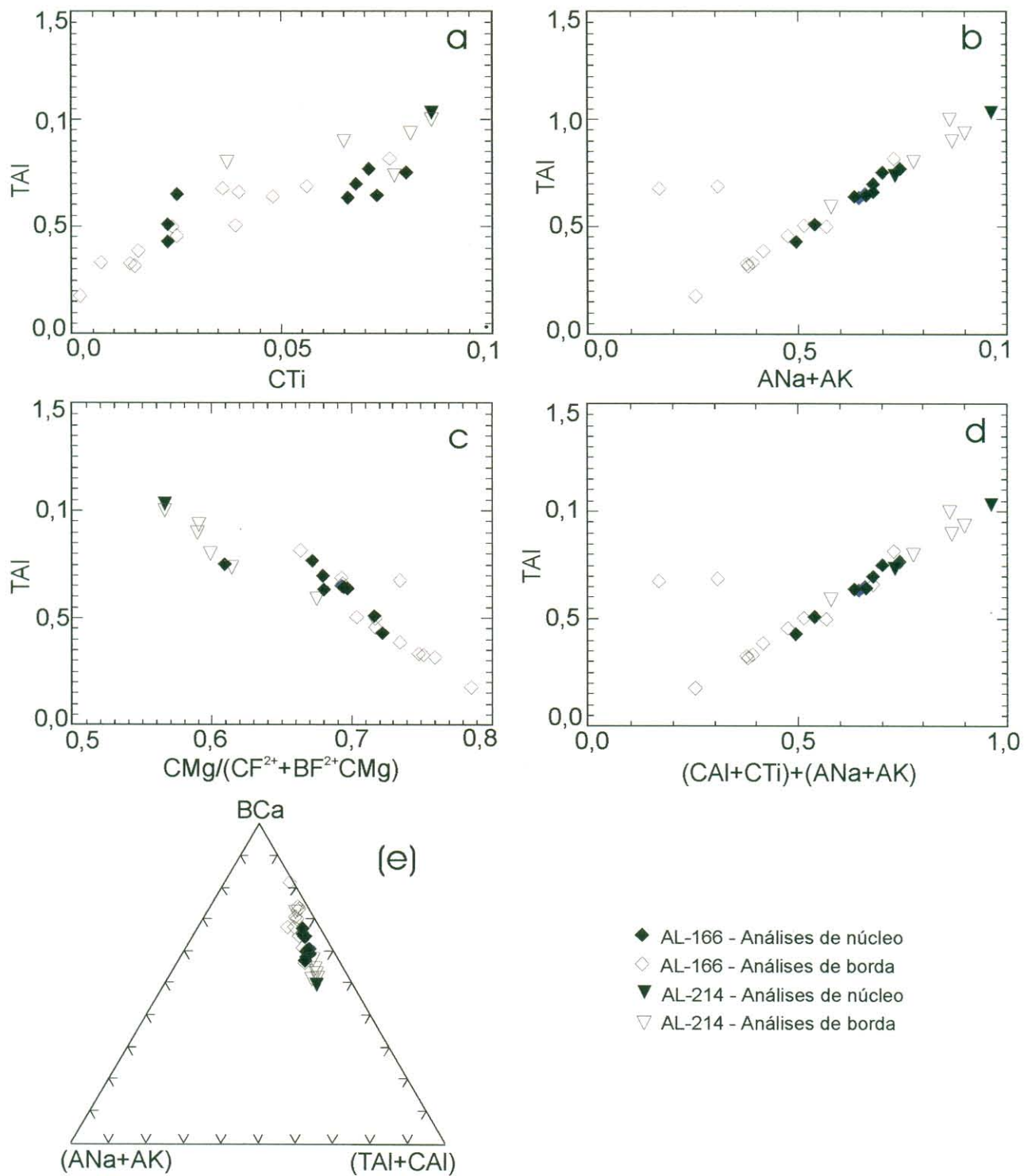


Figura 5.10 - Diagramas de correlação para os anfibólios do Granodiorito Rio Maria. (a) TAI vs. CTi; (b) TAI vs. Na + K no sítio A, (c) TAI vs. $\text{CMg}/(\text{CF}^{2+} + \text{BF}^{2+} + \text{CMg})$; (d) TAI x (CAI+CTi)+(ANa+AK); (e) Diagrama triângular (ANa+AK) - (TAI+CAI) - BCa.

$$P(\pm 1 \text{ Kbar}) = -4,76 + 5,64Al_{\text{total}} \text{ (Hollister et al. 1987).}$$

Johnson & Rutherford (1989), com base em experimentos com hornblendas naturais de rochas vulcânicas e plutônicas, utilizando a mesma paragênese dos geobarômetros empíricos e uma fase fluída constituída de H₂O+CO₂, chegaram a seguinte equação:

$$P(\pm 0,5 \text{ Kbar}) = -3,46 + 4,23Al_{\text{total}}$$

Schmidt (1992) deduziram a partir de dados experimentais, a seguinte equação utilizando um fluído aquoso:

$$P(\pm 0,6 \text{ Kbar}) = -3,01 + 4,76Al_{\text{total}}$$

Ambos trabalhos experimentais confirmaram a relação linear entre o conteúdo de Al_{total} da hornblenda e a pressão de cristalização. Neste trabalho, do Granodiorito Rio Maria levando em consideração que o Granodiorito Rio Maria possui uma paragênese mineral similar a requerida por Hammarstron & Zen (1986) e Johnson & Rutherford (1989) para a utilização do geobarômetro da hornblenda, foram empregadas as equações de Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992) para calcular a pressão de cristalização dos seus anfibólios. Os cálculos foram feitos com base nas análises das bordas de cristais de magnésio hornblendas, consideradas representativas do estágio de cristalização do Granodiorito Rio Maria. Análises de actinolitas não foram incluídas no cálculo, devido à maior possibilidade de sua formação em condições subsolidus.

Levando-se em consideração a equação de Johnson & Rutherford (1989) os anfibólios da amostra AL-166 teriam atingido o final de sua cristalização a uma pressão média de 1,22 kbar (1,08 a 1,4 kbar), indicando uma profundidade de cerca de 3 a 5 km. Os anfibólios da amostra AL-214 sugeriram, por sua vez, uma pressão média de 2,2 kbar (1,51 a 2,59 kbar), um pouco mais elevada, sugerindo profundidades de 4 a 8 km (Tabela 5.3).

Tabela 5.3 – Valores de pressão em Kbar calculadas para o resfriamento do Granodiorito Rio Maria, com base no geobarômetro do Al_{total} da hornblenda.

Amostra	Análise	Johnson & Rutherford (1989)	Schmidt (1992)
AL-166	S1P283	1,18	2,21
AL-166	S1P284	1,40	2,46
AL-166	S4P300	1,08	2,10
AL-214	S4P304	1,97	3,10
AL-214	S4P305	2,51	3,71
AL-214	S4P307	2,69	3,91
AL-214	S4P308	1,51	2,59
AL-214	S4P310	2,52	3,72

Calculando-se as pressões através da equação de Schmidt (1992), obtém-se para os anfibólios da amostra AL-166 uma pressão média de 2,26 kbar (2,10 a 2,46 kbar) e profundidade de 6 a 8 km, e para aqueles da amostra AL-214 uma pressão média de 3,4 kbar (2,59 a 3,91 Kbar) e profundidade de 8 a 12 km (Tabela 5.3).

A amostra AL-214 é um hornblenda-biotita-quartzo-diorito que corresponde a uma fácies menos evoluída comparativamente à amostra AL-166, um hornblenda-biotita-granodiorito. Ambos acham-se atualmente no mesmo nível crustal, mas pode-se imaginar que o quartzo-diorito tenha cristalizado mais precocemente e concluído sua cristalização em níveis crustais um pouco mais profundos. Independente disso e do geobarômetro a ser adotado, os dados obtidos indicam claramente que o final de cristalização do Granodiorito Rio Maria – muito provavelmente coincidente com término de sua colocação – deu-se a baixas profundidades, que correspondem às condições de transição entre a epizona e mesozona.

5.3.3.6 - Biotita

Ocorre como cristais hipidiomórficos, por vezes, idiomórficos, com tamanhos de, no máximo, 1,5 mm (Figura 5.8f). É substituída parcialmente por clorita, cujas lamelas dispõem-se paralelamente aos seus planos de clivagem. São comuns inclusões de apatita e zircão.

Foram analisadas por microsonda eletrônica biotitas de duas amostras (AL-166 e AL-214) em um total de quatro análises. Os dados analíticos e as fórmulas estruturais das biotitas constam do Anexo 4 (Tab. An. 4.2). A distribuição das biotitas das duas amostras analisadas mostra certo contraste em diagrama Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ (Figura 5.11a, Deer et al. 1992). São, de acordo com a classificação de Foster (1960), biotitas magnesianas com $Mg/(Mg+Fe) > 0,5$. No diagrama triangular $10TiO_2$ vs. $(FeO+MnO)$ vs. MgO as biotitas plotaram no campo das biotitas magmáticas reequilibradas (Figura 5.11b). No diagrama Al_{total} vs. Mg as biotitas do Granodiorito Rio Maria mostraram um comportamento análogo aos das biotitas de associações cálcico-alcálicas (Figura 5.11c). O mesmo foi observado no diagrama triangular $FeO - MgO - Al_2O_3$ (Figura 5.11d).

Constata-se também que as biotitas do Granodiorito Rio Maria são significativamente mais magnesianas que aquelas dos demais granitóides arqueanos estudados (Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemito Água Fria, Granito Xinguara, cf. Anexo 4).

5.3.3.7 - Epidoto

O epidoto é um mineral bastante freqüente no Granodiorito Rio Maria, ocorrendo geralmente associado a biotita e anfibólio. Em termos de propriedades óticas e texturalmente é muito similar ao epidoto do tipo 3 (Ep3) observado no Complexo Tonalítico Caracol. As duas

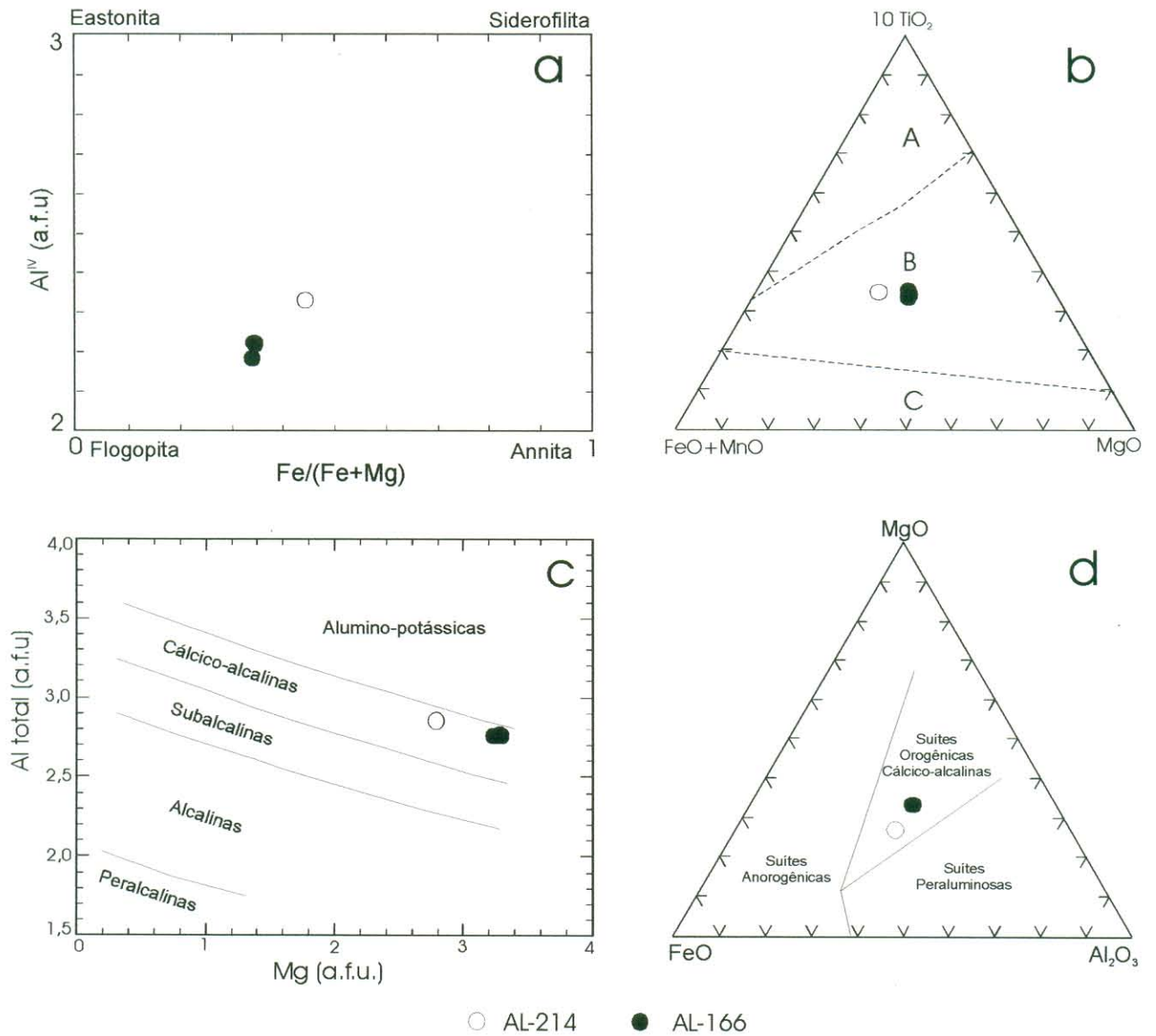


Figura 5.11 - Composições da biotita do Granodiorito Rio Maria: (a) em diagrama Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$, contendo os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litíferas (Deer et al. 1992); (b) Diagrama proposto por Nachit (1994) para biotitas de diferentes tipos de rocha. A: domínio das biotitas magmáticas, B: domínio das biotitas magmáticas reequilibradas e C: domínio das biotitas secundárias; (c) No diagrama de Nachit et al. (1985) que, distingue diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al_{total} ; (d) No diagrama $FeO \times MgO \times Al_2O_3$ de Abdel Rahman (1994) para discriminação de biotitas de diferentes suítes graníticas.

únicas análises de microsonda efetuadas (AL-166; Tab. An. 6.1, Anexo 6) indicaram teores de pistacita de 25% (Figura 5.6) para este epidoto, também coincidente com o Ep3 do Complexo Tonalítico Caracol..

Muito provavelmente formou-se a partir da desestabilização da hornblenda Medeiros (1987) acredita que o epidoto é um produto do metamorfismo regional, no entanto Souza (1994) admite uma origem por autometamorfismo, ocorrido durante a colocação do Granodiorito Rio Maria. Os aspectos texturais e composicionais do epidoto do Granodiorito Rio Maria reforçam a hipótese de sua formação no estágio subsolidus. Como até o momento não foi demonstrado a ocorrência de metamorfismo regional na região, a hipótese de origem desse epidoto ligada a processos hidrotermais parece a mais razoável.

5.3.3.8 - Minerais acessórios

Opacos, alanita, titanita, zircão e apatita são as principais fases acessórios. Opacos na maioria das vezes ocorre como cristais idiomórficos individuais; possuem formas xenomórficas quando associados a titanita e biotita. A titanita forma cristais idiomórficos dispersos na rocha ou grãos xenomórficos finos associados a epidoto, biotita, opacos e anfibólio. Muito provavelmente a primeira é magmática e a segunda está relacionada à alteração dos minerais opacos e máficos, sendo portanto secundária. Zircão geralmente ocorre incluso na biotita, na qual forma halos pleocróicos.

5.4 – TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA

5.4.1 - Descrição macroscópica

É predominantemente trondhjemitico ocorre nas porções norte e nordeste da região estudada, forma de blocos e/ou extensos lajedos (Figuras 4.3a, b). Suas melhores exposições localizam-se na margem oeste da PA-150, a aproximadamente 16 km a norte de Xinguara. Macroscopicamente apresenta uma textura granular média, coloração cinza clara e uma estrutura anisotrópica (foliação e um bandamento composicional).

5.4.2 - Composições modais e classificação

Foram selecionadas oito amostras para análises modais. Destas, três mostraram composições granodioríticas e cinco plotaram no campo destinado a rochas tonalíticas e trondhjemiticas. Porém, como possuem teores de minerais máficos (M) sempre inferiores a 10%, foram classificadas como trondhjemitos (Figura 5.12 e Tabela 5.4). Possuem um comportamento similar ao das séries cálcico-alcálicas trondhjemiticas de baixo potássio

Tabela 5.4 - Composições modais do Trondhjemito Água Fria.

Amostras	AL-122	AL-16*	AL-80*	AL13C*	Al-137	ALF-248A	AL-69A*	AL-71*
Quartzo	27,4	28,6	33,4	33,9	39,0	35,5	36,1	27,7
Plagioclásio	62,6	62,6	57,6	56,6	52,1	49,9	49,9	54,9
Álcali-feldspato	0,7	0,3	0,5	3,9	1,1	7,4	7,9	11,5
Biotita	8,6	8,0	7,0	4,8	3,9	5,3	5,4	5,3
Opacos	0,6	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1
Muscovita	Tr.	Tr.	1,3	0,4	3,0	1,6	0,3	0,4
Acessórios	0,1	0,4	0,1	0,3	0,5	0,3	0,3	0,1
Álcali-felds+Plag	63,3	62,9	58,1	60,5	53,2	57,3	57,8	66,4
Máficos (M)	9,3	8,5	7,2	5,2	4,8	5,7	5,8	5,5
Q	30,2	31,3	36,5	35,9	42,3	38,3	38,4	29,4
A	0,8	0,3	0,5	4,1	1,2	8,0	8,4	12,2
P	69,0	68,4	63,0	60,0	56,5	53,8	53,1	58,3
No de pontos	1700	1700	1800	1700	1500	1500	1900	1800

* Dados modais extraídos de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

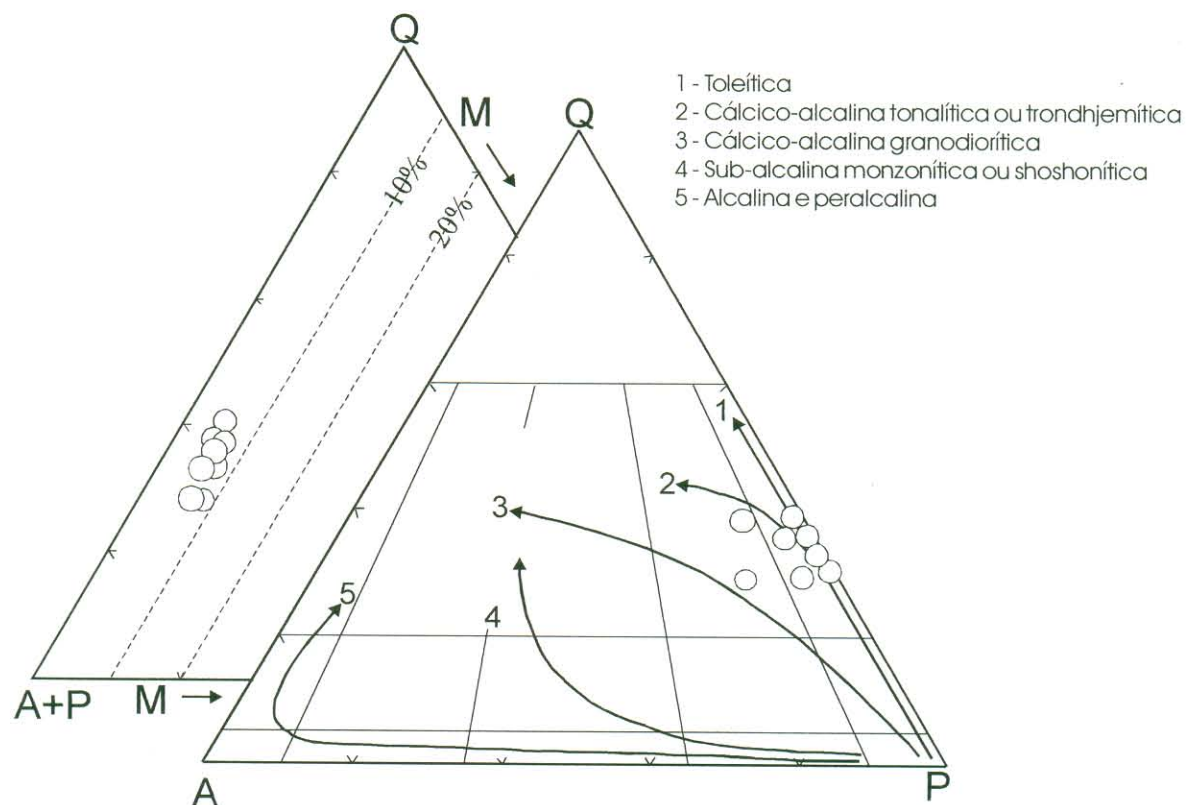


Figura 5.12 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (campos conforme Streckeisen 1976) para o Trondhjemito Água Fria (modificado de Leite 1995 e Leite & Dall'Agnol 1997a). No diagrama Q-A-P foram plotados os *trends* das séries (1 a 5) de Lameyre & Bowden (1982), com as modificações sugeridas por Bowden et al. (1984); onde as rochas dessa unidade mostram um comportamento similar ao da série cálcico-alcálica tonalítica - trondhjemítica.

(Lameyre & Bowden 1982) ou cálcico-alcálica tonalítica-trondhjemiticas (Bowden et al. 1984) (Figura 5.12).

São constituídos essencialmente por plagioclásio e quartzo (valores médios de 55,8% e 32,7%, respectivamente). O álcali-feldspato é um constituinte acessório nos trondhjemitos (0,3 a 3,9%), passando a ser significativo nos granodioritos (7,4 a 11,5%). A biotita (6%) constitui a principal fase ferromagnésiana. Os minerais acessórios estão representados por opacos (0,2%), epidoto, alanita, titanita, apatita e zircão (em conjunto, 0,26%). As principais fases secundárias são mica branca, sericita-muscovita e epidoto, ambos substituindo o plagioclásio, e epidoto e titanita, substituindo a biotita (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997a).

5.4.3 – Descrição mineralógica e textural

Serão descritas a seguir as principais características microscópicas do Trondhjemitito Água Fria. Serão apresentados também dados de química mineral de plagioclásio, biotita, mica branca e epidoto presentes no Trondhjemitito Água Fria.

Ao microscópio as variedades mais grossas mostram uma textura granular hipidiomórfica, enquanto que nas rochas de granulação média ocorre foliação marcada pelo alinhamento preferencial dos cristais de feldspatos, quartzo e biotita (Figuras 5.13a, b).

5.4.3.1 - Plagioclásio

Forma freqüentemente cristais hipidiomórficos (Figuras 5.13a, b), de contornos regulares e tamanhos que variam de 1,5 a 3 mm, a xenomórficos ou, ainda, de forma grosseiramente arredondada (Figura 5.13b). Bordejando estes cristais, tem-se uma incipiente matriz granoblástica, que, por vezes, preenche microfraturas e evidencia o início de formação de textura “*manto e núcleo*” (Figura 5.13b). Nos contatos plagioclásio/microclina tem-se mirmequita de borda planar e mirmequita bulbosa invadindo os cristais de microclina (Tipos C e F, Phillips 1980). São freqüentes inclusões de quartzo granular, biotita e apatita (Figuras 5.13a, b). O plagioclásio mostra maclamento albita bem visível e um zoneamento do tipo normal é, por vezes, perceptível.

Foram realizadas 36 análises de microsonda em duas amostras (AL-16 e AL-122). Os resultados das análises e as respectivas fórmulas estruturais constam do Anexo 3 (Tab. An. 3.2). Os plagioclásios das amostras estudadas mostraram uma composição de oligoclásio cálcico (An_{20-29}), com teores de Or variando de 0,44 a 1,67. (Figura 5.14a). Foram observadas variações composicionais significativas entre os núcleos e as bordas de um mesmo cristal (Tab. An. 3.2) indicando a presença de zoneamento. Como as zonas de núcleo são ora mais

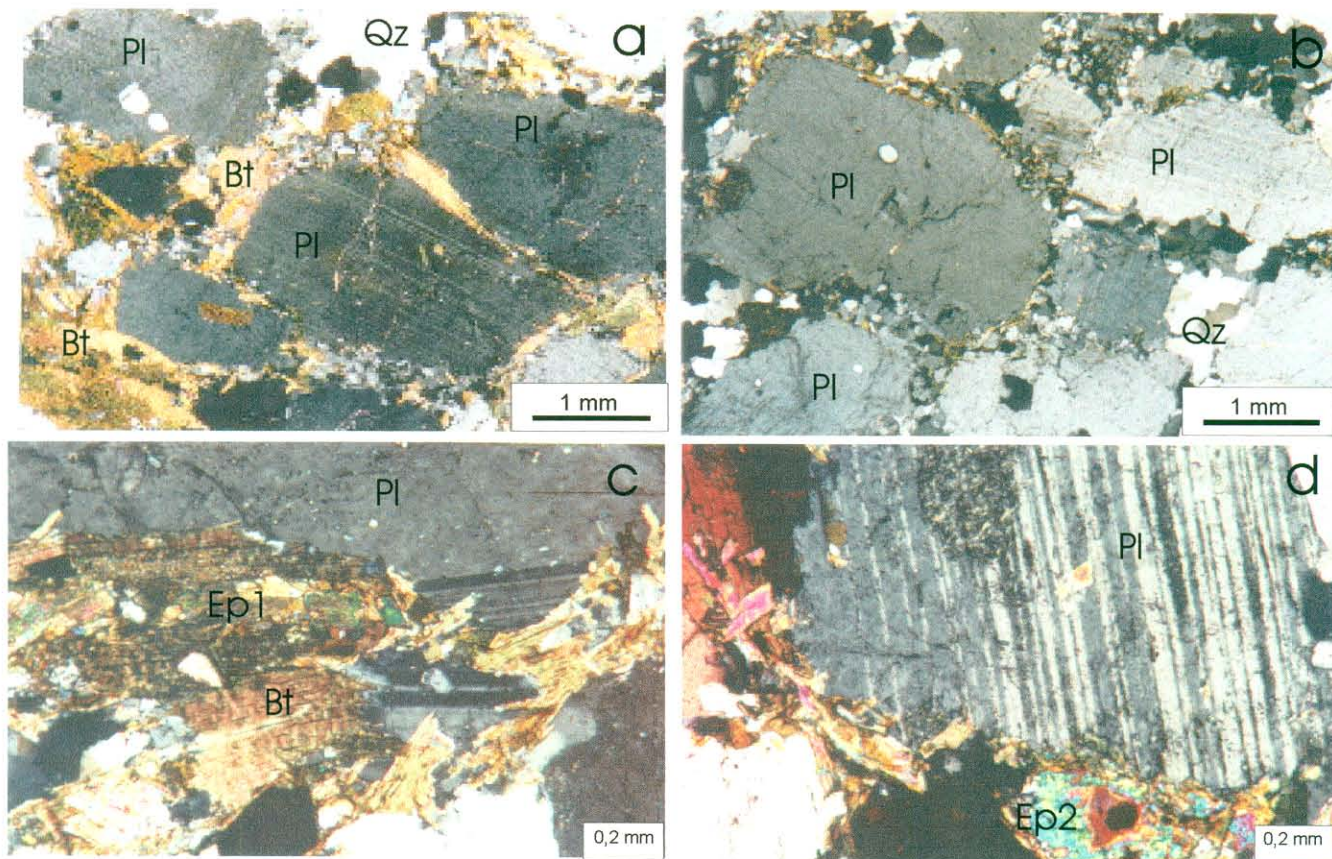


Figura 5.13 - Aspectos microscópicos do Trondhjemito Água Fria: (a) Aspecto textural da amostra da porção NW da área. Notar uma textura granular, onde se destacam cristais hipidiomórficos de plagioclásio (Pl) orientados, com recristalização apenas incipiente, lamelas orientadas de biotita (Bt) e grãos de quartzo (Qz) recristalizados com moderada extinção ondulante (seção próxima de XZ, Nicóis cruzados, NC, AL-16); (b) Trondhjemito mostrando recristalização moderada a fraca de plagioclásio (Pl) gerando cristais de grão fino ao longo das bordas dos cristais de Pl (seção próxima de XZ, NC, AL-16). (c) Detalhe do contato entre plagioclásio e cristais de biotita. Notar cristal de epidoto (Ep1) associado a biotita (NC, AL-122). (d) Detalhe de um cristal de plagioclásio maclado e de cristal de alanita com manto de epidoto do tipo 2 (Ep2) (NC, AL-122).

cálcicos, ora mais sódicos que as bordas e há evidências de oscilações, o zoneamento parece ser oscilatório, sendo necessários estudos mais detalhados para a sua perfeita compreensão.

5.4.3.2 - Quartzo

Geralmente forma cristais xenomórficos, de tamanhos variáveis entre 0,5 e 1,5 mm. Está freqüentemente recristalizado e apresenta subgrãos. Seus contatos são regulares a curvos e a extinção é de caráter moderado a forte. Ocorre quase sempre entre cristais mais desenvolvidos de feldspatos, ou como faixas alongadas, formadas por grãos recristalizados, acompanhando os cristais de feldspatos em toda sua extensão (*ribbon*). Por vezes, mostra contatos retos em junção tríplice. É encontrado como inclusões no plagioclásio e microclina, posicionando-se quase sempre nas porções marginais destes cristais (Figuras 5.13a, b). Finalmente forma junto com o plagioclásio as mirmequitas.

5.4.3.3 - Álcali-feldspato

Ocorre como cristais hipidiomórficos e xenomórficos, com tamanhos variando de 0,5 a 2 mm. Trata-se de uma microclina pertítica, com raras lamelas sódicas usualmente do tipo *string* (Smith 1974), suavemente onduladas. Pequenos cristais xenomórficos, com dimensões em torno 0,5 mm, ocorrem sempre exibindo límpido maclamento xadrez, compondo junto com o plagioclásio e quartzo a incipiente matriz granoblástica, fruto de recristalização. Estes pequenos cristais possuem ocorrência restrita, sempre ocupando contatos intergrãos ou fraturas. Feições poiquilíticas são observadas muito localmente, com o álcali-feldspato englobando inclusões de quartzo, plagioclásio, opacos e biotita.

5.4.3.4 - Biotita

É hipidiomórfica, equigranular (Figuras 5.13a, d) e sua coloração varia de marrom escuro (Z,Y) a marrom claro a amarelado (X). Nas variedades mais deformadas orienta-se, amoldando-se às faces dos cristais de plagioclásio e microclina. Alguns cristais maiores, com até 2 mm de comprimento, mostram inclusões de zircão e titanita. Ocorre como inclusões no plagioclásio e na microclina, atestando seu caráter precoce na cristalização magmática. Raramente é substituída por clorita que, posiciona-se preferencialmente ao longo dos seus planos de clivagem.

Foram realizadas 27 análises de microsonda em biotitas de duas amostras do Trondhjemito Água Fria (AL-122, AL-16). Os resultados das análises com suas respectivas fórmulas estruturais constam do Anexo 3 (Tab. An. 6.3). No diagrama Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ (Figura 5.14b, Deer et al. 1992) mostra o comportamento bastante uniforme das biotitas

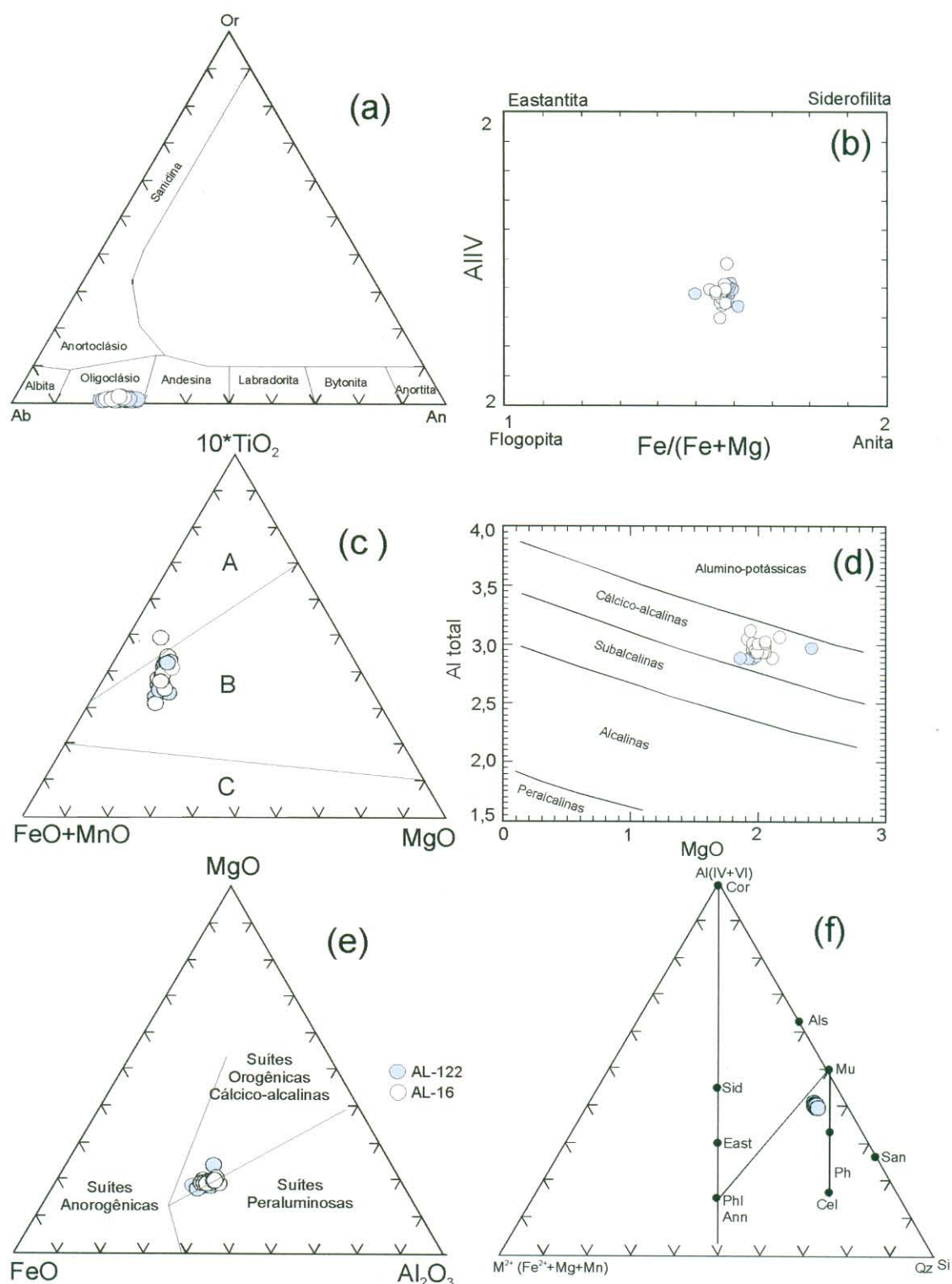


Figura 5.14 - Dados de química mineral do Trondhjemito Água Fria. (a) Diagrama Ab-An-Or nostrando as composições dos plagioclásios; (b) composições da biotita em um diagrama Al^{IV} x $Fe/(Fe+Mg)$, contendo os principais membros extremos de nicas trioctaédricas não litíferas; (c) Diagrama $10TiO_2$ - $FeO+MnO$ - MgO (Nachit 1994) para biotitas. A: domínio das biotitas magmáticas, B: domínio das biotitas magmáticas reequilibradas e C: domínio das biotitas secundárias; (d) Posicionamento das biotitas no diagrama Al_{total} vs. MgO (Nachit et al. 1985); (e) Análises das biotitas no diagrama FeO x MgO x Al_2O_3 (Abdel Rahman 1994), (f) Diagrama Al_{total} x M^{2+} x Si de Monier & Robert (1986) para as micas brancas do Trondhjemito Água Fria. Cor = Corindon; Als = Aluminossilicatos; Mu = Muscovita; San = Sanidina; Ph = Fengita; Cel = Celadonita; Ann = Anita; Phl = Flogopita; East = Eastonita; Sid = Siderofilita; Qz = Quartzo.

analisadas. São de acordo com os critérios de Foster (1960) biotitas ferrosas com $Mg/(Mg+Fe) < 0,5$. No diagrama triangular $10TiO_2 - (FeO+MnO) - MgO$ (Figura 5.14c) as biotitas estudadas mostram um comportamento similar as biotitas magmáticas reequilibradas (Nachit 1994).

No diagrama Al_{total} vs. Mg de Nachit et al. (1985), as biotitas do Trondhjemito Água Fria mostraram afinidades com aquelas das associações cálcico-alcálicas (Figura 5.14d). No diagrama triangular $FeO-MgO-Al_2O_3$ (Figura 5.14e) de Abdel-Rahman (1994) as amostras plotaram no campo das biotitas suítes cálcico-alcálicas, ou no seu limite com o campo das biotitas das suítes peraluminosas.

5.4.3.5 – Mica branca

Ocorrem como cristais hipidiomórficos, de granulação fina, orientados paralelamente à direção da biotita. Seus contatos são retos com a biotita, sugerindo a possibilidade de equilíbrio entre estas duas fases minerais.

Foram realizadas 11 análises de microsonda em micas brancas das amostras AL-16 e AL-122. Os resultados com as respectivas fórmulas estruturais estão no Anexo 5 (Tab. An. 5.2). No diagrama $Al_{total} - M^{2+} - Si$ (Monier & Robert 1986) as micas analisadas mostraram um comportamento similar as do Complexo Tonalítico Caracol, situando-se no trend da solução sólida celadonita-muscovita, mas precisamente entre o termo intermediário (fengita) e o final (muscovita) (Figura 5.14f). No entanto, tal como no caso do Complexo Tonalítico Caracol, as micas analisadas são micas com intercamadas deficiente da série das ilitas (Rieder et al. 1998), com teores expressivos de FeO, MgO e TiO_2 . Em função dessas características são interpretadas como micas secundárias, formadas do estágio subsolidus.

5.4.3.6 - Epidoto

Os epidotos que ocorrem no Trondhjemito Água Fria são texturalmente similares aos descritos no Complexo Tonalítico Caracol:

- (i) epidoto do tipo 1 (Ep1) – forma cristais idiomórficos, geralmente maclados e zonados, associados a biotita ou dispersos na rocha (Figura 5.13c);
- (ii) epidoto do tipo 2 (Ep2) – forma um manto irregular sobre cristais de alanita (Figura 5.13d);
- (iii) epidoto do tipo 3 (Ep3) – cristais sub-milimétricos hipidiomórficos a xenomórficos; ocorre disperso na rocha em proporções bem reduzidas;
- (iv) epidoto em grãos finos, xenomórficos, como produto de alteração do plagioclásio (Ep4).

Foram realizadas 6 análises de microsonda em epidotos dos tipos texturais Ep1, Ep2 e Ep3 da amostra AL-122 do Trondhjemito Água Fria. Os resultados analíticos com as respectivas fórmulas estruturais calculadas a base de 12,5 oxigênios equivalentes e a razão atômica $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ (teor de pistacita - Ps) são fornecidas na tabela do Anexo 6 (Tab. An. 6.1). Os epidotos do Trondhjemito Água Fria mostraram teores de pistacita (Ps) que variam de 25 a 31% (Figura 5.6). O Ep1 mostrou teores de Ps entre 27 e 31%. O Ep2 mostrou teores de Ps (25%) inferiores aos do Ep1 e similares aos do Ep3 (25-26% de Ps). O Ep1 tem composição sugestiva de uma origem magmática. O Ep2 ainda enquadra-se dentro do intervalo de 25 e 29% proposto por Tulloch (1986) e Wyhnal et al. (1991), como compatível com a composição de epidotos magmáticos. A composição do Ep3 também deixa uma certa ambigüidade quanto à sua origem, embora os aspectos texturais favoreçam a hipótese de formação no estágio subsolidus.

5.4.3.7 - Minerais acessórios

Dentre os minerais acessórios destacam-se: alanita, titanita, zircão e apatita. A alanita é idiomórfica, maclada, zonada e geralmente metamictizada. Seus contatos são bem definidos e, por vezes, acha-se manteada por epidoto. As demais fases acessórios (opacos, titanita, zircão e apatita) atingem proporções modais muito pequenas. Os opacos são geralmente idiomórficos, com formas quadráticas. Geralmente a titanita é losangular e está associada à biotita ou inclusa nesta. O zircão é idiomórfico e acha-se geralmente incluso na biotita.

5.5 - GRANITO XINGUARA

5.5.1 - Descrição macroscópica

O Granito Xinguara caracteriza-se por uma grande homogeneidade textural e composicional. Em geral, trata-se de um granito equigranular e hololeucocrático. Sua coloração é róseo claro, com pontos escuros esparsos devidos aos poucos minerais máficos, e a granulação é geralmente média. Existem porém variações locais para rochas porfíricas, com fenocristais grossos de feldspato potássico em matriz média, bem como para rochas com tons cinza claros (Figuras 5.15a, b). Verificam-se ainda tipos médios a finos nas proximidades dos contatos e tipos predominantemente finos nas zonas de deformação mais intensa. Veios leucograníticos e pegmatitos cortam sistematicamente tanto o granito, quanto as encaixantes.

Os veios graníticos são macroscopicamente similares aos leucogranitos. Os granitos pegmatóides são rochas de granulação muito grossa e coloração esbranquiçada. São comuns fenocristais de feldspatos em meio a uma matriz de granulação média.

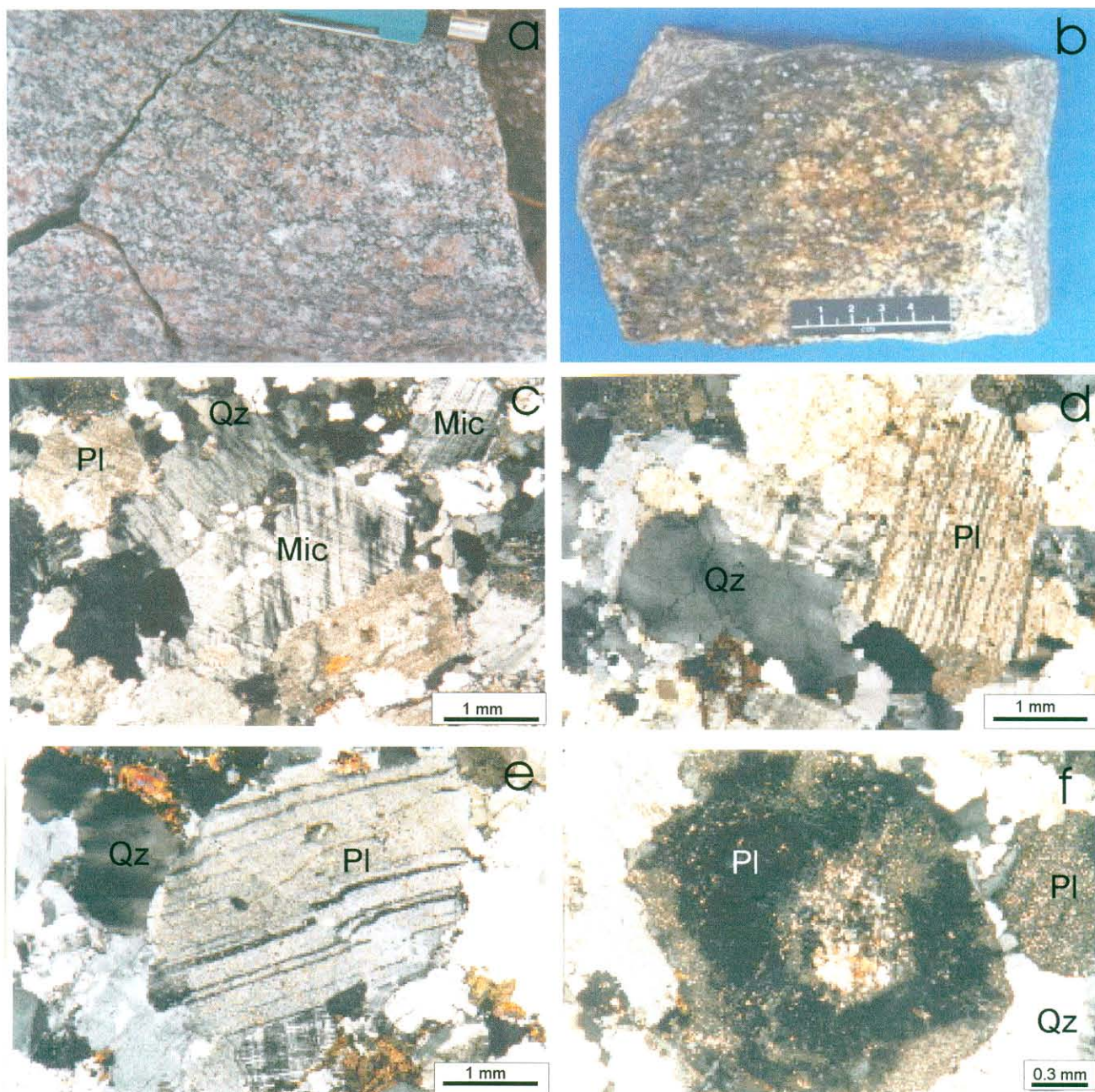


Figura 5.15 - Aspectos macro e microscópicos do Granito Xinguara: (a) Aspecto macroscópico dos leucomonzogranitos, com textura granular e uma foliação de fluxo magmático dada pela orientação preferencial de fenocristais de feldspatos (foto em planta, seção próxima a XZ, ALF-257); (b) Outra feição macroscópica comum no Granito Xinguara, notando-se ausência de fenocristais de feldspatos, orientação mineral pouco penetrativa, granulação média e coloração cinza claro (seção próxima de XZ, AL-198); (c) Aspecto microscópico de leucomonzogranito, mostrando a textura granular hipidiomórfica preservada, sem evidências de recristalização dos feldspatos. Notar cristais de plagioclásio (Pl) e microclina (Mic) não deformados, com formas hipidiomórficas orientados subparalelamente, definindo uma foliação, provavelmente magmática (seção próxima a XZ, Nicóis cruzados, NC, AL-152); (d) Aspecto microscópico de leucomonzogranito, mostrando textura granular hipidiomórfica bem preservada, dada por cristais de plagioclásio, microclina e quartzo (Qz). Não há evidências de recristalização importante na rocha (seção próxima a XZ, NC, AL-152); (e) Detalhe de um cristal de plagioclásio (Pl), cujas maclas foram deslocadas por microfalhas (NC, AL-42); (f) Detalhe de uma seção (010) de cristal de plagioclásio com zoneamento oscilatório, sugerido pela alteração. O núcleo e a zona externa, provavelmente mais cálcicos são marcados pelo maior desenvolvimento da paragênese secundária (NC, AL-152).

5.5.2 - Composições modais e classificação

Os resultados das análises modais das diferentes variedades petrográficas do Granito Xinguara (Tabela 5.5) permitem constatar que o corpo não possui variações composicionais marcantes. De acordo com a nomenclatura proposta por Tuttle & Bowen (1958), todas as amostras correspondem a granitos *subsolvus*, caracterizados pela presença de duas fases feldspáticas independentes (plagioclásio e álcali-feldspato).

Nas variedades petrográficas do maciço, quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato são os constituintes essenciais e suas proporções são aproximadamente equivalentes, exceto nos sienogranitos. A principal fase máfica é a biotita e, entre os acessórios, encontram-se sempre opacos, titanita, apatita, alanita, epidoto e zircão. Os constituintes secundários são epidoto secundário, sericita-muscovita e, por vezes, carbonatos, clorita e hidróxidos de ferro.

Os dados modais, quando plotados no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 5.16), mostram que o Granito Xinguara possui composições essencialmente monzograníticas, com pequena dispersão dos pontos, demonstrando a homogeneidade composicional do maciço. Os corpos leucograníticos intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol ou intercalado ao Trondhjemito Água Fria mostram composições variáveis de leucomonzograníticas a leucogranodioríticas (Figura 5.16). Foram realizadas análises modais em quatro amostras (AL-202, 203, 204 e 205) provenientes do pequeno corpo delimitado no mapa geológico na porção NNW do Pluton Xinguara (Figura 4.1) e uma (ALF-233B) de um pequeno dique que secciona o Granodiorito Rio Maria, na porção oeste da área. No diagrama Q-A-P (Figura 5.16), as amostras analisadas posicionaram-se sem exceção no campo dos granodioritos, mostrando um comportamento similar aos da série cálcico-alcálica granodiorítica (Bowden et al. 1984) (Figura 5.16). Os dados modais, em particular os baixos conteúdos de quartzo, não sugerem que essas rochas possam representar termos mais evoluídos derivados diretamente do líquido formador do Trondhjemito Água Fria. Elas mostram maiores afinidades com as rochas menos evoluídas do pluton Xinguara (cf. no capítulo da geoquímica). O diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5.16) e a Tabela 5.5 mostram que os teores de minerais máficos destas rochas variam de 4,3 a 7,2%, com valor médio de 5,2%. Tais valores são inferiores aos obtidos para o Trondhjemito Água Fria e bem inferiores aos do Complexo Tonalítico Caracol e do Granodiorito Rio Maria. Os conteúdos de máficos desses granodioritos são superiores ao valor médio do Granito Xinguara, mas se superpõem aos valores das amostras mais ricas em máficos. Diversas amostras da porção norte do pluton Xinguara, bem como seus corpos satélites, apresentam composições similares às desses granodioritos e se alinham segundo o mesmo *trend* no diagrama Q-A-P (Figura 5.16).

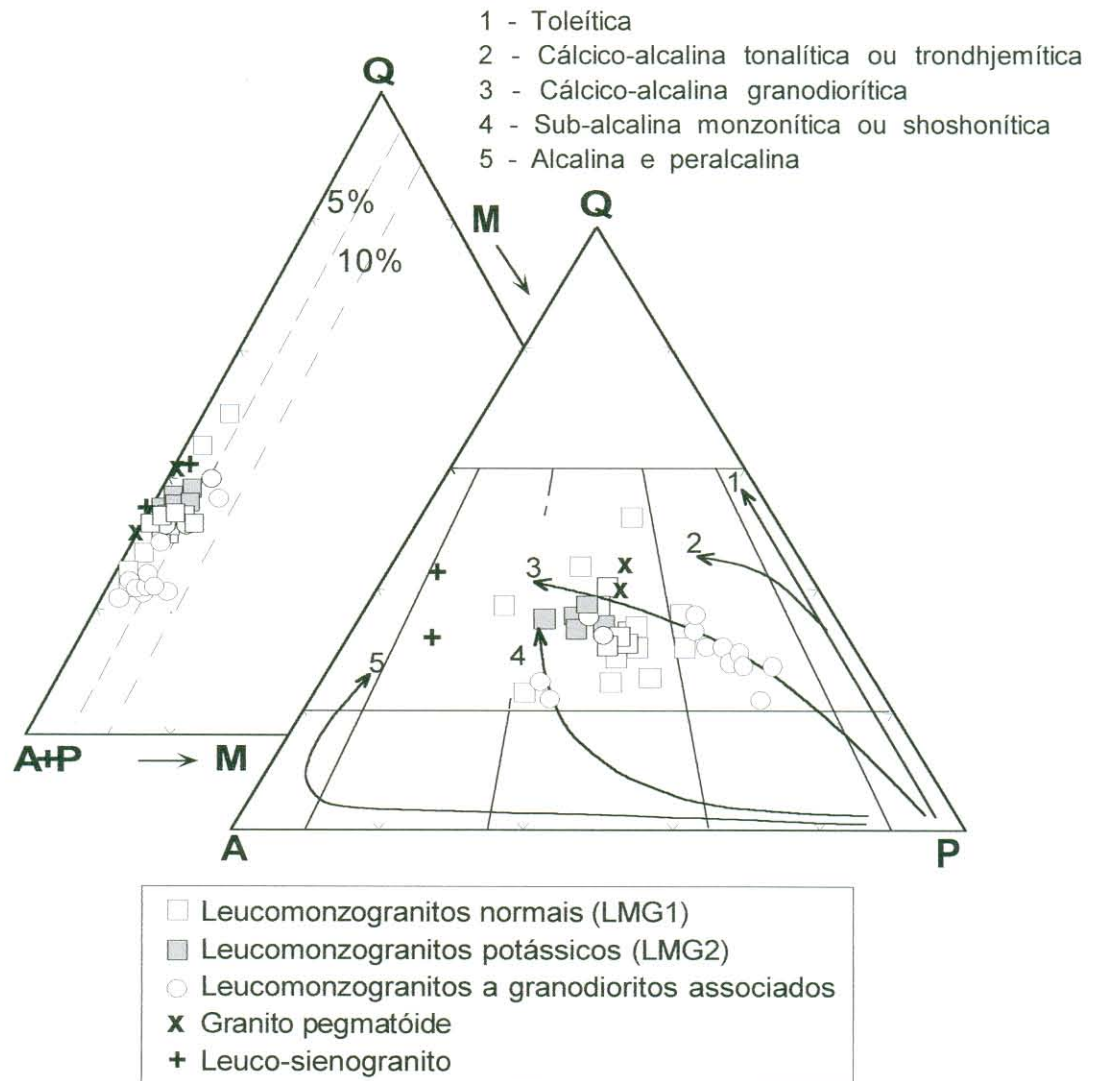


Figura 5.16 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M para as variedades petrográficas do Granito Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997a, modificado e complementado com dados do presente trabalho). Campos conforme Streckeisen (1976). No diagrama foram plotados os *trends* das séries (1 a 5) de Lameyre & Bowden (1982), com as modificações sugeridas por Bowden et al. (1984).

Tabela 5.5 - Composições modais do Granito Xinguara.

(Continua...)

	Leucomonzogranitos																				
	Leucomonzogranitos normais (LMG1)										Leucomonzogranitos potássicos (LMG2)										
	AL-138A	AL-148*	AL-152	ALF-263	AL-159	AL-89*	AL-24*	AL-218A	AL-15*	AL-2D*	AL-42	AL-97	AL-107B	ALF-240A	AL-56B*	ALF-266	AL-95*	AL-09A*	AL-09F*	AL-2D*	AL-65A*
Quartzo	33,70	23,90	28,40	29,70	30,70	38,90	33,90	35,10	28,00	35,20	27,20	30,10	30,8	26,0	50,4	43,0	36,20	32,90	35,50	35,20	34,50
Plagioclásio	29,70	37,80	37,20	43,20	32,10	29,80	33,10	41,70	27,30	17,10	35,70	34,50	34,1	40,6	27,7	19,3	29,70	35,20	31,60	17,10	24,60
Álcali-feldspato	34,70	34,70	32,60	22,50	35,10	27,40	31,60	20,10	38,00	41,20	30,70	33,10	34,1	31,4	18,8	34,4	31,90	27,90	30,70	41,20	38,50
Biotita	0,20	0,30	<0,10	4,20	<0,10	2,30	<0,10	2,10	4,50	3,00	6,30	2,10	1,0	1,4	1,2	1,9	0,30	0,40	0,10	3,00	0,90
Epidoto	0,30	0,40	0,40	Tr	0,90	0,20	0,10	Tr	0,10	0,60	Tr	0,10	Tr	Tr	0,6	0,1	0,60	1,00	0,60	0,60	Tr
Alanita	0,40	0,10	0,40	Tr	0,20	0,20	0,10	Tr	0,40	0,20	Tr	Tr	Tr	0,1	0,5	0,1	0,40	0,90	0,60	0,20	0,40
Opacos	<0,10	0,70	0,20	0,10	0,10	0,20	0,50	0,30	0,50	1,10	Tr	0,10	Tr	0,4	0,2	0,1	0,30	0,30	0,40	1,10	0,30
Muscovita	Tr	0,10	<0,10	Tr	Tr	0,10	0,20	0,50	1,00	1,40	Tr	Tr	Tr	Tr	0,6	1,0	0,10	0,10	0,10	0,10	1,40
Clorita	0,90	2,00	0,80	Tr	0,90	0,90	0,50	0,10	0,10	0,20	0,10	Tr	Tr	Tr	<0,1	Tr	0,50	1,30	0,40	0,20	0,30
Acessórios	0,10	<0,10	Tr	0,30	<0,10	Tr	<0,10	Tr	0,10	<0,10	0,1	Tr	Tr	0,1	<0,1	0,1	<0,10	Tr	<0,10	<0,10	0,10
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,0	100,0	100,0	100,0	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Alcali F+Plag	64,40	72,50	69,80	65,70	67,20	57,20	64,70	61,80	65,30	58,30	66,40	67,60	68,2	72,0	48,5	53,7	61,60	63,10	62,30	58,30	63,10
Máficos (M)	1,90	3,60	1,80	4,60	2,10	3,90	1,40	3,10	6,70	6,50	6,40	2,30	1,0	2,0	3,1	3,3	2,20	4,00	2,20	6,50	2,40
Q	34,35	24,79	28,92	31,13	31,36	40,48	34,38	36,22	30,01	37,65	29,06	30,81	31,1	26,5	52,0	44,5	37,01	34,27	36,30	37,65	35,35
A	35,37	36,00	33,20	23,58	35,85	28,51	32,05	20,74	40,73	44,06	32,80	33,88	34,4	32,0	19,4	35,6	32,62	29,06	31,39	44,06	39,45
P	30,28	39,21	37,88	45,28	32,79	31,01	33,57	43,03	29,26	18,29	38,14	35,31	34,4	41,4	28,6	20,0	30,37	36,67	32,31	18,29	25,20
Nº de pontos	2000	2000	2000	1650	2000	2000	2000	2000	2000	2000	1500	1501	1502	2000	2000	1500	2000	2000	2000	2000	2000

(Tabela 5.5, conclusão)

	Leucogranitos associados ao Granito Xinguara														
	Leucomonzogranitos							Granodioritos							
	AL-168	AL-17A*	AL-74	AL-75	AL-87*	ALF-258	AL-86*	AL-119	ALF-233B	AL-202	AL-207	AL-205	AL-203	AL-139B*	AL-58C*
Quartzo	26,8	31,3	22,3	23,2	33,1	37,1	21,7	30,5	23,7	26,9	28,3	29,2	28,0	42,10	30,40
Plagioclásio	45,9	35,4	35,6	39,1	27,3	43,6	59,3	47,4	56,0	51,2	47,3	18,7	50,2	7,10	11,70
Álcali-feldspato	22,8	28,0	39,5	34,5	32,7	16,2	11,7	18,5	15,2	17,6	17,2	17,7	16,6	50,70	57,70
Biotita	4,2	4,1	2,1	2,0	4,7	2,9	5,5	3,1	4,7	3,5	6,6	3,9	4,8	<0,10	0,10
Epidoto	Tr	0,3	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,10
Alanita	0,1	0,6	0,3	0,9	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	Tr	Tr	Tr	0,10
Opacos	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Mica branca	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Clorita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Acessórios	0,2	0,3	0,2	0,3	0,8	0,1	0,2	0,3	0,3	0,8	0,2	0,5	0,2	Tr	0,20
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	70,1	100,0	100,00	100,00
Alcali F+Plag	68,7	63,4	75,1	73,6	60,0	59,8	71,0	65,9	71,2	68,8	64,5	36,4	66,8	57,80	69,40
Máficos (M)	4,5	5,3	2,6	3,2	6,9	3,1	7,3	3,6	5,1	4,4	7,2	4,5	5,2	0,10	0,20
Q	28,1	33,1	22,9	24,0	35,6	38,3	23,4	31,6	25,0	28,1	30,5	44,5	29,5	42,14	30,46
A	23,9	29,6	40,6	35,6	35,1	16,7	12,6	19,2	16,0	18,4	18,5	27,0	17,5	50,75	57,82
P	48,1	37,4	36,6	40,4	29,3	45,0	64,0	49,2	59,0	53,5	51,0	28,5	53,0	7,11	11,72
Nº de pontos	2000	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	2000	2001	2003	2004	2005	2000	2000

* Análises extraídas de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

Os veios mostraram composição leuco-sienogranítica, sendo subordinados em volume e correspondendo, provavelmente a uma fácies mais evoluída. Os granitos pegmatóides mostraram composições leucomonzograníticas. O diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5.16) e a Tabela 5.5 mostram que o corpo é formado quase que exclusivamente por leucogranitos ($M < 5\%$), cujo teor de máficos é 3,23%. Já as variedades leuco-sienograníticas, bem como os granitos pegmatóides atingem valores máximos de M de 0,2 e 1,4%, respectivamente (Tabela 5.5).

O Granito Xinguara situa-se no campo dos granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982) (Figura 5.16), como também verificado no caso do Granito Mata Surrão (Duarte 1992). No entanto, conforme salientado por Leite & Dall'Agnol (1997a), os granitos crustais dos mencionados autores são análogos aos granitos do tipo S de Chappell & White (1974), correspondendo essencialmente a granitos peraluminosos, geralmente a duas micas, derivados de magmas formados a partir de fusões crustais de metassedimentos, ao passo que as características petrográficas do Granito Xinguara divergem bastante das daqueles granitos. Isto é interpretado por Leite & Dall'Agnol (1997a) como indicativo de que o Granito Xinguara, embora efetivamente crustal, derive de fonte (meta?) ígnea, similar geoquimicamente aos granitóides arqueanos encaixantes do pluton. Ele teria, conseqüentemente, mais afinidades com os leucogranitos cálcico-alcálicos afins ao tipo I e aos granitos da série a magnetita (Ishihara 1981) do que com os granitos do tipo S, único tipo admitido como crustal por Lameyre & Bowden (1982). Essa interpretação foi reforçada pelas características geoquímicas do Granito Xinguara (Leite & Dall'Agnol 1999; ver capítulo da geoquímica).

5.5.3 - Variedades petrográficas - descrição mineralógica e análise textural

O corpo é formado por quatro fácies: leucomonzogranito (dominante), granodiorito, leuco-sienogranito e granito pegmatóide. Neste tópico será apresentada a petrografia detalhada destas fácies. Será dada maior atenção aos leucomonzogranitos, pois representam mais de 90% da área do maciço Xinguara. Serão discutidos também os dados de química mineral de biotita, mica branca e epidoto dos leucomonzogranitos. Vale citar que a petrografia do Granito Xinguara baseou-se principalmente nos estudos de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a). Ao final serão apresentados alguns comentários sobre os granitos dos corpos satélites.

5.5.3.1 - Leucomonzogranito

Ao microscópio apresenta textura granular hipidiomórfica (Figura 5.15c) e as principais características dos seus constituintes minerais são:

5.5.3.1.1 - Plagioclásio

Seus cristais são predominantemente hipidiomórficos e, eventualmente, xenomórficos de granulação média, com tamanhos variando de 2 a 5 mm de comprimento, podendo mostrar-se orientados. Mostram freqüentemente maclas albitas (Figuras 5.15d, e), ocorrendo com bem menos freqüência geminações albita-periclina e albita-*carlsbad*. Geralmente encontram-se zonados, mas as composições das zonas não puderam ser determinadas pois acham-se mascaradas pela alteração. Muito localmente há cristais com núcleos idiomórficos, por vezes corroídos ou com embaiamentos, ressaltados pela maior concentração de minerais secundários (sericita-muscovita \pm epidoto). Este núcleo, provavelmente mais cálcico, está envolvido por outra zona mais preservada. A zona seguinte possui ângulo de extinção aproximadamente igual ao do núcleo e mostra-se também enriquecida em produtos secundários. Por fim tem-se uma zona pouco espessa de composição mais sódica, similar a segunda. Estas feições indicam um zoneamento do tipo oscilatório (Figura 5.15f), só raramente observado no corpo. A saussuritização do plagioclásio varia de moderada a forte e produz uma paragênese secundária, a base de sericita-muscovita + epidoto \pm carbonatos, que tende a mascarar as feições originais do plagioclásio, muitas vezes encobrendo os seus planos de maclas e impossibilitando a determinação da sua composição. São freqüentes inclusões de biotita, quartzo granular, alanita, opacos e apatita, posicionadas preferencialmente nas zonas externas dos cristais de plagioclásio. Responde aos efeitos da deformação através de *kinks* (Figura 5.15e) e de recristalização incipiente, localizada exclusivamente ao longo dos contatos entre cristais de plagioclásio ou das fraturas que os seccionam.

5.5.3.1.2 - Álcali-feldspato

É do tipo microclina pertítica, com freqüente maclamento albita-periclina nítido e constante, com raras maclas *carlsbad* e pertitas do tipo *string* ou veios (Smith 1974), geralmente muito escassos. Seus cristais são hipidiomórficos e, mais raramente, xenomórficos, de granulação média a, localmente, grossa, podendo mostrar orientação (Figura 5.15a). Seus tamanhos médios variam de 1,5 a 6,5 mm. Os contatos microclina/microclina são suturados ou marcados pelo desenvolvimento incipiente de albita intergranular em coroa trocada (Smith 1974). Nos contatos microclina/plagioclásio, desenvolvem-se mirmequitas do tipo planar ou em bulbos, invadindo os cristais de microclina (respectivamente, tipos C e F, Phillips 1980). Seus contatos com o quartzo são na maioria retilíneos. Localmente possui aspecto poiquilítico, englobando pequenos cristais de quartzo granular, plagioclásio, biotita, alanita, epidoto e opacos. Os efeitos da deformação aparecem na forma de fraturas que seccionam o cristal

transversalmente ao seu maior comprimento, bem como através da recristalização incipiente, que concentra-se nestas fraturas ou nas bordas de cristais (Figuras 5.16a, b).

5.5.3.1.3 - Quartzo

Forma cristais hipidiomórfos a xenomórficos de granulação média, e tamanhos bem próximos aos dos feldspatos (Figuras 5.15c, d, e, f), os quais, por efeito da recristalização, são transformados em agregados policristalinos de cristais xenomórficos de granulação fina, no geral com moderada extinção ondulante e fraca orientação (Figuras 5.17a, b). Tais agregados, revelam ainda, a forma original do quartzo. Os contatos entre os grãos que compõem estes agregados de quartzo são irregulares, suturados ou ondulados, ao passo que os destes com os feldspatos são geralmente regulares. Localmente exhibe textura em mosaico, com formas poligonais e contatos retos em junção tríplice. Por vezes, ocorre como inclusões nos feldspatos, mostrando formas arredondadas ou granulares com moderada a fraca extinção ondulante e, no caso dos plagioclásios, quase sempre posiciona-se nas zonas marginais. Finalmente, ocorre como quartzo vermicular ou goticular formando, junto com o plagioclásio, intercrescimentos mirmequíticos.

5.5.3.1.4 - Biotita

Apresenta-se como lamelas hipidiomórficas, com tamanhos variando entre 0,5 e 1,5 mm (Figura 5.17c). Seu pleocroísmo mais comum é amarelo pálido (X), passando para marrom esverdeado a marrom escuro (Z,Y). Em alguns locais acha-se parcial ou completamente substituída por clorita e normalmente contém inclusões de zircão e, com menor frequência, apatita. Suas bordas podem mostrar feições de corrosão, normalmente preenchidas por quartzo. Está incluída em cristais de feldspatos, situando-se preferencialmente nas suas bordas. Lamelas xenomórficas são menos freqüentes. Quando ocorrem, são submilimétricas e geralmente associam-se a alanita, epidoto, opacos esqueletais e titanita xenomórfica.

Foram realizadas 28 análises de microsonda em biotitas das amostras AL-2D e ALF-263. Os resultados analíticas e suas respectivas fórmulas estruturais constam na Tab. An. 4.4. Na Figura 5.18a mostra a distribuição das biotitas analisadas em diagrama Al^{IV} vs. $Fe/(Fe+Mg)$ de Deer et al. (1992). Os valores de Al^{IV} das biotitas das duas amostras mostram certa superposição, ao passo que os valores da razão $Fe/(Fe+Mg)$ variam de modo mais acentuado, situando-se entorno de 0,46 para a amostra AL-263 e variando de 0,54 a 0,57 para a amostra AL-2D. A biotita da amostra AL-263 de acordo com os critérios de Foster (1960) é uma biotita magnesiânica com $Mg/(Mg+Fe) > 0,5$, enquanto a da amostra AL-2D é ferrosa ($Mg/(Mg+Fe) < 0,5$). No diagrama triangular $10TiO_2 - (FeO+MnO) - MgO$ de Nachit (1994) as biotitas do Granito

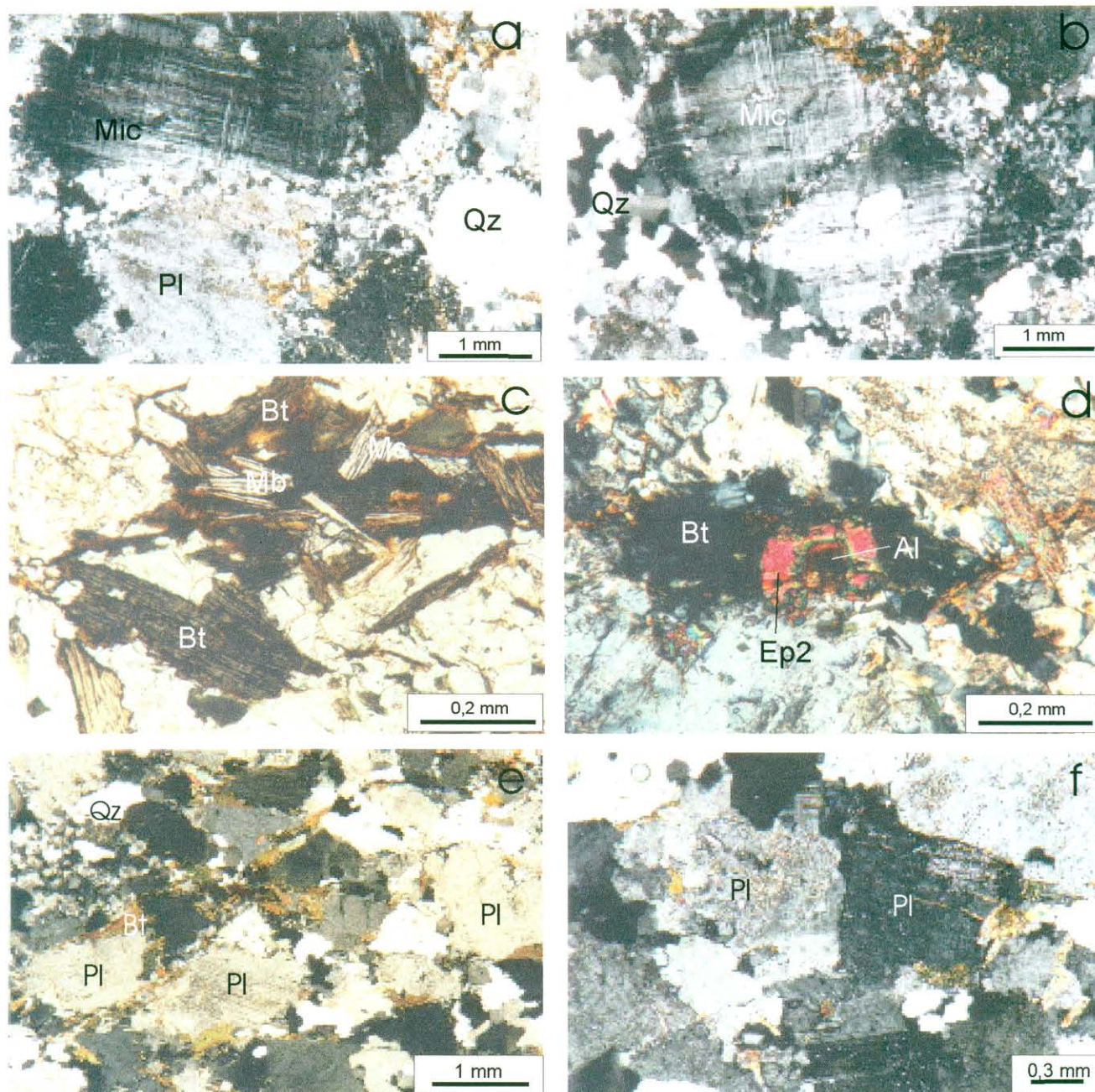


Figura 5.17 - Feições microscópicas do Granito Xinguara: (a) Aspecto microscópico de leucomonzogranito, cuja textura granular foi parcialmente obliterada pela recristalização dos feldspatos e quartzo ao longo dos contatos dos grãos (seção próxima de XZ, Nicóis cruzados, NC, AL-96); (b) Detalhe de um cristal de microclina fraturado, com a recristalização concentrando-se ao longo de seus bordos e nas fraturas (seção próxima de XZ, NC, AL-96); (c) Aspecto dos cristais de biotita (Bt) e micas brancas (Mb) comuns no Granito Xinguara (NC, AL-2D); (d) Cristal de alanita (Al) com manto de epidoto do tipo Ep2 em leucogranito (NC, AL-2D); (e) Aspecto microtextural do granodiorito associado ao Granito Xinguara, mostrando uma fraca orientação dos cristais; há um desenvolvimento incipiente de matriz no contato entre os cristais de plagioclásio (Pl) (seção próxima a XZ, AL-202); (f) Aspecto do mesmo granodiorito, destacando a sua textura granular hipidiomórfica (seção XZ, AL-202).

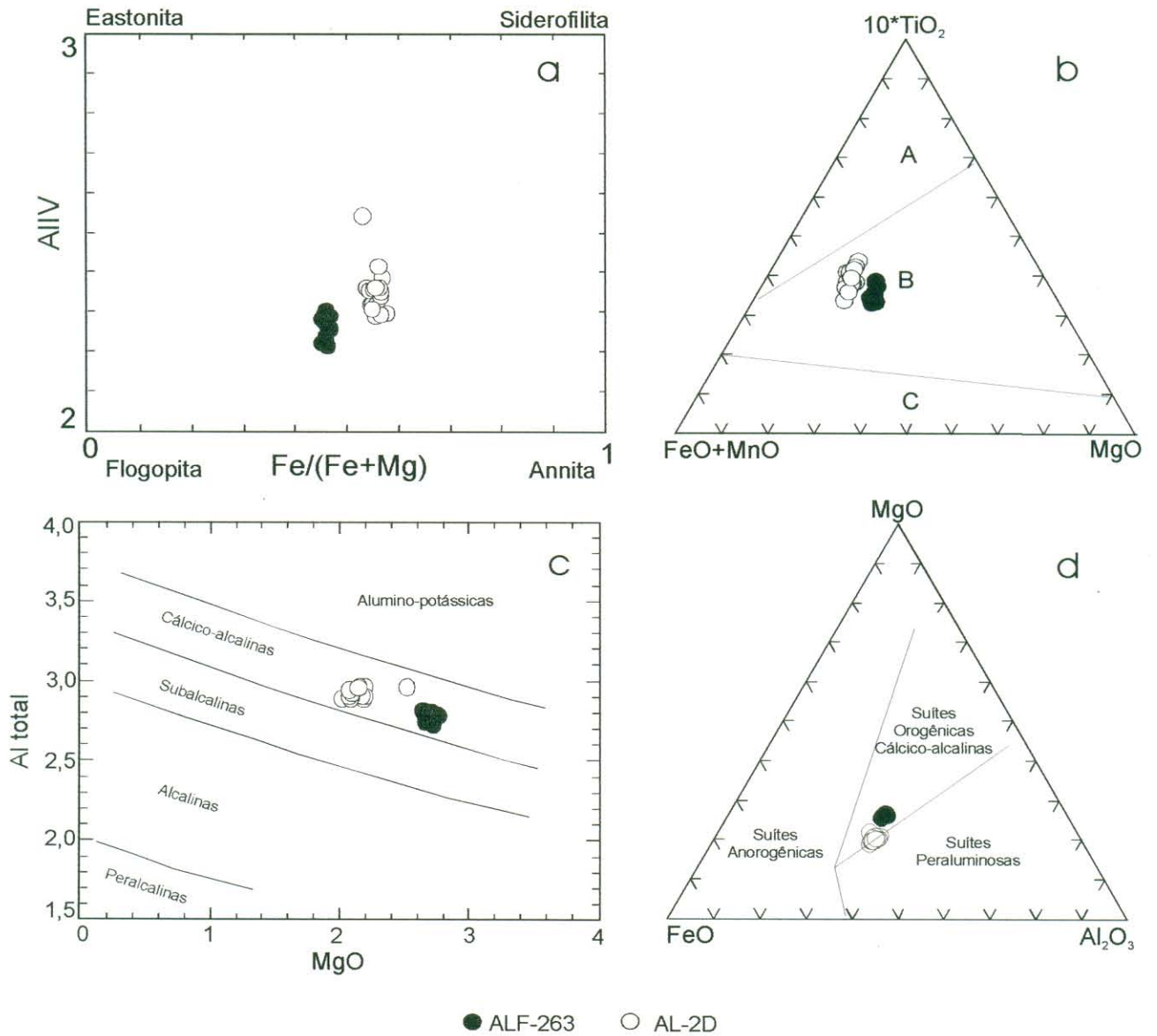


Figura 5.18 - Composições de biotitas do Granito Xinguara em: (a) um diagrama Al^{IV} x $Fe/(Fe+Mg)$, contendo os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litíferas; (b) Diagrama $10TiO_2$ - $(FeO + MnO)$ - MgO (Nachit 1994) para biotitas de diferentes tipos de rocha. A: domínio das biotitas magmáticas, B: domínio das biotitas magmáticas reequilibradas e C: domínio das biotitas secundárias; (c) Diagrama Al_{total} vs. MgO (Nachit et al. 1985); (d) Análises das biotitas do Granito Xinguara no diagrama FeO - MgO - Al_2O_3 (Abdel Rahman 1994).

Xinguara plotam no campo das biotitas magmáticas reequilibradas (Figura 5.18b). As biotitas do Granito Xinguara possuem afinidades com aquelas das associações cálcico-alcálicas, como mostrado nos diagramas Al_{total} vs. Mg de Nachit et al. (1985) e $FeO - MgO - Al_2O_3$ de Abdel-Rahman (1994) (Figuras 5.18c, d, respectivamente).

Nos diagramas que correlacionam Al^{IV} vs. Ti, $Al^{IV}+Ti$ vs. $Al^{VI}+Si$, $Mg+Si$ vs. $Al^{IV}+Al^{VI}$ e Ti vs. $Fe/(Fe+Mg)$ (Figura 5.19) é verificado que as biotitas das duas amostras do Granito Xinguara comportam-se de maneira diferenciada, definindo dois grupos. As biotitas da amostra AL-263 são enriquecidas em Mg e Si, empobrecidas em Al^{VI} , Al^{IV} , Ti e possuem menor razão $Fe/(Fe+Mg)$, quando comparadas às biotitas da amostra AL-2D. As correlações negativas verificadas entre $Mg+Si$ vs. $Al^{IV}+Al^{VI}$ e $Al^{IV}+Ti$ vs. $Al^{VI}+Si$ e positiva entre Al^{IV} vs. Ti (Figura 5.19), sugerem para a evolução das biotitas do Granito Xinguara uma substituição dominante do tipo $Mg^{2+}+Si$ vs. $Al^{VI}+Al^{IV}$ e subordinada do tipo $(Al^{3+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Ti^{4+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$, correspondentes, respectivamente aos tipos 1 e 4 de Dymek (1983).

5.5.3.1.5 – Mica branca

Ocorre em pequenas quantidades, estando ausente em algumas amostras. Geralmente acompanha a biotita (Figura 5.18c). É hipidiomórfica e possui tamanhos inferiores aos da biotita. Seus contatos são retilíneos, principalmente com a biotita, e tende a orientar-se na mesma direção desta, embora, por vezes, disponha-se transversalmente a biotita. Não ocorre inclusa em nenhum mineral, porém suas características texturais, tais como forma e contatos regulares, sugerem a possibilidade de uma origem primária.

Foram realizadas 16 análises de microsonda em mica branca das amostras AL-263 e AL-2D. Os resultados com as respectivas fórmulas estruturais estão no Anexo 5 (An.5.4). Tal como no caso do Complexo Tonalítico Caracol e do Trondhjemito Água Fria, as micas brancas analisadas revelaram deficiências no sítio intercamadas ($x+y < 0,8$ para meia célula unitária; cf. Rieder et al. 1998). Como não se dispõe da razão Fe^{3+}/Fe^{2+} , não é possível definir com precisão a razão Mg/Fe^{2+} que deveria ser $> 0,6$ para que estas micas fossem classificadas como ilitas (Rieder et al. 1998). Apesar dessa limitação a denominação de ilitas ainda parece a mais adequada para essas micas. No diagrama $Al_{total} - M^{2+} - Si$ de Monier & Robert (1986), as micas brancas analisadas possuem um comportamento similar aos das micas brancas do Complexo Tonalítico Caracol e do Trondhjemito Água Fria. Situam-se entre o membro intermediário (fengita) e o membro final muscovita da série celadonita-muscovita (Figura 5.20). Apesar desse diagrama não ter sido concebido para micas com deficiência intercamada. Ele

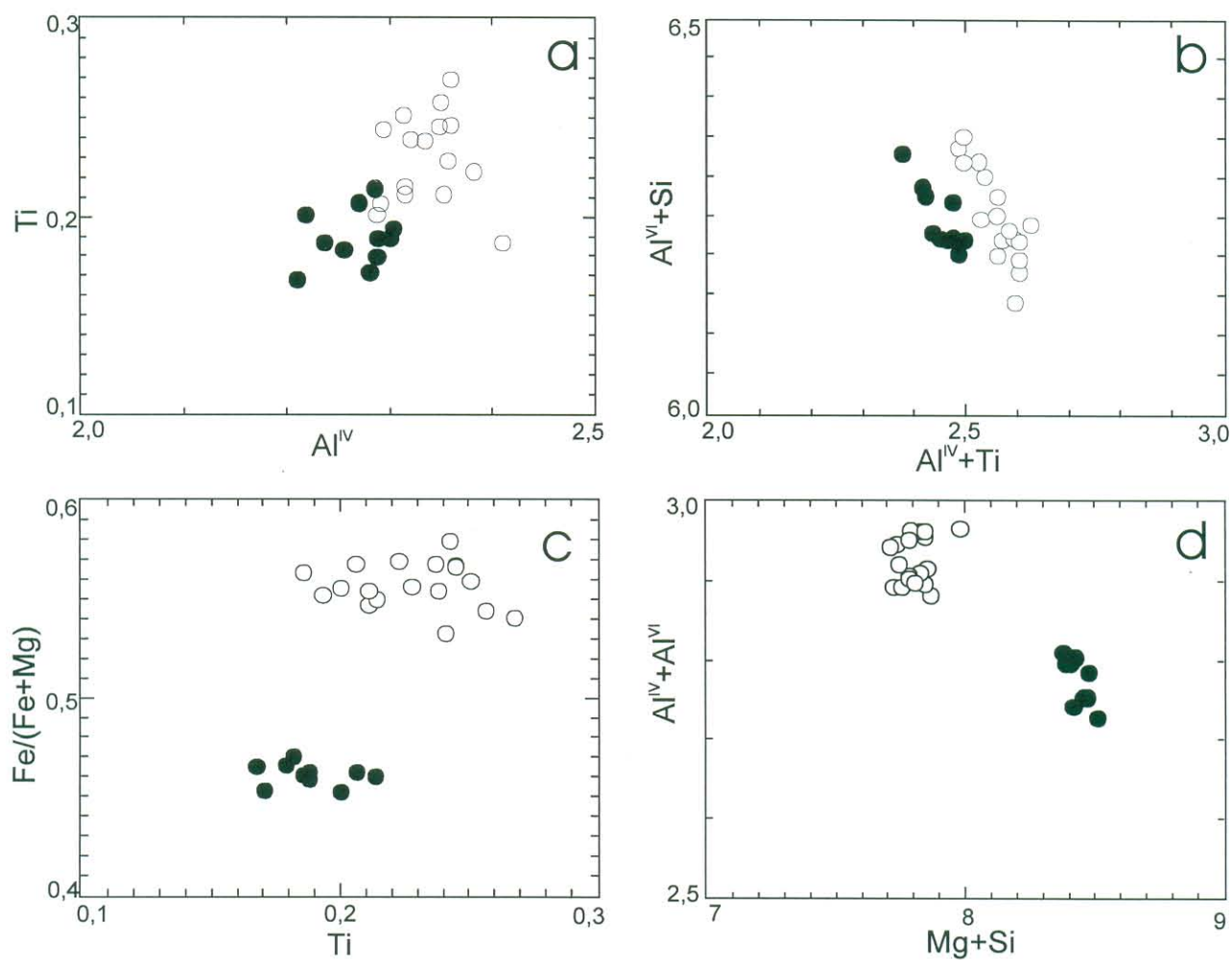


Figura 19 - Diagramas correlacionando vários cátions para as biotitas do Granito Xinguara. Símbolos como na Figura 18.

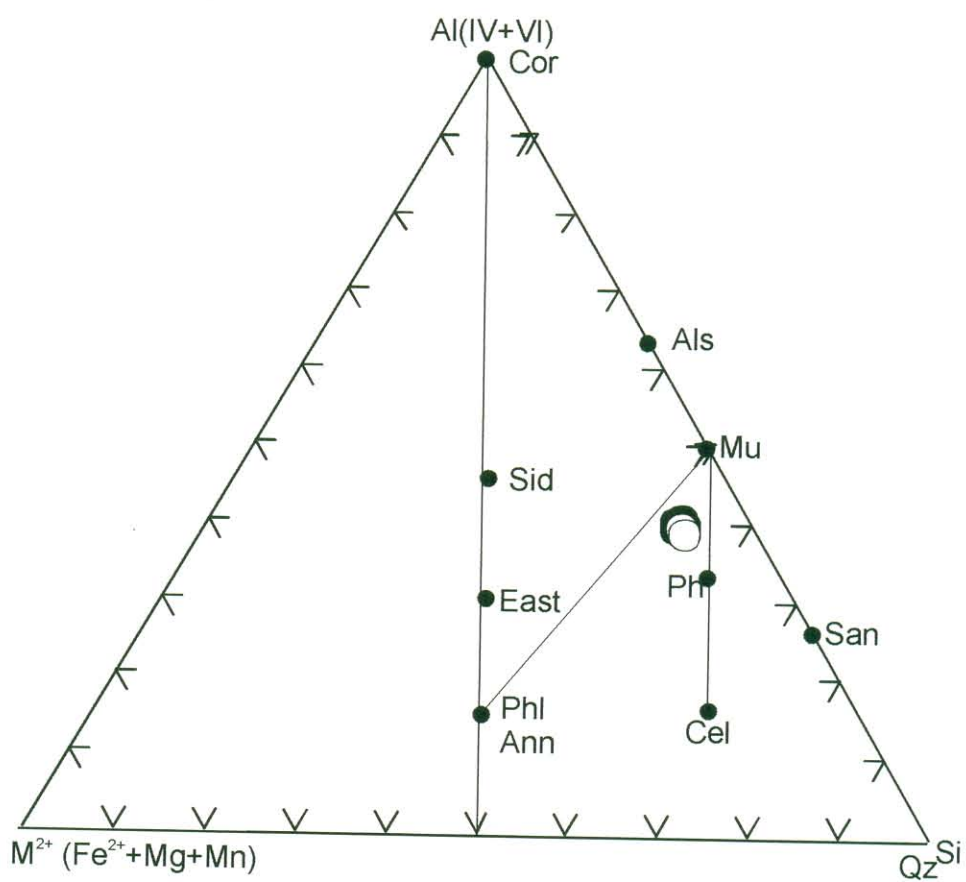


Figura 20 - Diagrama $Al_{total} \times M^{2+} \times Si$ de Monier & Robert (1986) para as micas brancas do Granito Xinguara.. Símbolos como na Figura 19. Cor = Corindon; Als = Aluminossilicatos; Mu = Muscovita; San = Sanidina; Ph = Fengita; Cel = Celadonita; Ann = Anita; Phl = Flogopita; East = Eastonita; Sid = Siderofilita; Qz = Quartzo (Símbolos como da Figura 18)..

serve para mostrar o conteúdo expressivo de cátions M2+ nas micas analisadas, o que – juntamente com o seu caráter ílítico – aponta para sua origem secundária.

5.5.3.1.6 - Epidoto

Com base nos seus aspectos texturais, podem ser distinguidos quatro tipos principais, similares aos descritos nas unidades anteriores:

- (i) cristais hipidiomórficos a idiomórficos, geralmente maclados e zonados, inclusos ou não na biotita (Ep1). É similar ao epidoto III de Sial (1990), considerado por este autor como de cristalização magmática;

- (ii) pequenos cristais xenomórficos a hipidiomórficos, associados à alanita, formando um manto de espessura variável sobre este mineral (Ep2) (Figura 5.17d). É similar ao epidoto II de Sial (1990). Por vezes, restam apenas pontos castanhos no centro do agregado de epidoto, como relíquias de cristais de alanita. De acordo com Bittencourt & Nardi (1986) este tipo de epidoto pode se originar por transformação da alanita, relacionada à hidratação da rocha e conseqüente oxidação do Fe^{+2} para Fe^{+3} , elemento esse incompatível com a estrutura da alanita. Os mantos de epidoto desenvolvem-se freqüentemente quando a alanita está associada a biotita ou plagioclásio e, segundo os autores acima citados, podem também ter sua origem associada a processos de cloritização da biotita. Embora esta interpretação possa ser correta em outras situações, a forma idiomórfica de muitos núcleos de alanita envoltos por Ep2 e a composição deste (vide a seguir) não favorecem uma origem secundária para o mesmo;

- (iii) cristais preferencialmente xenomórficos, com elevada birrefringência, em geral associados aos minerais máficos ou isolados na rocha (Ep3). Duarte (1992) interpreta este tipo de epidoto no Granito Mata Surrão, como tardio na cristalização ou de origem secundária; e

- (iv) epidoto em grãos submilimétricos xenomórficos, ocorrendo sobre cristais de plagioclásio, produto da sua saussuritização (Ep4). Similar ao epidoto IV de Sial (1990).

Foram executadas apenas oito análises de microsonda em epidotos no Granito Xinguara, as quais abrangeram somente os tipos Ep1 e Ep2. Os resultados analíticos com as respectivas fórmulas estruturais calculadas a base de 12,5 oxigênios equivalentes e a razão atômica $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ (teor de pistacita - Ps) constam no Anexo 6. Os epidotos do Granito Xinguara mostraram teores de Ps que variam de 27 a 30% (Figura 5.6). Estes epidotos mostraram teores bem mais elevados de Ps do que a maioria dos Ep1 observados no Complexo Tonalítico Caracol, assemelhando-se mais aos Ep1 do Trondhjemito Água Fria. Levando-se em consideração o intervalo de 25 a 29% proposto por Tulloch (1986) e Wyhnal et

al. (1991), os Ep1 e Ep2 do granito Xinguara podem ser considerados como epidotos magmáticos.

5.5.3.1.7 - Minerais opacos

Estes minerais ocorrem inclusos em cristais de feldspato alcalino e plagioclásio ou associados a biotita, titanita e epidoto. Leite et al. (1997) e Figueiredo (1997) fazem uma descrição detalhada desses minerais no Granito Xinguara, destacando uma paragênese formada por magnetita (dominante), hematita (martita), ilmenita e goethita.

Magnetita: apresenta-se de formas variadas, predominando cristais hipidiomórficos a idiomórficos bem preservados e pouco martitizados, existindo também cristais xenomórficos mais intensamente martitizados. A martitização pode limitar-se às bordas do cristal ou penetrar por seus planos de fraturas; excepcionalmente atinge todo o grão. Em alguns cristais observam-se fraturas preenchidas por goethita. Nos contatos entre cristais de magnetita com titanita ou magnetita com biotita, observam-se algumas reentrâncias, sugerindo que a magnetita foi parcialmente corroída e contribuiu para a nucleação e, talvez, crescimento destes minerais. Só muito raramente a magnetita mostra lamelas de exsolução de ilmenita do tipo *trellis*. Este tipo de intercrescimento caracteriza processos de exsolução-oxidação de titanomagnetita magmáticas e pode ser explicado pela reação apresentada por Buddington & Lindsley (1964):



De acordo com Lindsley (1981) e Spencer & Lindsley (1981), a formação de ilmenita *trellis* se dá a temperaturas inferiores a 620°C, caracterizando uma reação no estágio *subsolidus*.

Ilmenita: os cristais de ilmenita são muito raros e se apresentam exclusivamente como ilmenita *trellis*, como discutido anteriormente.

Hematita: se desenvolve somente através de martitização da magnetita. Este processo desenvolve-se comumente ao longo do plano (111) de cristais de magnetita pobres em Ti (Haggerty 1981).

- *Goethita*: ocorre invariavelmente como pequenos cristais isolados ou preenchendo fraturas na magnetita. Sua formação, segundo Haggerty (1981), pode resultar do processo de oxi-hidratação da magnetita. Outra possibilidade é a sua derivação da pirita

5.5.3.1.8 - Minerais acessórios

Os principais minerais acessórios do Granito Xinguara são: Alanita, Titanita, apatita e zircão.

Alanita: forma normalmente cristais idiomórficos, em geral prismáticos e alongados, de tamanhos variando de 0,36 a 1,8 mm. Geralmente estão zonados e maclados e mostram diferentes graus de metamictização. Frequentemente estão envolvidos por um manto de epidoto (Figura 5.17d) de espessura variável e distribuição nem sempre regular.

Titanita: apresenta-se na forma de cristais losangulares, hipidiomórficos ou, raramente, xenomórficos. Possui dimensões submilimétricas e está associada com a biotita ou inclusa nesta. Cristais xenomórficos estão associados aos opacos e próximos de zonas de corrosão da biotita. Também ocorrem ao longo dos planos de clivagem da biotita, juntamente com a clorita, devendo neste caso ser uma fase secundária.

Apatita: forma pequenos cristais prismáticos, idiomórficos, de dimensões submilimétricas; na grande maioria das vezes, acompanha a biotita, estando por vezes inclusa nesta e também no plagioclásio.

Zircão: ocorre como minúsculos cristais submilimétricos, geralmente idiomórficos, metamictizados, inclusos ou não na biotita.

5.5.3.1.9 - Ordem de Cristalização dos leucomonzogranitos

A ordem de cristalização dos leucomonzogranitos (Figura 5.21), baseia-se em Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a), com algumas modificações e, foi deduzida com base na análise textural, ou seja, a partir das relações entre os minerais e estudo das inclusões. Procurou-se também estabelecer relações entre os minerais primários e suas respectivas transformações tardi a pós-magmáticas ou ligadas à deformação.

A ordem de cristalização foi deduzida com base na análise das amostras menos deformadas, pois preservam muito das suas características ígneas, sendo assim possível estabelecer com melhor precisão a sucessão mineralógica durante a cristalização do Granito Xinguara.

A cristalização do leucomonzogranito começou com a separação dos minerais acessórios primários: opacos, apatita e zircão, marcando o início da consolidação do líquido magmático. Estes minerais apresentam-se idiomórficos a hipidiomórficos e são encontrados como inclusões no plagioclásio mais cálcico, microclina e na biotita, evidências que atestam o caráter precoce desses minerais. A alanita provavelmente iniciou sua cristalização precocemente, antes da biotita e dos feldspatos, pois é normalmente encontrada como inclusão nestes minerais, além de ocorrer sempre idiomórfica. Seguindo a ordem de cristalização, o quadro dos minerais acessórios é completado com a cristalização da titanita e do epidoto magmático (Ep1 e Ep2). O Ep1 possui formas extremamente regulares, similares às da alanita,

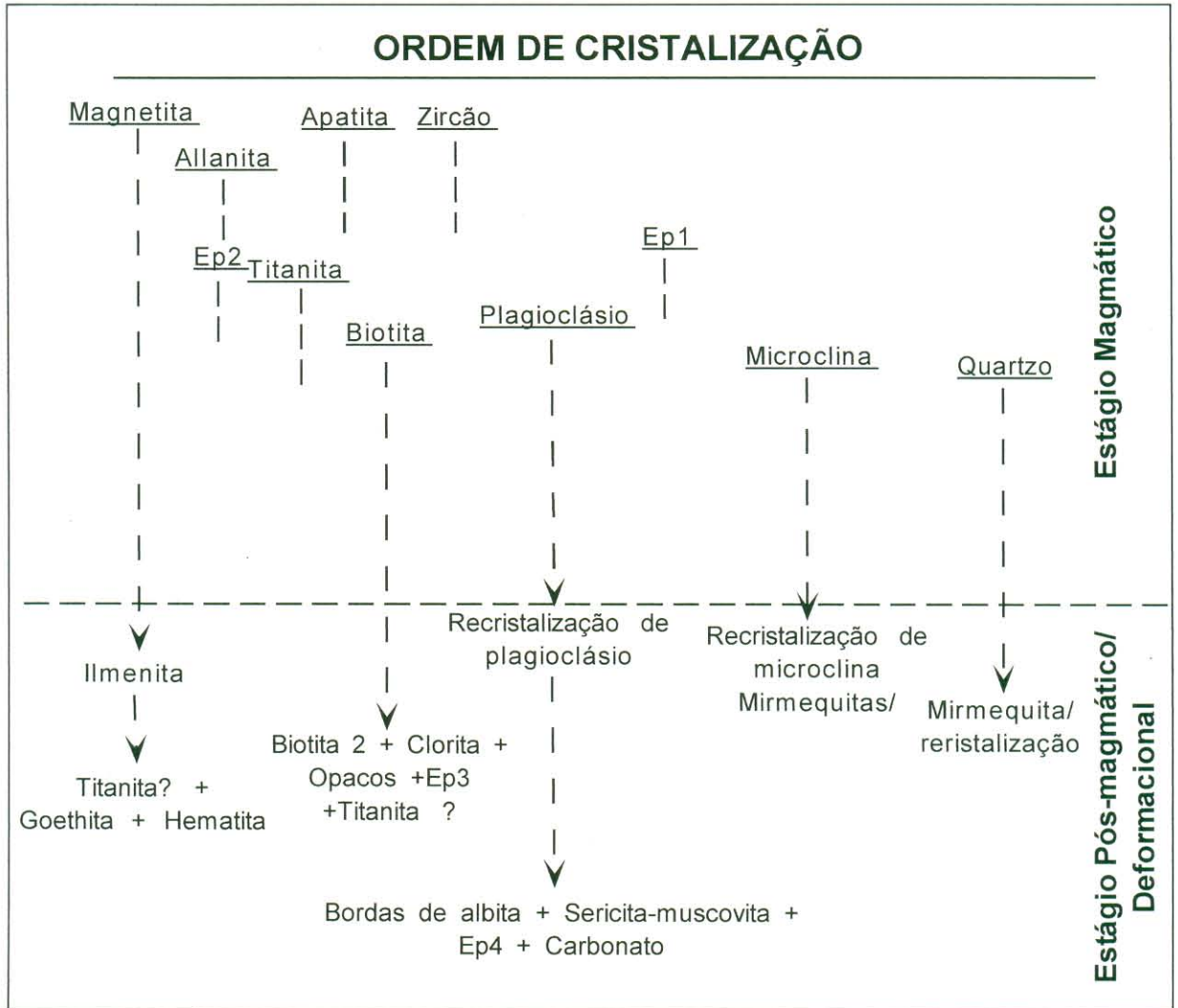


Figura 5.21 - Ordem de cristalização dos leucomonzogranitos do Granito Xinguara (modificada de Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997a).

enquanto o Ep2 ocorre mantendo os cristais de alanita e pode, conforme sugerido pelo seu quimismo, estar relacionado ao mesmo estágio de cristalização do Ep1.

A biotita provavelmente cristalizou após os minerais acessórios e simultaneamente aos feldspatos. Costuma ser hipidiomórfica e de contornos bem definidos, quando pouco deformada, e é comum encontrá-la inclusa nos feldspatos. No entanto, mostra igualmente disposição intersticial em relação aos minerais félsicos e as inclusões posicionam-se preferencialmente nas zonas marginais do plagioclásio, ou seja, nas suas porções mais sódicas. Isto sugere que o início da cristalização da biotita foi posterior ao do plagioclásio e deu-se mais provavelmente no mesmo intervalo de temperatura do álcali-feldspato e quartzo.

Os minerais essenciais começaram a cristalizar logo após a consolidação dos primeiros minerais acessórios: opacos, zircão, apatita e alanita. A definição precisa da ordem de cristalização dos minerais félsicos (plagioclásio, microclina e quartzo) é um tanto difícil, pois a temperatura do magma não deveria situar-se muito acima das temperaturas cotéticas e estes minerais cristalizam em intervalos de temperatura amplamente superpostos. No entanto, é provável que o plagioclásio tenha sido o primeiro a cristalizar, seguido de microclina e quartzo. Os plagioclásios mais cálcicos, ou seja os núcleos parcialmente corroídos, certamente são mais precoces, haja vista as suas relações com a biotita. Em seguida, houve a cristalização das demais zonas, que contém inclusões de biotita e quartzo. A microclina geralmente possui inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio sugerindo que a sua cristalização pode ter-se iniciado um pouco depois da destes minerais. A maioria dos cristais de quartzo está deformada e tem suas características primárias modificadas. Entretanto, pode-se inferir que os mesmos possuíam forma hipidiomórfica e tamanhos similares aos dos feldspatos. Além disso, as inclusões de quartzo nos feldspatos possuem formas granulares e posicionam-se preferencialmente nas bordas destes minerais. Logo, certamente o quartzo não é muito tardio, estimando-se que ele iniciou sua cristalização logo após o plagioclásio e em temperatura similar à do feldspato alcalino.

Os feldspatos e parte do quartzo possuem formas hipidiomórficas, as quais indicam um crescimento livre, sem competição por espaços com outros minerais. Swanson (1977) admite que a textura das rochas ígneas plutônicas é definida pelo arcabouço mineral, diretamente relacionado com o aparecimento de fases cristalinas sucessivas e distintas, a partir de um resfriamento contínuo. Este processo é controlado principalmente pelas taxas de nucleação e crescimento das várias fases minerais.

As transformações pós-magmáticas estão materializadas na geração de minerais secundários, podendo-se destacar os produtos da saussuritização do plagioclásio, sericita-

muscovita, epidoto (Ep4) e, subordinadamente, carbonatos. A biotita também é afetada por estas transformações, desestabilizando-se e gerando clorita, a qual pode ou não substituir inteiramente a biotita. O Ep3 poderia estar relacionado com a alteração da biotita. Esses processos também podem ter ocorrido simultaneamente à desestabilização dos opacos, gerando titanita e opacos xenomórficos, porém é mais provável que essas transformações relacionam-se com a deformação sofrida por esta rocha. A geração de albita nas zonas externas do plagioclásio e nos contatos plagioclásio/microclina, em geral associada à mirmequita, deu-se também no estágio pós-magmático.

Os efeitos deformacionais, retratados principalmente pela orientação mineral e recristalização dos minerais félsicos, incipiente nos feldspatos, mais intensa no quartzo, perturbam os aspectos da textura ígnea do granito e tendem a apagar as suas características primárias e a impor um novo arranjo textural que reflete diretamente a deformação.

5.5.3.2 - Granodiorito

Ao microscópio mostra uma textura granular fina, formada por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo (Figuras 5.13e, f). Eventualmente, ocorrem fenocristais de álcali-feldspato de aspecto poiquilítico, contendo várias inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. A recristalização dos feldspatos é limitada a ausente; quando presente, é restrita às regiões intergranulares (Figura 5.13e).

Plagioclásio: forma cristais hipidiomórficos e xenomórficos (Figuras 5.13e, f), de granulação média a fina, que mostram maclamento albita e zoneamento do tipo normal. São comuns inclusões de opacos, biotita e apatita. A recristalização é moderada. Cristais xenomórficos ocorrem em rochas onde há recristalização e o desenvolvimento da foliação (Figura 5.13e).

Álcali-feldspato: forma cristais xenomórficos, de granulação fina, com maclamento xadrez e poucas pertitas. A recristalização é moderada. Alguns cristais são mais desenvolvidos e possuem aspecto poiquilítico com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita.

Quartzo: forma pequenos cristais xenomórficos, equigranulares, de granulação fina, com moderada extinção ondulante e contatos curvos. Em algumas amostras possuem formas alongadas semelhantes a *ribbon* (Figuras 5.13e, f).

Biotita e Mica branca: a biotita geralmente ocorre como cristais lamelares de granulação fina (Figura 5.13e), hipidiomórficos a xenomórficos, associados principalmente a epidoto e titanita. Não mostra sinais de cloritização. A muscovita ocorre como cristais

hipidiomórficos de granulação fina, geralmente associados com a biotita, com a qual exibe contatos retos

Minerais acessórios: poucos cristais de alanita; o epidoto ocorre exclusivamente como manto na alanita; opacos idiomórficos, cristais de titanita e zircão, inclusos ou não na biotita, e apatita, inclusa no plagioclásio

5.5.3.3 - Granito Pegmatóide

São constituídos essencialmente por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo. Eventualmente ocorrem biotita, mica branca, opacos, epidoto e alanita, mas em quantidades bem reduzidas. Cristais hipidiomórficos, primários, de plagioclásio são raros. Destacam-se porfiroclastos, grosseiramente ovalados e, por vezes orientados de acordo com o *trend* dos demais minerais, principalmente o quartzo. Geralmente exibem nítido maclamento albita e zoneamento do tipo normal, apesar da forte ou moderada incidência da saussuritização, a qual gerou sericita-muscovita \pm epidoto \pm carbonatos. O álcali-feldspato ocorre como porfiroclastos xenomórficos tendendo a ovalados, com recristalização moderada a forte. Seus tamanhos são variados de 4 mm a alguns centímetros, nos termos mais deformados, podendo compor cristais maiores nas rochas mais preservadas. Trata-se de uma microclina pertítica, a qual geralmente mostra maclamento xadrez e pertitas do tipo *string*. Inclusões de quartzo granular são comuns. O quartzo forma basicamente cristais xenomórficos alongados ou fitados, os últimos, podendo desenhar dobras suaves que contornam os porfiroclastos de feldspatos. Seus contatos entre si são suturados, lobados ou curvos. Ocorre também como inclusões nos cristais de microclina, sob forma de quartzo goticular ou granular, com forte extinção ondulante.

5.5.3.4 – Leuco-sienogranito

Ao microscópio apresentam uma textura porfírica, onde destacam-se abundantes fenocristais de álcali-feldspato médios a grossos, em matriz fina a média à base de quartzo e plagioclásio. Biotita e opacos formam as fases acessórias. O álcali-feldspato forma cristais hipidiomórficos, com tamanhos variando de 6,0 mm a 1,7 cm. Exibe maclamento xadrez e lamelas pertíticas do tipo *string* e, subordinadamente, *patch* e veios. São comuns inclusões de plagioclásio, quartzo e opacos. O plagioclásio é o constituinte félsico menos abundante e ocorre predominantemente em cristais hipidiomórficos, com dimensões variáveis entre 1,0 e 3,6 mm. Mostra maclamentos albita e albita-periclina e saussuritização intensa, ocupando praticamente toda a extensão dos cristais, porém com maior concentração de epidoto nas suas partes centrais. O quartzo é abundante e geralmente forma agregados de pequenos cristais granulares, xenomórficos a hipidiomórficos, com tamanhos variáveis entre 0,5 e 1,0 mm. Seus

contatos entre si são curvos, lobados e serrilhados, e retos com o plagioclásio e microclina. Por vezes ocorre intersticialmente ocupando e amoldando-se aos espaços intergranulares entre cristais de microclina.

5.5.4 – Enclaves

No capítulo da geologia foram descritos os vários tipos de enclaves encontrados do Granito Xinguara e no Trondhjemito Água Fria. Os enclaves tonalítico-trondhjemíticos destacam-se pela sua maior ocorrência, são textural e mineralogicamente similares ao Complexo Tonalítico Caracol. Os enclaves afins ao Granodiorito Rio Maria são um pouco menos abundantes. Ocorrem ainda, enclaves de rochas metabásicas, provavelmente de *greenstone belt* e de rochas xistosas. Serão descritos neste tópico apenas os dois primeiros tipos de enclaves.

5.5.4.1 - Composições modais e classificação

Foram analisadas onze amostras de enclaves, sendo dez contidos no Granito Xinguara e apenas uma no Trondhjemito Água Fria (AL-13A); os resultados estão expressos na Tabela 5.6. No diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976), sete amostras possuem composição tonalítica, duas plotaram no campo dos quartzo-dioritos, uma no dos granodioritos e uma no dos quartzo-monzodioritos (Figura 5.22). No diagrama Q-(A+P)-M (Figura 5.22) é nítida a distinção entre as amostras, com base nos teores de minerais máficos (M); das amostras de composição tonalítica, duas (AL-104A e AL-104B) mostraram teores de $M < 10\%$, portanto, correspondem a trondhjemitos; três amostras (AL-77, AL-60B e AL-2A) mostram teores de M em torno de 10%, ou seja na interface de rochas tonalítico-trondhjemíticas e apenas duas amostras (AL-13A e AL-65B) apresentam teores de minerais máficos típicos de tonalitos ($M > 10\%$). Os enclaves de granodiorito e quartzo-dioríticos apresentam teores de M, bem mais elevados, e ainda a presença de anfibólio, não verificada nos demais tipos de enclaves, o que acentua mais a diferença entre estes dois grupos de enclaves.

5.5.4.2 - Variedades Petrográficas

Enclaves de composição tonalítica a trondhjemítica destacam-se pela sua maior abundância dentro do Granito Xinguara. Ao microscópico exibem feições texturais similares às do Complexo Tonalítico Caracol, ressaltando-se a textura granular. Nessas rochas, o plagioclásio forma ora fenocristais hipidiomórficos com texturas ígneas preservadas, ora cristais xenomórficos menores, afetados pela deformação. O quartzo mostra-se completamente recristalizado e orientado. A biotita é bastante comum, sempre com forma hipidiomórfica e

Tabela 5.6 - Composições modais dos enclaves contidos no Granito Xinguara e no Trondhjemito Água Fria (AL-13A).

Variedade	Tonalítico-trondhjemíticos							HBGD	BHQzD	BHD	BQMzD
	AL-104A	AL-104B	AL-77	AL-60A	AL-13A	AL-65B	AL-2A	AL-138D	AL-09B*	AL-2F	Al-186A
Quartzo	26,6	29,7	31,2	23,8	32,6	27,0	28,8	17,1	11,7	5,1	7,7
Plagioclásio	67,4	64,2	58,7	65,2	52,3	52,9	60,7	39,9	52,8	49,5	54,4
Álcali-feldspato	0,0	4,3	0,1	0,5	0,0	0,0	0,4	14,6	0,2	0,2	10,4
Biotita	5,6	1,6	8,7	9,1	13,9	17,3	9,4	26,8	11,1	14,2	27,4
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	1,0	24,0	30,4	-
Opacos	0,1	0,1	1,2	0,1	0,1	0,0	Tr	0,1	0,1	0,1	-
Epidoto	0,2	Tr	Tr	1,1	1,0	2,7	0,7	-	-	-	-
Acessórios	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	Tr	0,5	0,1	0,5	0,1
Álcali-felds+Plag	67,4	68,5	58,8	65,7	52,3	52,9	61,1	54,5	53,0	49,7	64,8
Máficos (M)	6,0	1,8	10,0	10,5	15,1	20,1	10,1	28,4	35,3	45,2	27,5
Q	28,3	30,2	34,7	26,6	38,4	33,8	32,0	23,9	18,1	9,3	10,6
A	0,0	4,4	0,1	0,6	0,0	0,0	0,4	20,4	0,3	0,4	14,3
P	71,7	65,4	65,2	72,8	61,6	66,2	67,5	55,7	81,6	90,3	75,0
N de pontos	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500

* Dado extraído de Leite (1995) e Leite & Dall'Agnol (1997a).

HBGD - Hornblenda-Biotita granodiorito; BHQzD - Biotita-hornblenda-quartzo-diorito; BHD - Biotita-hornblenda diorito.

BHQzMzD - Biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito.

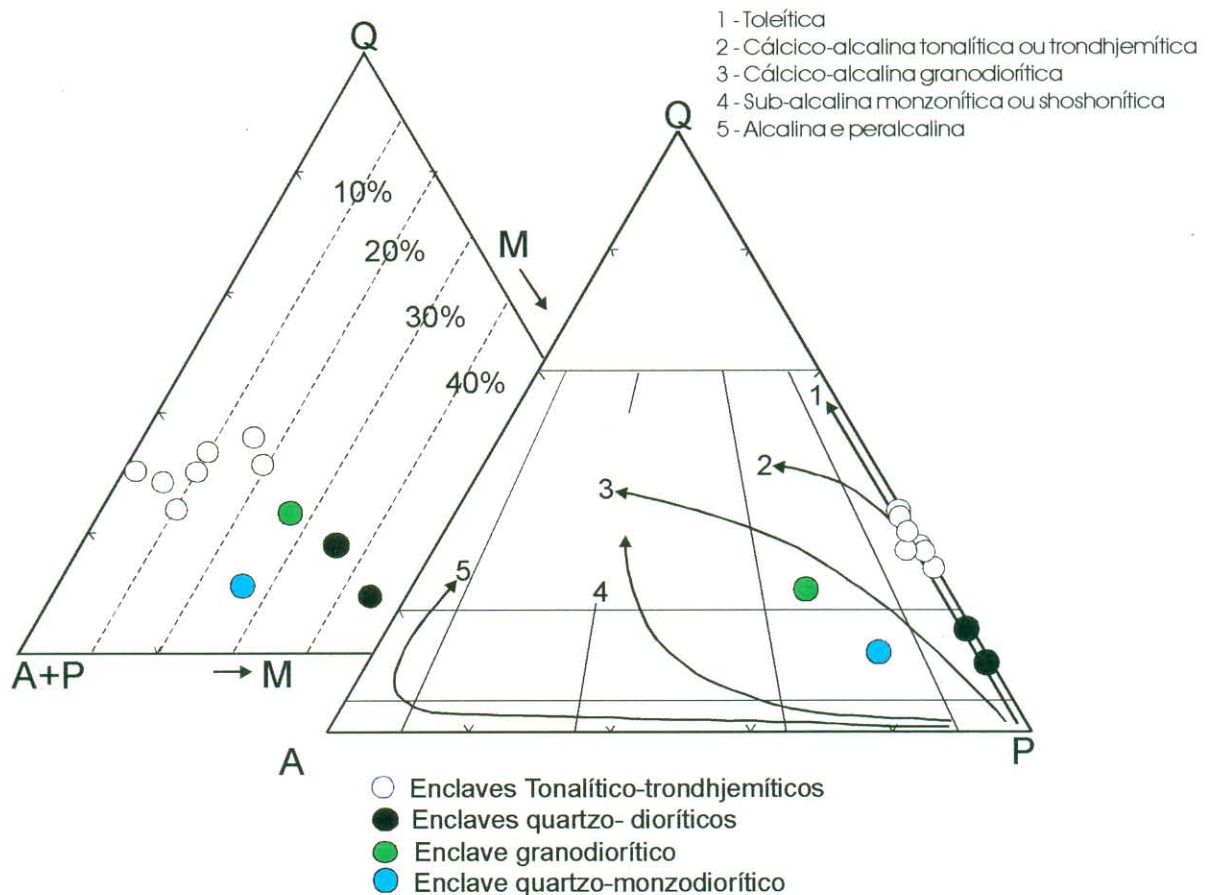


Figura 5.22 - Diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (campos conforme Streckeisen 1976) para o enclaves contidos no Granito Xinguara e no Trondhjemito Água Fria (modificado de Leite 1995, e Leite & Dall'Agnol 1997a). No diagrama Q-A-P foram plotados os trends das séries (1 a 5) de Lameyre & Bowden (1982), com as modificações sugeridas por Bowden et al. (1984).

geralmente bem preservada. É marcante nestas rocha a presença de epidoto xenomórfico (Ep3) e epidoto idiomórfico a hipidiomórfico (Ep1), descritos anteriormente nos vários granitóides estudados. Localmente, ocorre um enclave de composição quartzo-monzodiorítica, que a principio lembra bastante rochas do Granodiorito Rio Maria, no entanto é quimicamente afim do Complexo Tonalítico Caracol (cf. Capítulo 8). Tanto nos enclaves tonalíticos a trondhemíticos, como no quartzo-monzodiorítico a biotita é a principal fase ferromagnésiana.

Enclaves de composição granodiorítica e quartzo-diorítica são menos abundantes do que os tonalíticos a trondhemíticos, a nível de observação microscópica assemelham-se em muitos aspectos as rochas do Granodiorito Rio Maria; mostram uma textura granular média, tendo como minerais essenciais plagioclásio e quartzo, acompanhados de grande quantidade de biotita e anfibólio. Ocorrem, ainda, titanita, opacos e zircão.

Nestes enclaves o plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico de tamanhos variáveis entre 2,5 e 6,5 mm. No geral, mostra-se saussuritizado com maior abundância de sericita e epidoto (Ep4) na parte central, sugerindo um núcleo mais cálcico e um zoneamento do tipo normal. Por vezes, mostram inclusões de anfibólio e quartzo. O álcali-feldspato é do tipo microclina pertítica é hipidiomórfico e seu tamanho chega a se aproximar ao do plagioclásio, principalmente nas variedades granodioríticas. O quartzo ocorre em agregados, sendo xenomórfico e com moderada extinção ondulante. Seus tamanhos são um pouco inferiores aos feldspatos e mostram contatos lobados ou ondulados entre si, e retos com o plagioclásio. Há recristalização generalizada com geração de subgrãos. Ocorrem também como inclusões no plagioclásio e anfibólio. O anfibólio é do tipo hornblenda e constitui cristais prismáticos, hipidiomórficos ou, eventualmente, idiomórficos, com tamanhos variando de 1,5 a 2,5 mm. Geralmente mostram contatos irregulares ou corroídos, podendo ser preenchidos por quartzo. Seus contatos com o plagioclásio e biotita são retos. Inclusões de epidoto idiomórfico e quartzo são comuns. A biotita forma cristais alongados hipidiomórficos a xenomórficos, com tamanhos variáveis entre 1,0 e 2,2 mm. Possui contatos bem definidos e está normalmente associada com anfibólio, epidoto e titanita. Dentre os minerais acessórios destaca-se a titanita, como cristais hipidiomórficos, tendo forma alongada ou losangular ou, ainda, xenomórfica, em cristais menores nos planos de clivagem da biotita. Os opacos são ora idiomórficos, hexagonais ou quadráticos, ora xenomórficos. O zircão é idiomórfico, submilimétrico e associa-se à biotita.

CAPÍTULO 6

6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DA REGIÃO DE XINGUARA

6.1 - TERMINOLOGIA

Com a finalidade de evitar ambigüidades, são apresentados a seguir os significados dos termos estruturais empregados neste capítulo:

Fábrica ou trama: corresponde à configuração espacial e geométrica de todos os elementos constituintes de uma rocha (Hobbs et al. 1976) ou à distribuição, o modo e o grau de orientação preferencial da forma ou dos elementos cristalográficos de uma massa rochosa.

Foliação: termo geral utilizado para designar todas as características planares penetrativas de uma rocha (Passchier & Trouw 1996). Neste trabalho abrange:

(a) *Bandamento*: sucessão de bandas ou camadas com composição mineralógica ou microestruturas distintas, independente de sua origem (sedimentar, magmática ou metamórfica).

(b) *Bandamento magmático*: bandamento formado durante o estágio magmático.

(c) *Foliação de fluxo magmático*: foliação formada por fluxo durante o estágio magmático, onde fases minerais (principalmente feldspatos) se orientam sem sofrer deformação intracristalina.

(d) *Xistosidade*: orientação planar preferencial de minerais morfológicamente anisotrópicos resultante de deformação e recristalização.

Quanto à progressão na cristalização do magma, são feitas referências a três estágios principais (Hutton 1988, Paterson et al. 1989, 1998):

Estágio magmático: o líquido silicático excede 25-30% (Arzi 1978). A trama é marcada pela orientação preferencial de minerais primários sem evidências de deformação plástica e de recristalização, a rocha apresenta texturas ígneas. Este tipo de trama é denominada por Hutton (1988) como "*pre-full crystallization fabric*".

Estágio submagmático: o líquido silicático ocorre em proporção menor do que 25-30%. A trama é marcada pela orientação preferencial de minerais (quartzo, feldspatos e micas) submetidos à deformação plástica e recristalização, mas ainda em presença de líquido silicático.

Estágio subsolidus: sem presença de líquido silicático. A trama é marcada pela orientação preferencial de minerais (quartzo, feldspatos e micas) submetidos a uma deformação

no estado sólido (em alta, média ou baixa temperatura), sendo que a cada uma dessas condições correspondem microestruturas características. Este tipo de fábrica é denominada por Hutton (1988) de "*crystal plastic strain fabrics*".

6.2 – ESTRUTURA REGIONAL

Os granitóides arqueanos da região de Xinguara são marcados principalmente por uma foliação subvertical com orientação WNW-ESE. Esta foliação é expressa geralmente por um bandamento magmático ou por uma xistosidade. O bandamento magmático é predominante no Complexo Tonalítico Caracol e no Trondhjemito Água Fria, enquanto que a xistosidade é mais freqüente no Granodiorito Rio Maria. No Granito Xinguara, estruturas planares são em geral, pouco visíveis, embora esta unidade também apresente, por vezes, foliação de fluxo ou bandamento magmático e, ainda, xistosidade.

O comportamento geral da foliação na região pode ser observado no mapa da Figura 6.1 e nos diagramas da Figura 6.2. No mapa constata-se a existência de uma foliação com orientação N-S no Complexo Tonalítico Caracol do domínio noroeste, que não ocorre nos outros domínios deste granitóide, nem naquele dos granitóides mais jovens.

Em mesoescala são observados bandas de cisalhamento conjugadas, enclaves achatados, estirados ou budinados, dobras na foliação e em veios e fendas de tensão. Ocorrem ainda duas zonas de cisalhamento maiores, uma no Complexo Tonalítico Caracol no domínio sudoeste e outra no Granodiorito Rio Maria na porção oeste da área mapeada. Em microescala chama a atenção a deformação localmente pouco expressiva em certas unidades e a recristalização marcante em certos domínios do Granito Xinguara e do Trondhjemito Água Fria.

Todas estas estruturas serão descritas neste capítulo, em escalas macro, meso e microscópica. Para cada unidade será mostrado como as estruturas se relacionam e, a partir daí se buscará determinar o tipo de deformação predominante e a orientação dos eixos principais de esforços. Como as unidades arqueanas mapeadas têm idades de cristalização entre 2,94 e 2,86 Ga (cf. Capítulo 7), pode-se analisar a evolução da deformação num período de aproximadamente 80 Ma.

Para a análise da deformação em escala microscópica, feita com base na elaboração de diagramas de Flinn, foi utilizado o método de Panozzo (1984), modificado por Lapique (1987).

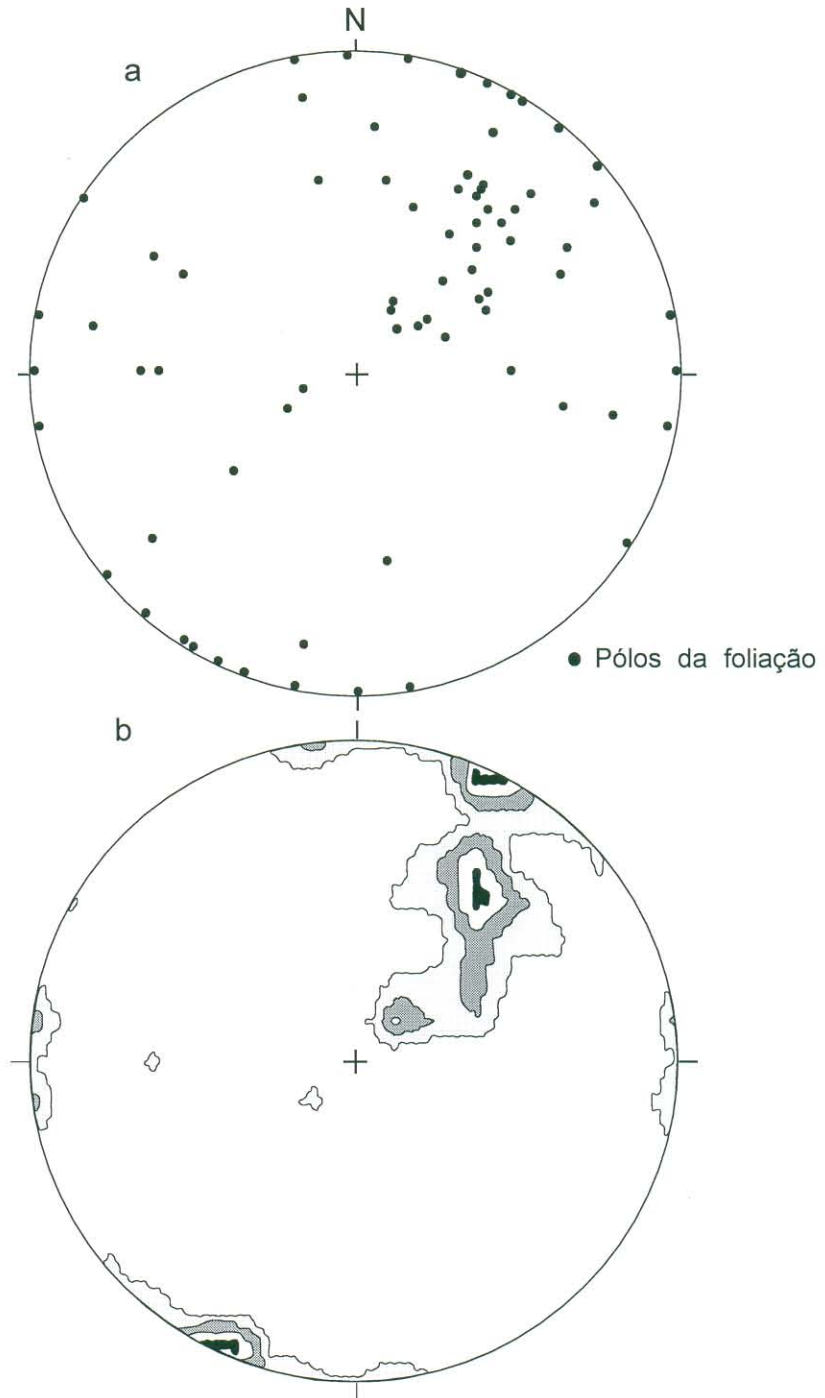


Figura 6.2 - Foliações dos granitóides arqueanos na região de Xinguara: (a) Pólos da foliação de todos os granitóides arqueanos (foram consideradas 65 medidas); (b) curvas de isofreqüência dos pólos da foliação, mostrando a dominância da direção regional WNW-ESE. Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior .

6.3 – COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL

A principal estrutura do Complexo Tonalítico Caracol é uma foliação, materializada por um bandamento composicional. Localmente, esta foliação é afetada por dobras e bandas de cisalhamento. Outra estrutura que merece destaque é uma zona de cisalhamento oblíqua e de baixo ângulo, restrita ao domínio do Complexo Tonalítico Caracol situado no domínio sudoeste da área (Figura 6.1).

6.3.1 – Bandamento composicional

O bandamento composicional está presente em todos os afloramentos do Complexo Tonalítico Caracol estudados, sendo marcante a sua regularidade. É caracterizado pela alternância de bandas esbranquiçadas e bandas cinzas (Figuras 6.3a, b), com espessuras variáveis entre 3 e 15 cm. As bandas claras são formadas essencialmente por plagioclásio e quartzo, as bandas cinzas apresentam, além destes minerais, biotita, titanita e epidoto.

O bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol dispõe-se segundo duas direções. No Complexo Tonalítico Caracol do domínio noroeste, o bandamento orienta-se na direção N-S. Seus mergulhos são subverticais, tanto para leste quanto para oeste (Figura 6.4a). Esta estruturação é tão marcante que granitos tardios, relacionados ao evento gerador do pluton Xinguara, são colocados segundo esta direção. Além disso, os diques básicos, correlacionados as manifestações magmáticas hipabissais do final do Paleoproterozóico (Rivalenti et al. 1998, Silva Jr. et al. 1996, 1999), que normalmente orientam-se segundo NW-SE e NE-SW, nesta região também aproveitam esta direção preferencial N-S para o seu alojamento (Figura 6.1).

No Complexo Tonalítico Caracol do domínio sul da área o bandamento tem uma orientação predominante NW-SE. Seus mergulhos variam de 40° a subverticais, praticamente sempre para SW (Figura 6.4b, c). Neste domínio, a direção N-S que predomina no domínio noroeste, foi encontrada em um único afloramento (AL-174).

Em escala microscópica, observa-se que em poucos afloramentos a textura magmática primária da rocha foi preservada. Nestes casos as bandas são compostas por minerais pouco deformados (Figura 6.3c, d). O quartzo pode estar recristalizado, mas guarda a sua forma original e a disposição tendendo a intersticial. O plagioclásio e as micas não mostram feições de deformação. Isso evidencia que a formação do bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol deve ter se desenvolvido pelo menos durante o *estágio submagmático*.

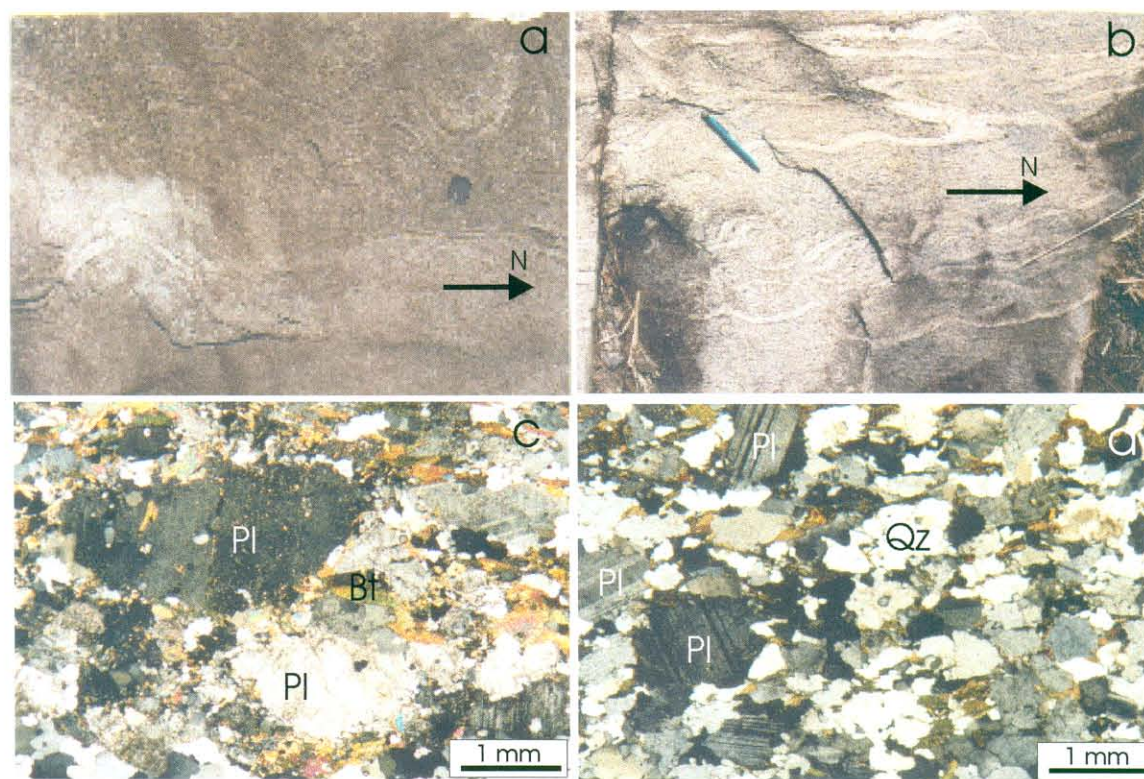


Figura 6.3 - Aspectos estruturais do Complexo Tonalítico Caracol: (a) Bandamento composicional levemente ondulado de orientação N-S, no domínio NW da área. (Feição em planta, próxima ao plano XZ, ALF-253); (b) Bandas de cisalhamento dúcteis dextrógiras e sinistrógiras, orientadas nas direções WNW-ESE e NNE-SSE, respectivamente, seccionando o bandamento N-S do Complexo Tonalítico Caracol no domínio NW da área. As bandas de cisalhamento geram dobras de arrasto, as quais fornecem o sentido da movimentação (Feição em planta, próxima ao plano XZ, AL-210); (c) Cristais mais desenvolvidos de plagioclásio orientados paralelamente aos cristais de biotita, mica branca e epidoto. (Seção próxima ao plano XZ, Nicóis cruzados - NC, AL-209); (d) Detalhe de bandas enriquecida em minerais félsicos (plagioclásio e quartzo) e subordinadamente biotita (Seção próxima ao plano XZ, NC, AL-191).

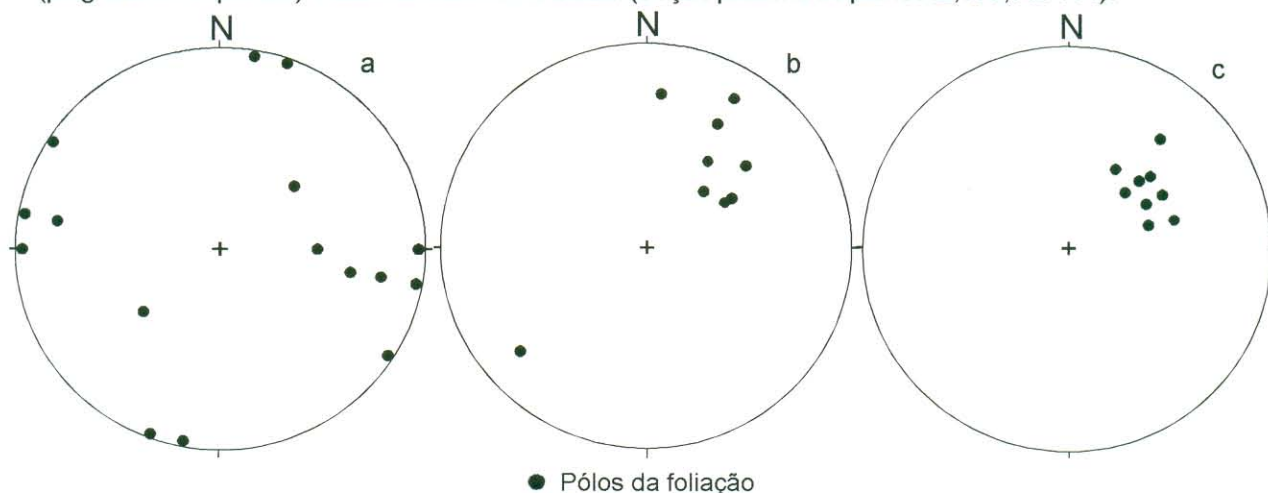


Figura 6.4 - Estereogramas mostrando o comportamento diferenciado da foliação do Complexo Tonalítico Caracol nos seus vários domínios. (a) Pólos do bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol no domínio NW, onde predomina a orientação N-S (11 medidas); (b) Idem para o Complexo Tonalítico Caracol no domínio SE, onde predomina a direção NW-SE (9 medidas); (c) Pólos do bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol no afloramento AL-58, localizado na porção SE da área (9 medidas), onde igualmente domina a direção NW-SE. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

Na grande maioria das vezes, os minerais que formam as bandas mostram-se deformados. O quartzo perde a forma original e, tanto em planos XZ como YZ, apresenta-se alongado e recristalizado. Os cristais de plagioclásio também tomam formas alongadas tanto nos planos XZ como nos planos YZ (Figura 6.3c, d). As biotitas e muscovitas formam faixas paralelas à maior direção dos cristais de plagioclásio e de quartzo. Geralmente a deformação não é percebida a olho nú, mas às vezes pode ser reconhecida uma xistosidade paralela ao bandamento.

Como os minerais desta rocha não apresentam lineações de estiramento nem feições de rotação, ainda que nos planos YZ o alongamento seja menos importante do que nos planos XZ, a deformação pode ser considerada coaxial. Isto também é evidenciado, em escala mesoscópica, pelos raros enclaves microtonalíticos, que estão alojados nos planos do bandamento e apresentam formas oblatas.

6.3.2 – Dobras

Na porção NW da área, nos afloramentos AL-192, AL-208, AL-209 e AL-210, o bandamento composicional de orientação N-S está dobrado. As dobras são centimétricas a métricas e variam de suaves a apertadas (Figura 6.5a), podendo apresentar padrões complexos como o da dobra em caixa apresentado na Figura 6.5b. Associada às dobras pode existir uma foliação de plano axial perpendicular ao bandamento N-S, de orientação paralela à foliação regional WNW-ESE (Figura 6.5a).

6.3.3 - Bandas de cisalhamento

Várias bandas de cisalhamento de espessura centimétrica afetam o bandamento do Complexo Tonalítico Caracol. Normalmente formam conjuntos de bandas subparalelas, regularmente espaçadas (30 a 60 cm). Formam planos verticais orientados em torno de N-S e de E-W. São bandas de cisalhamento dúctil que deslocam o bandamento, indicando assim o sentido da movimentação (Figura 6.3b). As bandas têm deslocamentos dextrógiros ou sinistrógiros, muitas vezes formando pares conjugados, como os representados nos diagramas das Figuras 6.6a, b.

O diagrama da Figura 6.6a é referente ao Complexo Tonalítico Caracol do domínio noroeste (afloramento AL-192). Nele estão representadas as atitudes de um par de bandas de cisalhamento e do bandamento composicional. O bandamento de orientação N33E vertical, que neste afloramento apresenta-se dobrado (Figura 6.5b), é a bissetriz do ângulo agudo formado

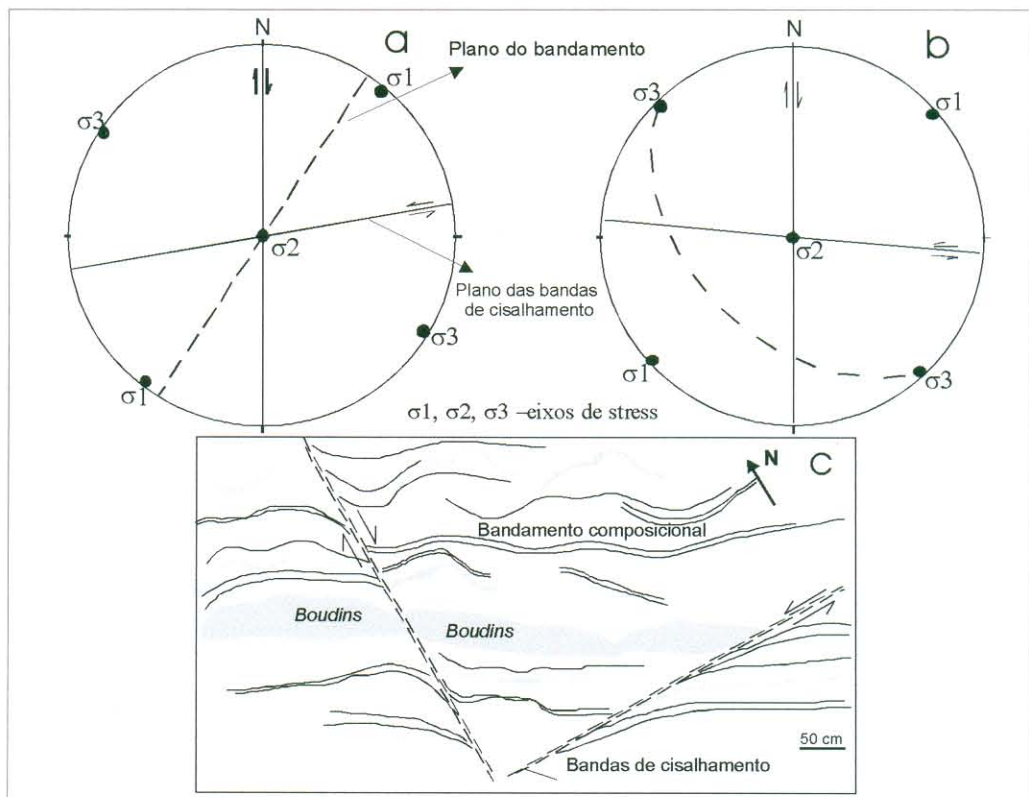
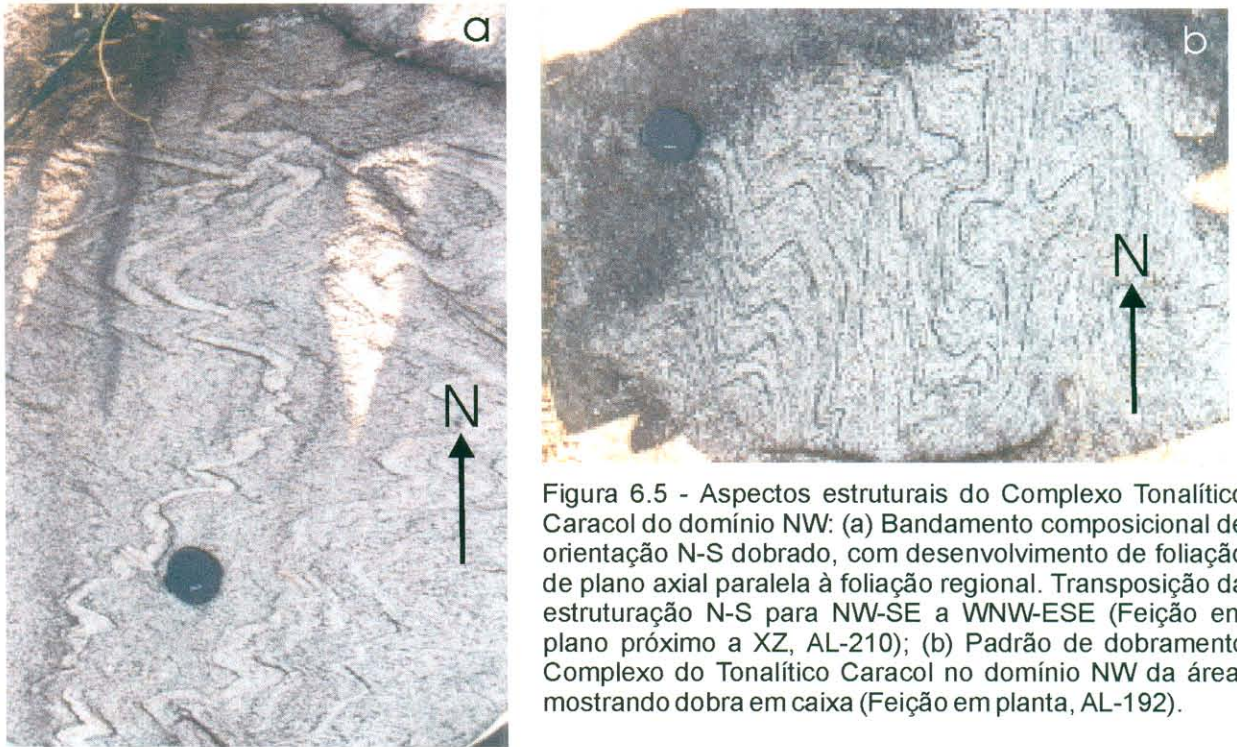


Figura 6.6 - Bandas de cisalhamento conjugadas do Complexo Tonalítico Caracol do domínio NW, com orientação dos eixos de esforços para o afloramento AL-192; (b) Idem para o afloramento AL-58; (c) Esquema em planta do afloramento AL-58 do Complexo Tonalítico Caracol da porção SE da área, mostrando o bandamento com *boudins* cortado por bandas de cisalhamento conjugadas (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

pelas bandas de cisalhamento. As bandas de cisalhamento são posteriores à formação do bandamento e relacionam-se ao esforço responsável pelo dobramento do bandamento. Este arranjo pode ser relacionado a eixos principais de *esforço* com as seguintes orientações: σ_1 : *N40E horizontal*; σ_2 : *vertical* e σ_3 : *N130 horizontal*. Este diagrama mostra, portanto, que o dobramento do bandamento composicional e a formação do par de bandas de cisalhamento conjugadas podem ser associados a um mesmo sistema de *esforço*.

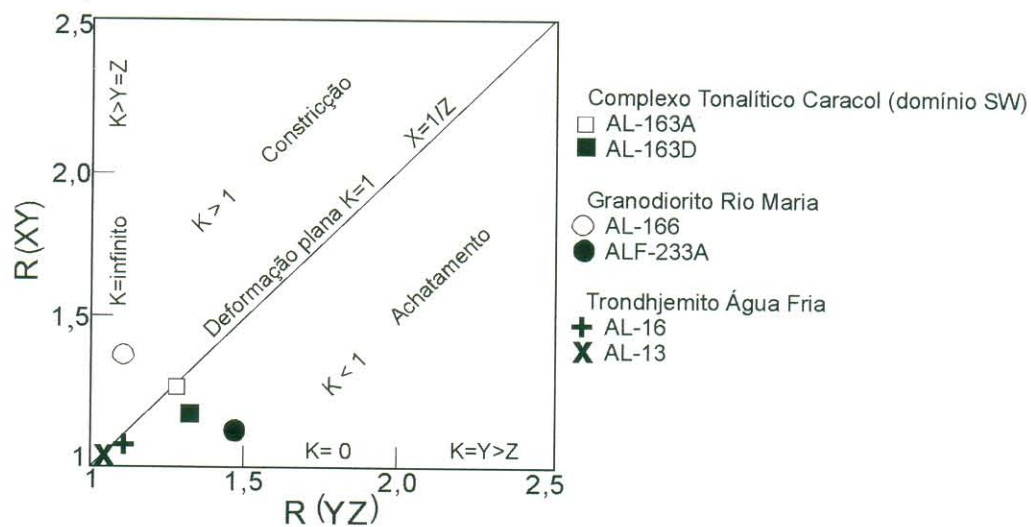
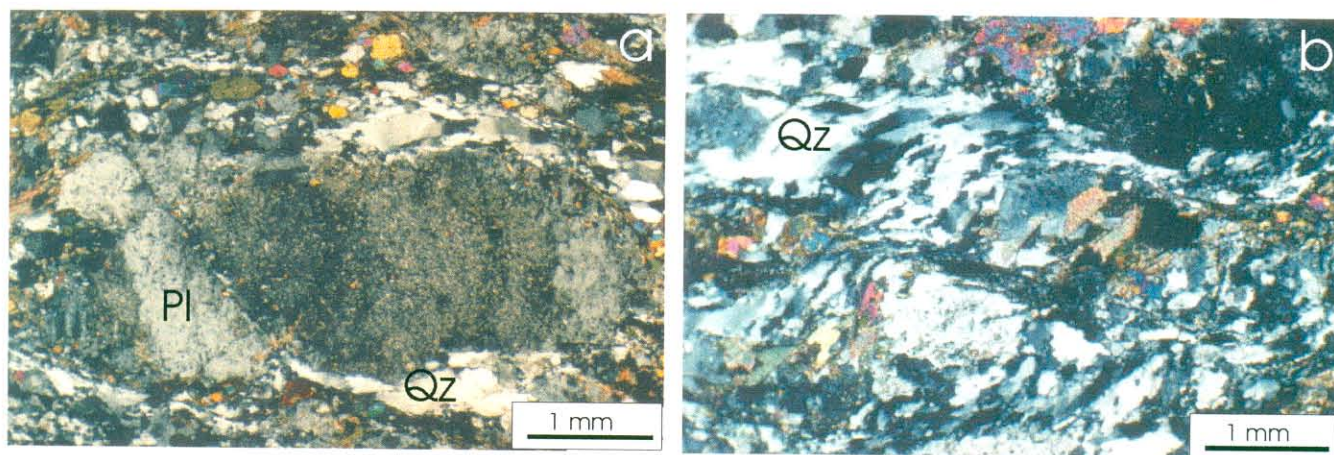
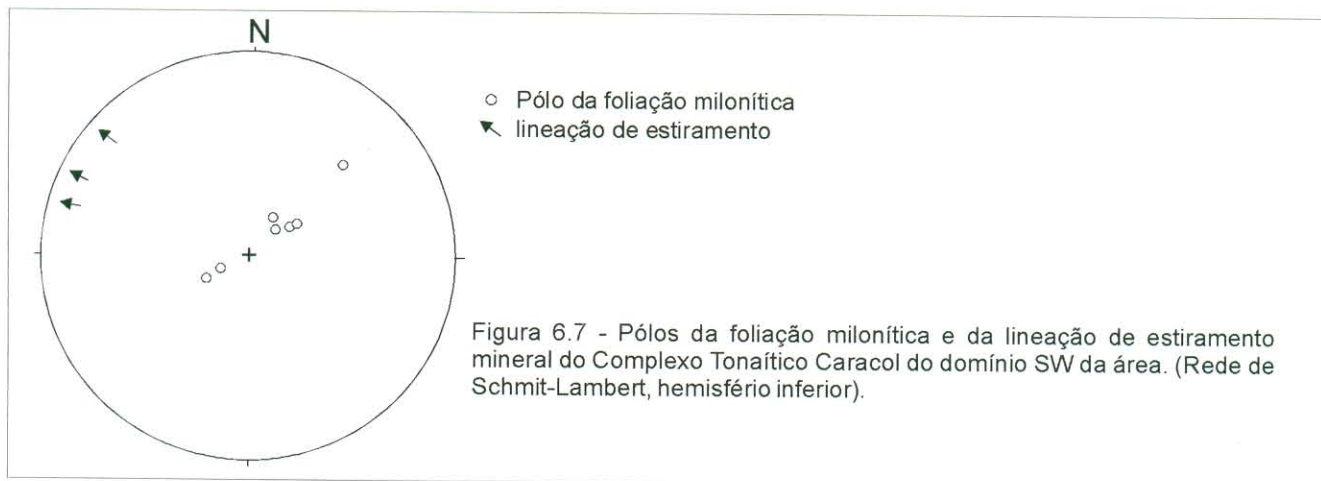
O diagrama da Figura 6.6b refere-se ao Complexo Tonalítico Caracol do domínio sul (afloramento AL-58). Ele mostra as atitudes de um par de bandas de cisalhamento conjugadas e do bandamento composicional. O arranjo do par conjugado é semelhante ao arranjo verificado no afloramento AL-192. Neste caso, porém, o bandamento composicional tem atitude *N43W/50SW* e as suas bandas enriquecidas em minerais máficos estão budinadas (Figura 6.6c). Este arranjo pode ser relacionado a eixos principais de *esforço* com orientações similares às definidas no exemplo anterior: σ_1 - *N47E horizontal*; σ_2 - *vertical* e σ_3 - *N137 horizontal*. Neste caso o diagrama da Figuras 6.6b e 6.6c mostram que tanto as bandas de cisalhamento do par conjugado quanto os *boudins* do bandamento composicional relacionam-se a um mesmo sistema de *esforço*. E os sistemas de eixos principais de *esforço* determinados nas porções NW e SE têm a mesma direção.

6.3.4 - Zonas de cisalhamento

No extremo oeste da área, o Complexo Tonalítico Caracol apresenta uma zona de cisalhamento, com uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento. A foliação possui direção *N40-50W* e é subhorizontal, com predomínio de mergulhos em torno de 18° para SW. A lineação é quase horizontal, com mergulhos de cerca de 5° para *N40-50W* (Figura 6.7)

Em afloramento, a foliação milonítica é marcada pelo arranjo anastomótico de fenoclastos oclares de plagioclásio contornados por *ribbons* de quartzo policristalinos e por biotita. Alguns destes fenoclastos têm sombras de pressão de quartzo assimétricas indicando uma movimentação sinistrógiara. A observação em planos XZ e YZ mostra que os cristais de quartzo estirados marcam uma lineação.

Em microescala, além destas feições, observam-se forte extinção ondulante, bandas de deformação ou a completa recristalização do quartzo que forma os *ribbons*. Os fenoclastos de plagioclásio também podem estar recristalizados e são contornados pelo quartzo juntamente com cristais de biotita, titanita e epidoto (Figura 6.8a). Nesta escala também se observam estruturas S/C (Figura 6.8b).



Esta foliação milonítica e o bandamento composicional são afetados pelas bandas de cisalhamento já descritas no item anterior. A relação da foliação milonítica com a lineação e o critério cinemático fornecido pelas sombras de pressão nos fenoclastos de plagioclásio permitem definir um movimento oblíquo de baixo ângulo, com componentes transcorrentes e de cavalgamento, com deslocamento de massa para o quadrante SE. Esta foliação, de caráter milonítico, é distinta da foliação predominante nas outras porções do Complexo Tonalítico Caracol, definida anteriormente como sendo relacionada a uma deformação coaxial regional.

6.3.5 – Análise da deformação finita

A digitalização dos perímetros dos fenoclastos de plagioclásio de lâminas provenientes das amostras AL-163A e AL-163D forneceu relações axiais que indicam um elipsóide de deformação finita ligado ao campo entre a deformação plana ($K=1$; $X=1/Z$) e o achatamento (Figura 6.9). Este elipsóide porém, depende diretamente do tipo de mineral analisado. Nestas lâminas o plagioclásio tem um comportamento principalmente rúptil enquanto o quartzo é dúctil. Não foi possível analisar os *ribbons* de quartzo porque seus limites geralmente estendiam-se para além dos limites das lâminas. Estas feições de quartzo e feldspatos permitem caracterizar a deformação como rúptil-dúctil.

6.4 - GRANODIORITO RIO MARIA

A principal estrutura do Granodiorito Rio Maria é uma foliação concordante com a foliação regional. Esta foliação indicada pela deformação dos minerais e de enclaves máficos, pode ser uma foliação magmática ou xistosidade. Uma expressiva zona de cisalhamento ocorre no Granodiorito Rio Maria da porção noroeste da área. Outras estruturas presentes são dobras em veios, fendas de tensão e bandas de cisalhamento.

6.4.1 – Foliação

O comportamento geral da foliação do Granodiorito Rio Maria é mostrado no diagrama da Figura 6.10, que reúne as atitudes de enclaves oblatos e da foliação milonítica da zona de cisalhamento que existe na porção noroeste da área. Sua orientação é NW-SE a WNW-ESE com mergulhos fortes para NE na porção noroeste e para sudoeste na porção sul (como verificado no Complexo Tonalítico Caracol).

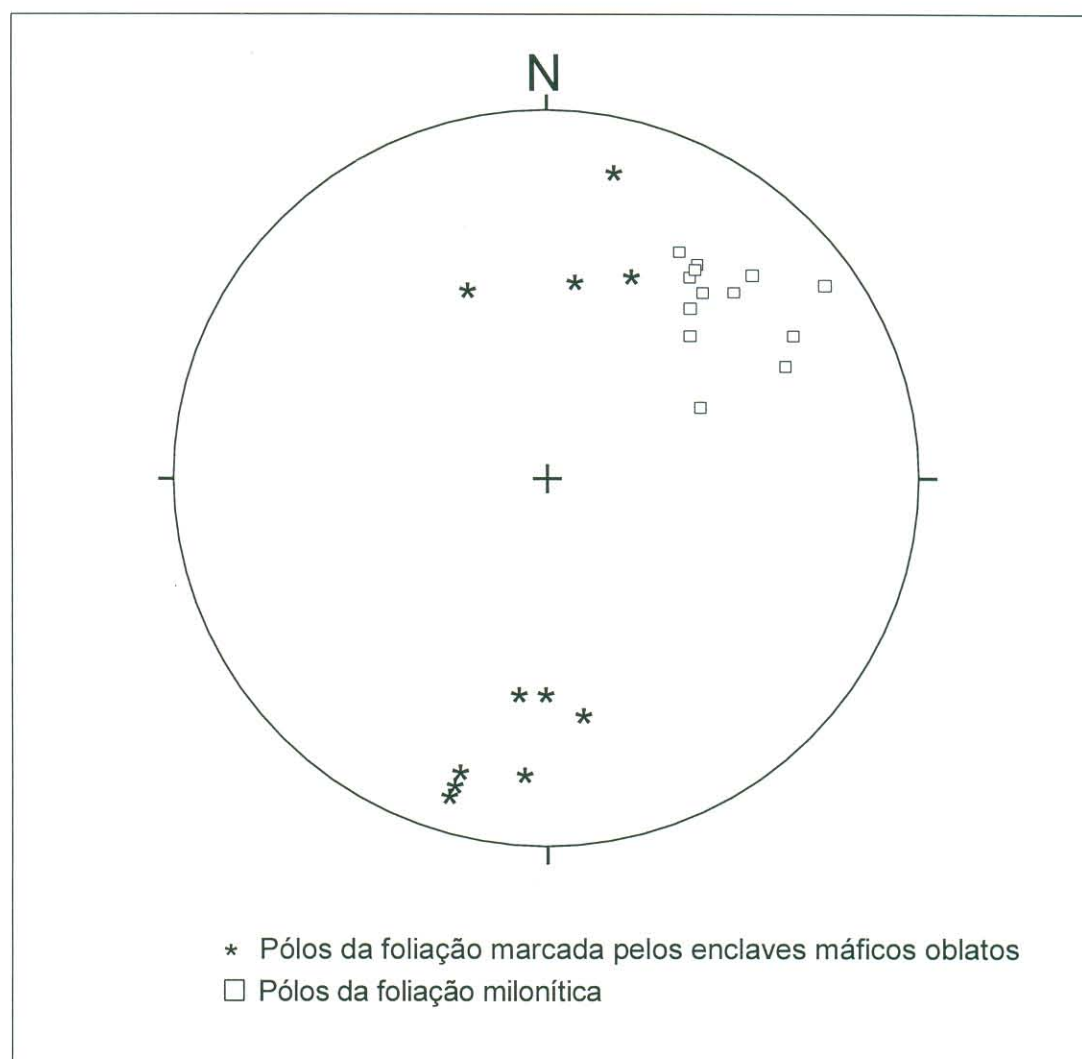


Figura 6.10 - Pólos de foliação do Gradiorito Rio Maria considerando todas as medidas (22 medidas). Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior para.

6.4.1.1 – Foliação magmática

A foliação magmática é rara, tendo sido observada em poucos afloramentos. Ela é definida pela orientação preferencial de cristais primários de feldspatos. Paralelos a estes tem-se ainda minerais ferromagnesianos (biotita e anfibólio). Em microescala é comum a presença de plagioclásio (Figura 6.11a) e álcali-feldspato com formas hipidiomórficas preservadas. Apesar dos feldspatos estarem orientados, eles não estão intensamente deformados (Figuras 5.8a, b; 6.11a, b) e o quartzo ainda guarda sua característica intersticial, atestando a origem submagmática da foliação.

6.4.1.2 - Xistosidade

Normalmente o Granodiorito Rio Maria parece isotrópico quando observado em afloramento. A nível microscópico entretanto, uma xistosidade pode ser definida. Ela é marcada por cristais de quartzo formando *ribbons* tanto em planos XZ, quanto YZ. Os cristais de feldspatos e minerais máficos estão orientados paralelamente aos *ribbons* de quartzo, embora apresentem-se bem menos deformados (Figuras 5.8d, 6.11b).

6.4.1.3 – Enclaves máficos

Em escala mesoscópica, os melhores marcadores da foliação do Granodiorito Rio Maria são os enclaves máficos. Os diagramas das Figuras 6.12a, b e 6.12b mostram o comportamento da foliação marcada pelos enclaves máficos. Tanto na porção sul como na porção oeste, a direção é WNW-ESE e os mergulhos são fortes, ora para NE ora para SW. Possuem dimensões centimétricas a métricas que permitem definir o estilo de deformação ao qual o granodiorito foi submetido. Enclaves não deformados têm formas aproximadamente esféricas, como é verificado em outras áreas de ocorrência do Granodiorito Rio Maria no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Em afloramentos adequados, foi possível a observação de enclaves em planos próximo dos planos XZ, XY e YZ, onde definiu-se com maior precisão a sua forma. Geralmente os enclaves deformados são oblatos, definindo o plano de foliação quando o Granodiorito Rio Maria tem aspecto isotrópico, ou estando alojados nos planos de xistosidade (Figuras 6.12c, d, e, f).

6.4.2 - Fendas de tensão e veios dobrados

Evidências adicionais de que o Granodiorito Rio Maria foi afetado por uma deformação coaxial são fornecidas pelo comportamento de fendas de tensão e veios de quartzo dobrados.

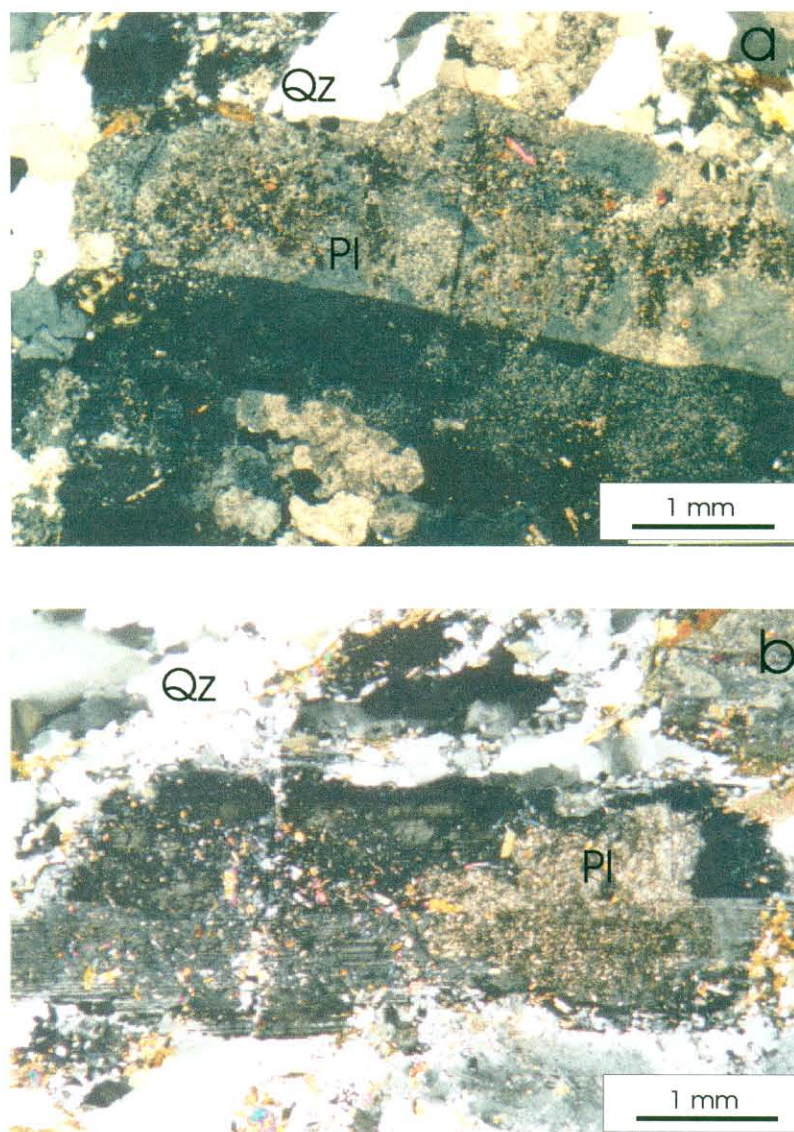


Figura 6.11 - Aspectos microestruturais do Granodiorito Rio Maria: (a) Fotomicrografia mostrando em detalhe um cristal mais desenvolvidos de plagioclásio hipidiomórfico (Seção XZ, Nicóis cruzados - NC, ALF-243); (b) Cristal hipidiomórfico de plagioclásio saussuritizado, orientado paralelamente ao quartzo recristalizado (Seção XZ, NC, ALF-233).

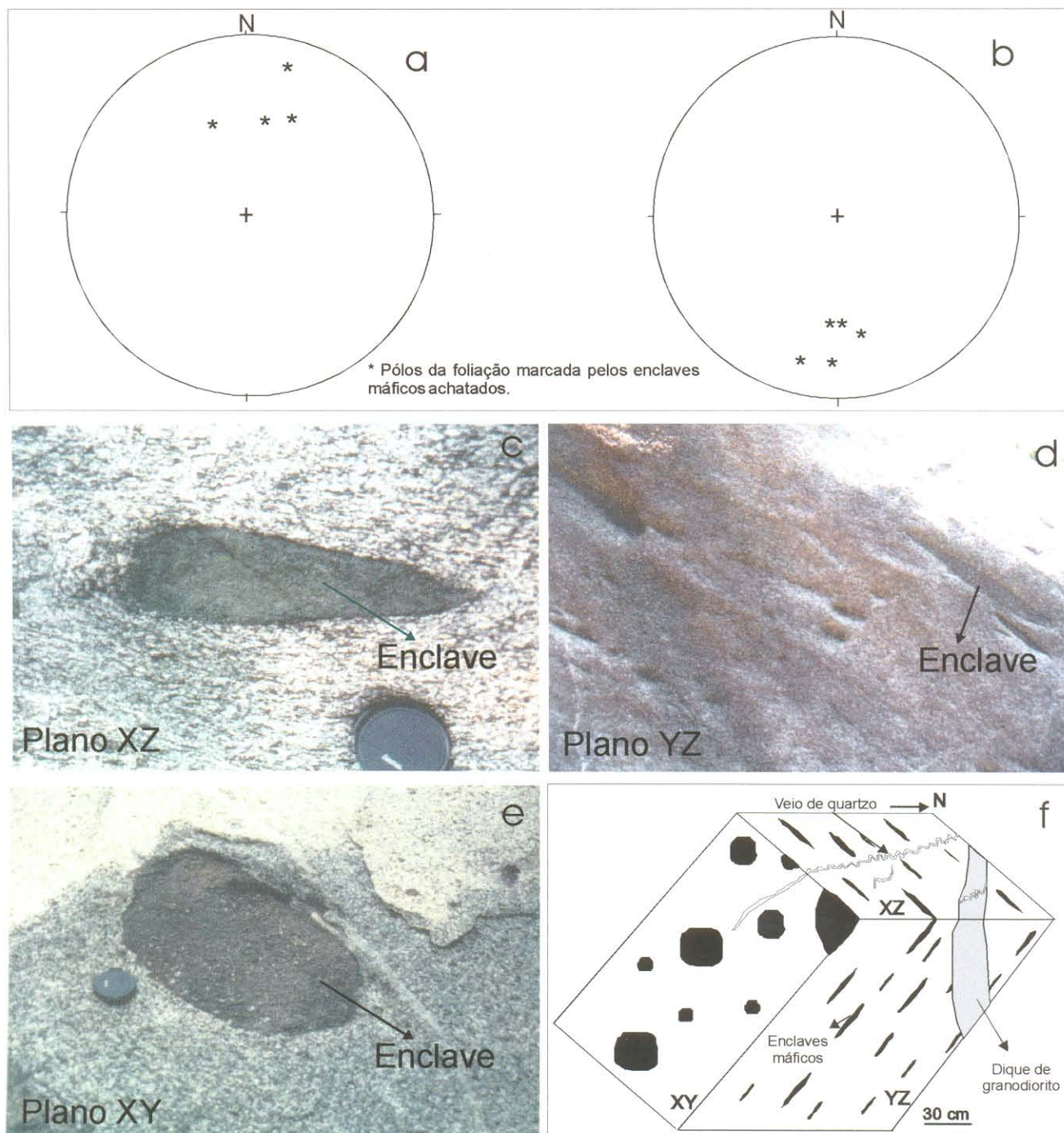


Figura 6.12 - Feições estruturais do Granodiorito Rio Maria: (a) Pólos da foliação marcada pelos enclaves máficos na porção sul da área; (b) Pólos da foliação marcada pelos enclaves máficos achatados, próximo do contato NW com o Granito Xinguara (ALF-233) (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior); (c) Enclave máfico com forma alongada visto no plano próximo a XZ (ALF-233); (d) Enclave máfico de forma alongada visto próximo no plano YZ (ALF-233); (e) Enclave máfico de forma semi-circular visto próximo no plano YX (ALF-233); (f) Bloco diagrama esquemáticos do afloramento ALF-233, mostrando a forma dos enclaves máficos em três dimensões. Fendas de tensão dobradas e dique de granodiorito cortando o Granodiorito Rio Maria.

Fendas de tensão foram observadas em um único afloramento (ALF-233). Estão preenchidas por quartzo e dispostas perpendicularmente à direção da foliação (Figura 6.12f).

Veios de quartzo de espessura centimétrica ocorrem cortando o Granodiorito Rio Maria. Quando dispostos perpendicularmente à foliação mostram-se dobrados (Figura 6.12f).

6.4.3 – Zona de cisalhamento

No Granodiorito Rio Maria da porção noroeste da área foi identificada uma zona de cisalhamento com 200 a 400 metros de espessura. Esta zona orienta-se segundo a direção N50-60°W (paralela à foliação regional) e possui mergulhos de 50 a 60° para SW. Seus planos de foliação contêm uma lineação com mergulhos em torno de 10° para NW (Figura 6.13).

Nos domínios desta zona tem-se uma foliação milonítica marcada pela orientação preferencial de cristais alongados de feldspatos, contornados por agregados de quartzo e minerais ferromagnesianos. Sombras de pressão nos feldspatos indicam um sentido de movimentação dextrógiro para estas zonas. Ao microscópio, além destas feições, observam-se extinção ondulante e recristalização do quartzo que forma os *ribbons*. Os fenoclastos de plagioclásio geralmente não mostram sinais de recristalização.

Neste milonito a lineação é definida pelos *ribbons* de quartzo e por enclaves máficos estirados. Em vez dos enclaves oblatos normalmente observados no Granodiorito Rio Maria, na zona de cisalhamento os enclaves estão estirados, sugerindo elipsóides de deformação finita prolotos (Figura 6.14).

6.4.4 – Análise da deformação finita

A análise por meio da digitalização dos perímetros dos cristais de plagioclásios de lâminas provenientes da amostra ALF-233A, considerada como representativa do Granodiorito Rio Maria mais comum, forneceu relações axiais que indicam um elipsóide de deformação finita ligado ao campo do achatamento (Figura 6.9). Este dado reforça as evidências de deformação coaxial para o conjunto do Granodiorito Rio Maria, indicadas pela forma dos enclaves.

Deformação por cisalhamento simples foi verificada no domínio da zona de cisalhamento. Em lâminas provenientes da amostra ALF-166, coletada no centro da zona de cisalhamento, a digitalização dos perímetros dos cristais de plagioclásios forneceu relações axiais indicando um elipsóide de deformação finita ligado ao campo da constricção (Figura 6.9).

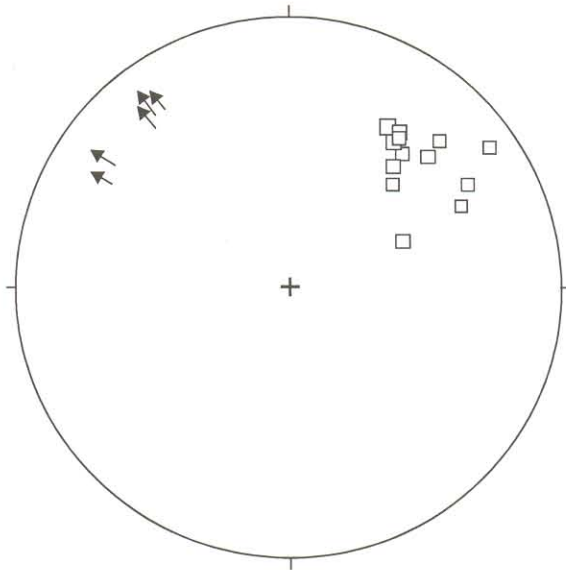


Figura 6.13 - Pólos da foliação milonítica e lineação mineral para o Granodiorito Rio Maria, mostrando o comportamento da foliação na zona de cisalhamento, localizada no corpo granodiorítico da porção noroeste da área. Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior.

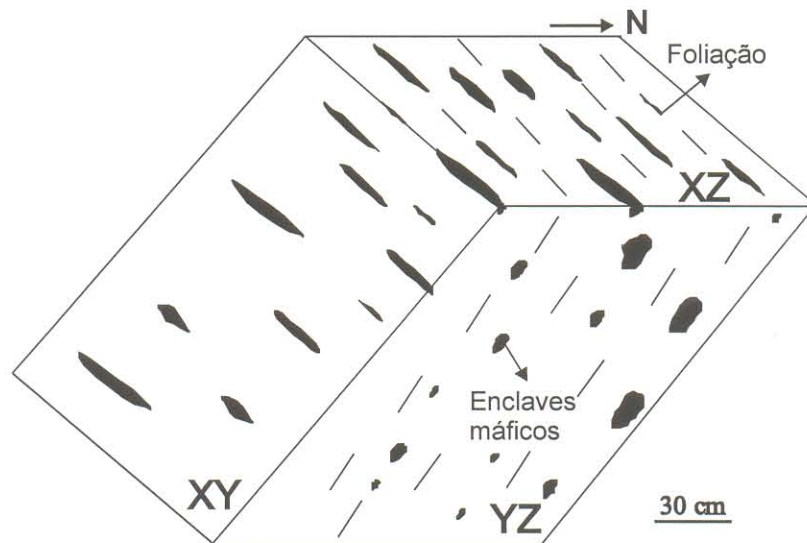


Figura 6.14 - Bloco diagrama esquemático do afloramento AL-166 do Granodiorito Rio Maria, referente à zona de cisalhamento, onde os enclaves máficos possuem forma prolata.

6.5 – TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA

A principal estrutura do Trondhjemito Água Fria é uma foliação marcada por um bandamento composicional. Além desta estrutura ocorrem apenas bandas de cisalhamento e *boudins* de enclaves do Complexo Tonalítico Caracol.

6.5.1 – Bandamento composicional

O bandamento composicional tem orientação NW-SE a WNW-ESE com mergulhos verticais predominantes (Figura 6.15). Em alguns afloramentos (AL-122, AL-123 e AL-13) direções N-S com mergulhos subverticais são verificados.

O bandamento composicional foi encontrado em todos os afloramentos do Trondhjemito Água Fria. Ele é caracterizado pela alternância regular de bandas quartzo-feldspáticas esbranquiçadas e bandas cinzas mais enriquecidas em minerais máficos (Figura 6.16). As bandas possuem espessuras inferiores a 10 cm. O aspecto bandado destas rochas faz com que, em afloramentos, elas sejam facilmente confundidas com o Complexo Tonalítico Caracol. Geralmente o Trondhjemito Água Fria apresenta bandas mais finas, mais regulares e mais enclaves, mas uma distinção segura só pode ser feita muitas vezes com apoio da microscópica, geoquímica e, até mesmo da geocronologia.

Em microescala as bandas claras são formadas por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, enquanto as bandas mais escuras são enriquecidas em biotita. Ao contrário do que se observa no Complexo Tonalítico Caracol, os feldspatos do Trondhjemito Água Fria estão pouco deformados, sendo seus hábitos originais facilmente reconhecidos (Figuras 6.17a, b). Estes minerais estão recristalizados em suas bordas, dando início à formação de *textura manto e núcleo* (Figuras 6.17a, b). O quartzo, apesar de estar levemente recristalizado, mantém sua forma original (Figura 6.17a). A biotita possui formas hipidiomórficas e não mostra *kinks*.

6.5.2 - Transposição

A transposição do bandamento composicional para a foliação regional é observada no afloramento AL-13, localizado às proximidades do contato sul com o Granito Xinguara, onde excepcionalmente, o bandamento mostra orientação aproximadamente N-S. Neste afloramento ocorrem veios do Granito Xinguara colocados paralelamente ao bandamento. No contato entre estas rochas não foram verificadas bordas de resfriamento, sugerindo que elas cristalizaram simultaneamente.

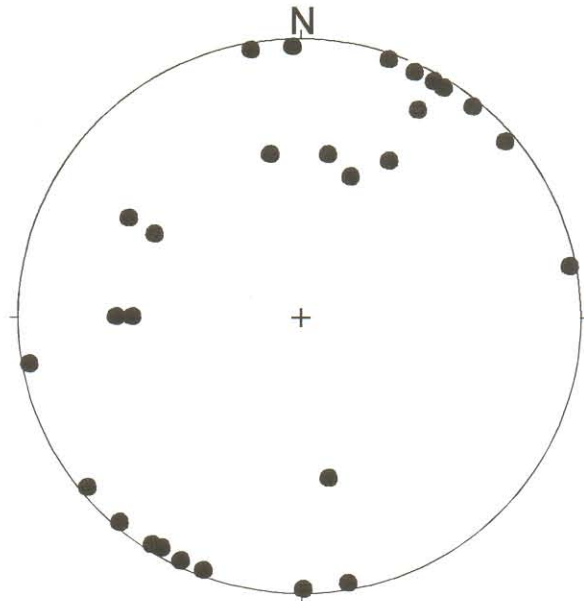


Figura 6.15 - Pólos do bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria (19 medidas). Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior.



Figura 6.16 - Bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria (Feição próximo ao plano XZ, AL-16).

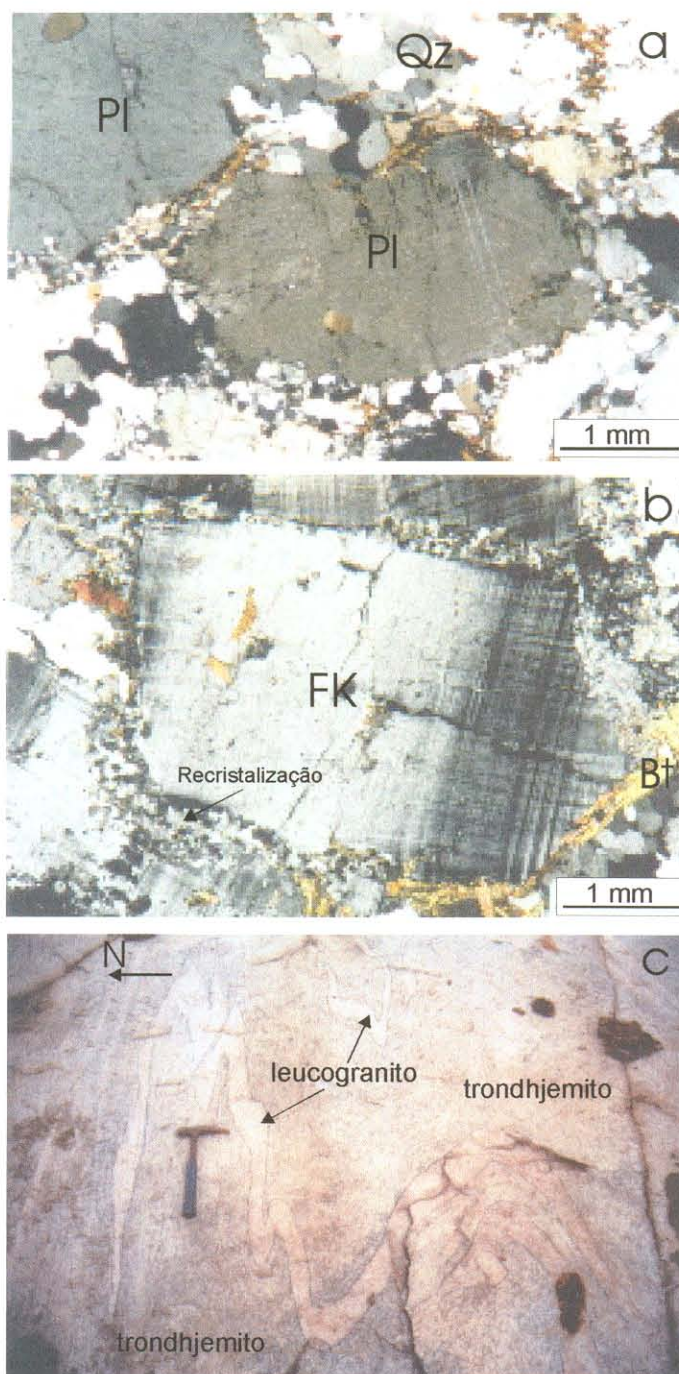


Figura 6.17 - Feições estruturais do Trondhjemito Água Fria: (a) Cristais de plagioclásio (Pl) com recrystalização restrita aos seus bordos. Notar cristais de quartzo (Qz) recrystalizados (Seção próxima a XZ, Nicóis cruzados - NC, AL-16); (b) Detalhe de um cristal de feldspato potássico (FK) fraturado e com recrystalização em suas bordas (textura manto e núcleo) (Seção próxima a XZ, NC, AL-13); (c) Diques e/ou veios de leucogranito dobrados cortando o Trondhjemito Água Fria. Transposição de uma estruturação N-S para WNW-ESE (Planta, plano próximo a XZ, AL-13)

A transposição começa com um suave dobramento do bandamento, bem como de veios leucograníticos; com o aumento da deformação, as dobras vão ficando cada vez mais apertadas e geram uma foliação de plano axial, paralela à foliação regional; finalmente as charneiras das dobras são rompidas, dando lugar a um bandamento NW-SE a WNW-ESE (Figura 6.17c). Mesmo neste caso, em que se observam as dobras do bandamento em escala mesoscópica, os minerais não apresentam sinais de deformação importante. Em escala microscópica tanto o Trondhjemito Água Fria como o veio leucogranítico mostram recristalização nos feldspatos.

6.5.3 - *Boudins*

Enclaves métricos alongados do Complexo Tonalítico Caracol englobados pelo Trondhjemito Água Fria ocorrem sempre paralelamente ao bandamento de direção WNW-ESSE. Estes enclaves estão budinados, com o bandamento amoldando-se aos seus contornos (Figura 6.18a, b). Por vezes, os enclaves mostram sinais de assimilação. As feições de assimilação sugerem um baixo contraste de viscosidade entre os enclaves e a encaixante.

6.5.4 - Bandas de cisalhamento

Várias bandas de cisalhamento de espessura centimétrica afetam o bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria. Mas a sua presença é restrita a poucas afloramentos. Formam conjuntos de bandas regularmente espaçadas (cerca de 1 a 3 m), com planos verticais orientados em torno de N20W ou de N80E. São bandas de cisalhamento dúctil que deslocam o bandamento, indicando assim o sentido da movimentação. Os deslocamentos são dextrógiros ou sinistrógiros (pares conjugados).

O diagrama da Figura 6.18c mostra a relação das bandas conjugadas com a foliação do afloramento AL-16. Este arranjo pode ser relacionado a eixos principais de *esforço* com as seguintes orientações: σ_1 : N30E horizontal; σ_2 : vertical e σ_3 : N120 horizontal. Estes eixos têm orientações semelhantes às orientações dos eixos de *esforço* determinadas no Granodiorito Rio Maria e no Complexo Tonalítico Caracol. Este diagrama mostra, portanto, que as orientações do bandamento composicional e do par conjugados de bandas de cisalhamento do Trondhjemito Água Fria podem estar ligadas à ação de um mesmo sistema de esforços.

6.5.5 – Análise da deformação finita

Apesar de ser bandado, o Trondhjemito Água Fria não mostra, em microescala evidências de uma deformação mais intensa. Isso é confirmado pelo resultado da digitalização

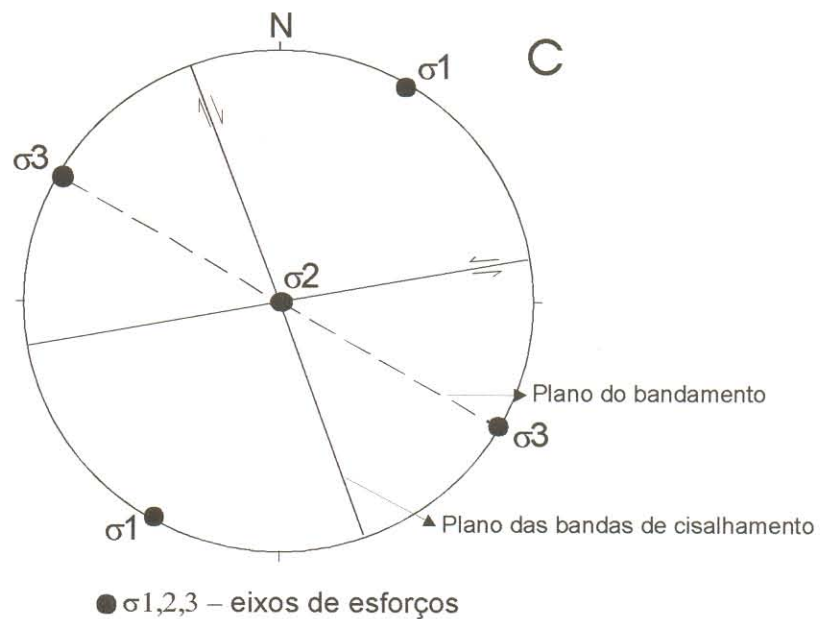
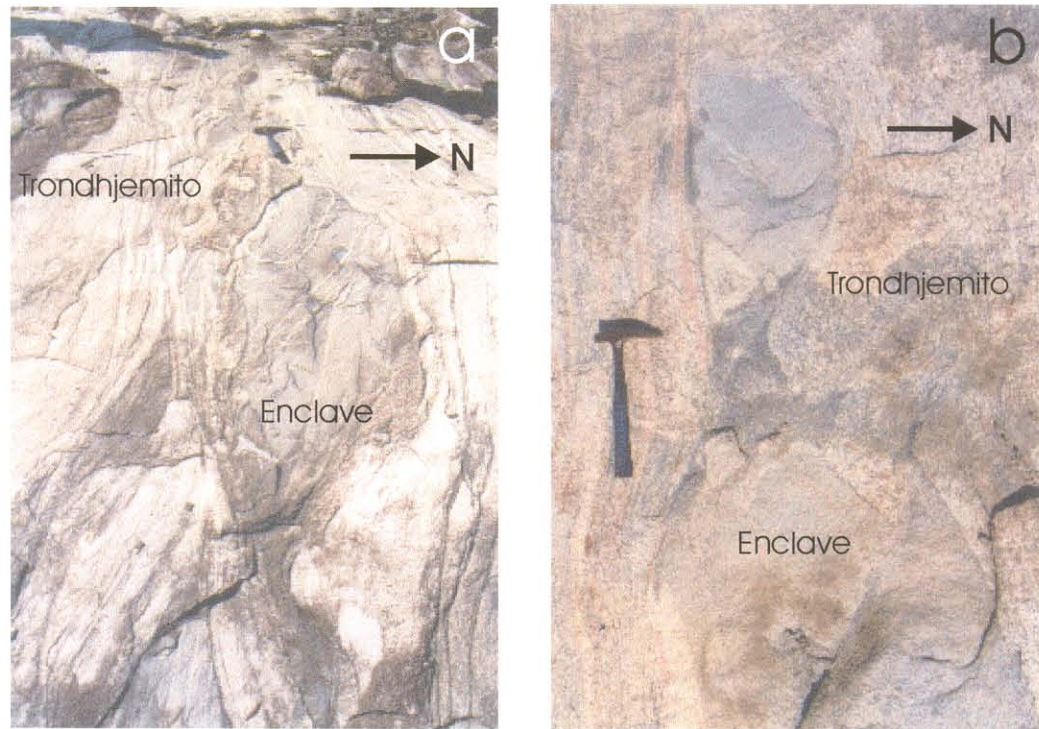


Figura 6.18 - Trondhjemito Água Fria contendo: (a) enclave ou *boudin* do Complexo Tonalítico Caracol contido no plano do bandamento composicional (Feição próxima ao plano XZ, AL-16); (b) enclave do Complexo Tonalítico Caracol mostrando sinais de assimilação pelo magma trondhjemítico (Trondhjemito Água Fria) (Feição próxima ao plano XZ, AL-13), (c) bandas de cisalhamento conjugadas no Trondhjemito Água Fria, com a orientação dos eixos de esforços para o afloramento AL-16 (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)

dos perímetros dos feldspatos de lâminas provenientes do afloramento AL-16, que representa o trondhjemitó típico. As relações axiais obtidas, plotadas no diagrama de Flinn (Figura 6.9), forneceram um ponto junto à origem, indicando a ausência de deformação ou deformação muito fraca, impossível de ser detectada pelo método empregado.

Mesmo nas zonas de transposição do bandamento o resultado não foi diferente. Uma amostra coletada na zona transposta (afloramento AL-13) forneceu relações axiais 1:1, plotando também junto à origem do diagrama de Flinn (Figura 6.9). A deformação no estágio *subsolidus*, portanto é quase nula.

6.6 – GRANITO XINGUARA

O Granito Xinguara aflora numa grande extensão na porção central da área mapeada, bem como intercalado ao Trondhjemitó Água Fria e na forma de pequenos corpos satélites que cortam o Complexo Tonalítico Caracol e os *greenstone belts*. O pluton principal, cujos limites em superfície foram determinados com uma boa precisão, tem o eixo maior orientado paralelamente à foliação regional WNW-ESE (Figuras 6.1 e 6.19).

Apesar de em muitos afloramentos em escala mesoscópica o Granito Xinguara apresentar-se isotrópico, ele também pode apresentar foliação, dobras de transposição, bandas de cisalhamento e fendas de tensão. Estas feições podem estar mascaradas por uma recristalização que ocorre com intensidades variadas em diferentes porções do granito.

6.6.1 – Foliação

A foliação é marcada por estruturas de fluxo, bandamento magmático e por uma xistosidade. Ela está mais desenvolvida na borda do pluton. Tem direção preferencial E-W a WNW-ESSE, mas em alguns afloramentos ela é próxima de N-S (Figuras 6.19 e 6.20). Seus mergulhos são de alto ângulo a verticais nas proximidades dos contatos com as encaixantes, ao passo que em certas zonas do pluton os mergulhos são suaves, de 10 a 20°. As atitudes sub-horizontais ocorrem em poucos afloramentos, sempre associados aos topos de serrotes dispostos paralelamente ao eixo maior do pluton (Figura 6.19). Os pólos de todas as estruturas planares do corpo principal estão plotados no diagrama da Figura 6.20.

6.6.1.1 – Foliação de fluxo magmático

Esta foliação tem caráter não penetrativo, mas ocorre em vários locais do pluton Xinguara, estando ausente no contato SW com o Complexo Tonalítico Caracol. A foliação de

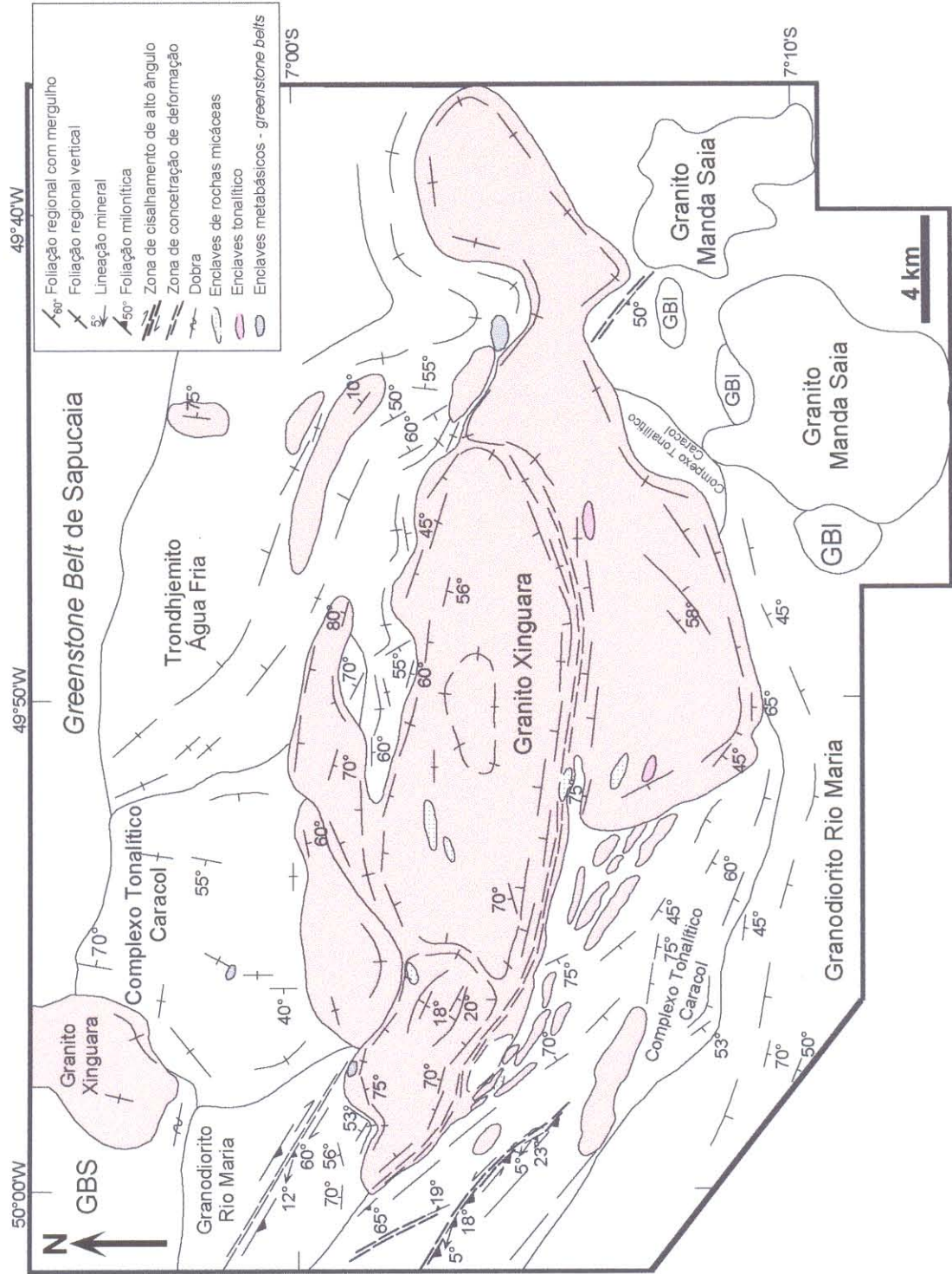


Figura 6.19 - Mapa da trajetória da foliação da região de Xinguara. GBI-Greenstone Belt de Identidade, GBS-Greenstone Belt de Sapucaia.

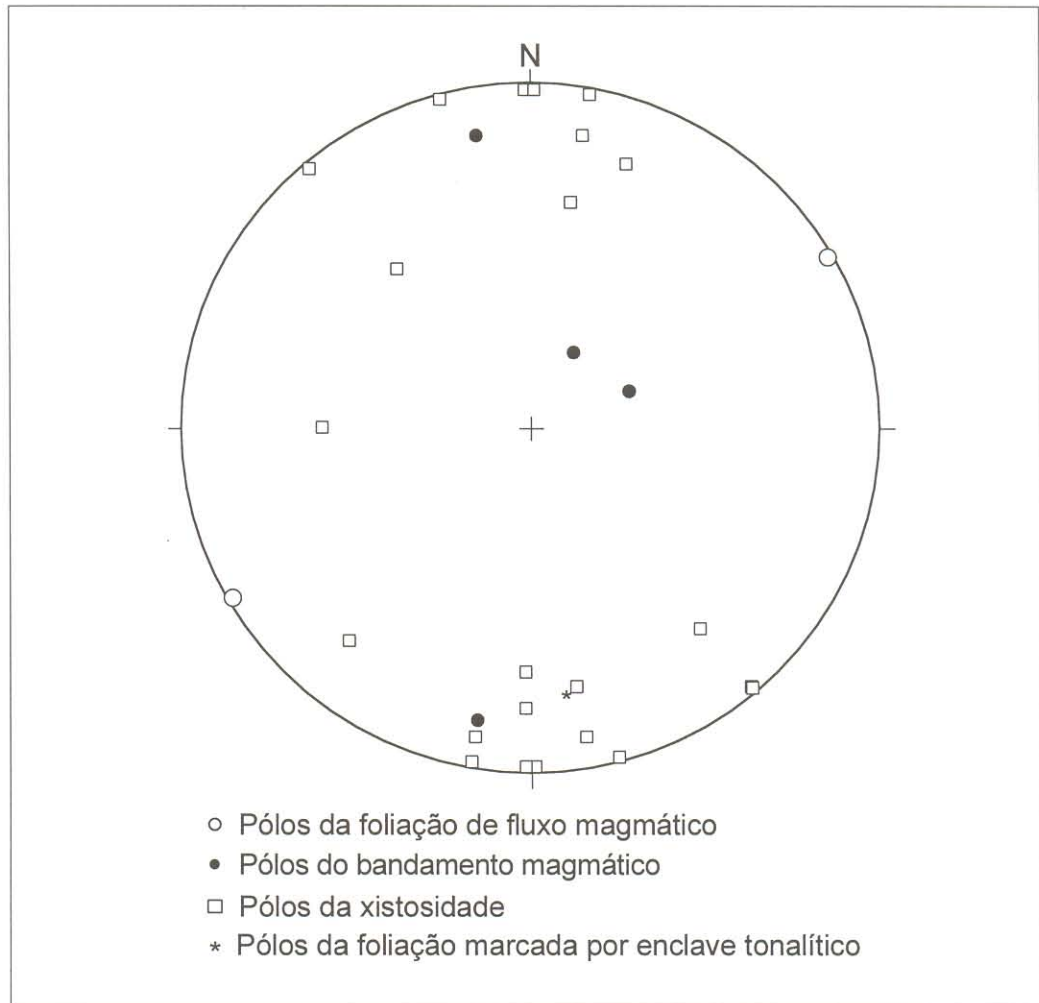


Figura 6.20 - Pólos da foliação do Granito Xinguara (22 medidas) Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior.

fluxo é caracterizada pela orientação preferencial de cristais, às vezes fenocristais, idiomórficos a subidiomórficos de feldspatos, quartzo e biotita (Figura 6.21a). Ao microscópio, os cristais ligados à foliação de fluxo, apesar da sua orientação preferencial, não mostram evidências de deformação (Figura 6.21b).

O corpo satélite localizado no extremo noroeste da área possui uma foliação de fluxo com orientação principal N15E, marcada principalmente por fenocristais de álcali-feldspato embricados.

No contato norte com o Complexo Tonalítico Caracol, no afloramento AL-255, a foliação de fluxo apresenta dobras com padrão do tipo *domos e bacias*, provavelmente resultante da interferência de fluxos com direções aproximadamente perpendiculares (Figura 6.21c).

A origem magmática desta foliação é sustentada pelos seguintes evidências: (i) ausência de deformação nos minerais, incluindo o quartzo e (ii) presença de fenocristais idiomórficos e hipidiomórficos de feldspatos, localmente imbricados ou entelhados, sugerindo interação entre grãos minerais durante fluxo magmático.

6.6.1.2 - Bandamento magmático

Ocorre na porção oeste do maciço, onde predomina um relevo de serrotes com aproximadamente 300 metros de altura. Caracteriza-se pela alternância de bandas e/ou camadas leucocráticas decimétricas formadas por cristais de granulação grossa com bandas de granulação média um pouco mais enriquecidas em biotita, por vezes, com intercalações de bandas de pegmatitos e microgranitos (Figura 6.21d).

Os afloramentos onde o bandamento magmático é observado no pluton Xinguara são descontínuos (alguns metros a poucas dezenas de metros). As bandas mostram-se quase sempre com ondulações suaves ou até mesmo dobradas (Figuras 6.21e). No contato noroeste com o Granodiorito Rio Maria e norte com o Complexo Tonalítico Caracol, o bandamento magmático forma dobras centimétricas a métricas, suaves a apertadas, com foliação de plano axial paralela à foliação regional WNW-ESE (Figura 6.21e).

O bandamento também pode se desenvolver paralelo à foliação de fluxo magmático, descrita anteriormente, porém sem cortá-la, o que sugere a contemporaneidade destas estruturas.

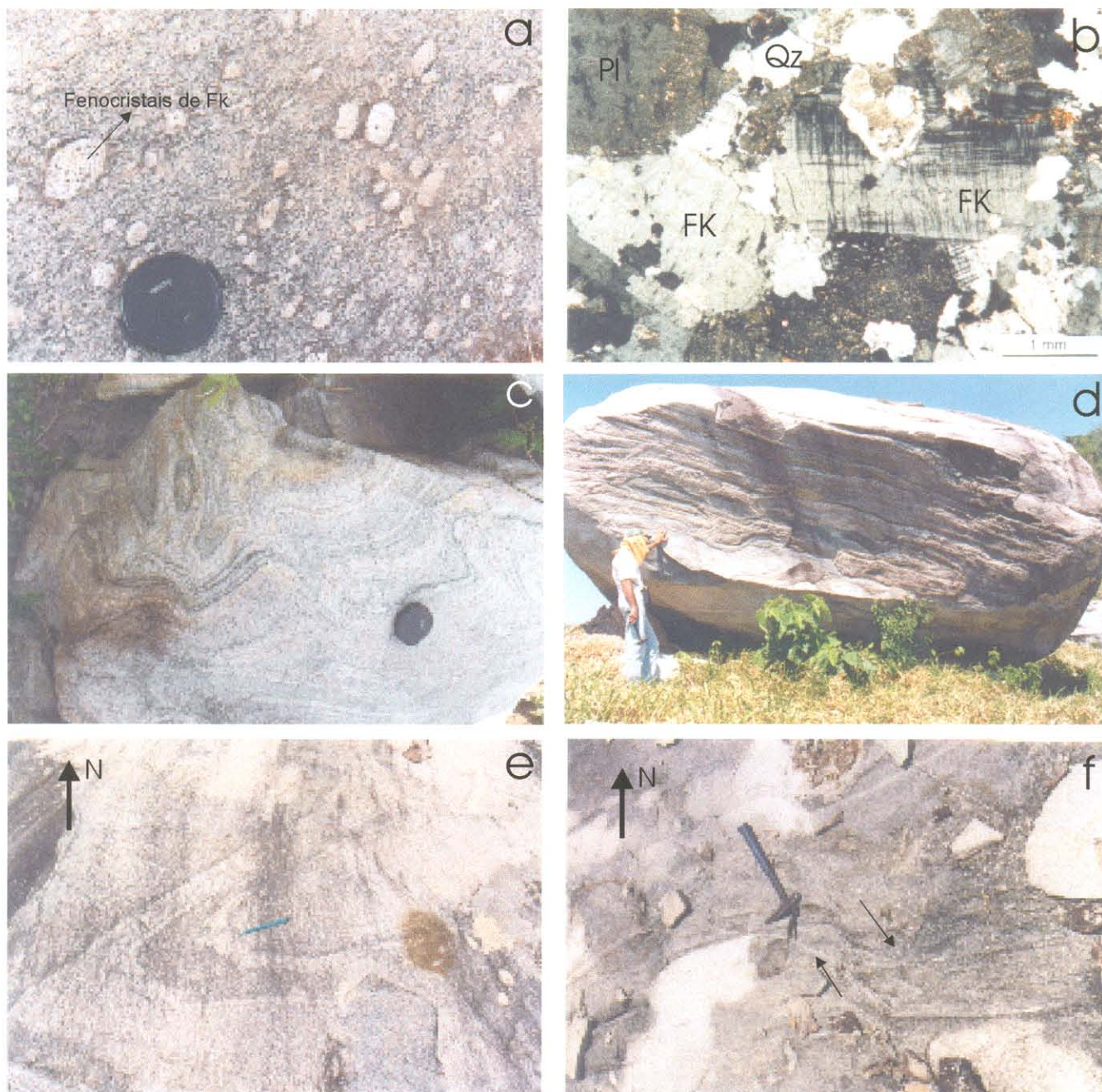


Figura 6.21 - Feições estruturais do Granito Xinguara: (a) Detalhe da foliação de fluxo magmático do Granito Xinguara pouco recristalizado, definida pela orientação preferencial de fenocristais de feldspatos. (Foto em planta, plano próximo a XZ, ALF-266); (b) Aspectos microscópicos do Granito Xinguara pouco recristalizado, mostrando textura granular hipidiomórfica, sem evidências de recristalização dos feldspatos. Notar cristais de álcali-feldspato e plagioclásio não deformados, com formas hipidiomórficas orientados subparalelamente, definindo uma foliação primária (seção próxima a XZ, Nicóis cruzados - NC, AL-152); (c) Padrão complexo de dobramento do bandamento magmático em leucomonzogranito pouco recristalizado do Granito Xinguara. (ALF-255); (d) Bandamento magmático de mergulho suave no Granito Xinguara (ALF-266); (e) Leucomonzogranito pouco recristalizado mostrando bandamento magmático, dobrado, observado no contato noroeste do Granito Xinguara com o Granodiorito Rio Maria. As dobras definem um foliação de plano axial WNW-ESE, paralela ao bandamento. (Foto em planta, ALF-263) e (f) Banda de cisalhamento orientada na direção N20W, com movimentação dextrógrá, cortando o bandamento magmático do Granito Xinguara. (Foto em planta, plano próximo a XZ, ALF-263).

6.6.1.3 – Xistosidade

A xistosidade é definida pela orientação preferencial de biotita e quartzo achatado paralelos aos feldspatos orientados nas estruturas primárias. Esta feição não é penetrativa, e na maioria das regiões onde ocorre ainda são perceptíveis aspectos da textura original da rocha.

6.6.2 - Bandas de cisalhamento

Bandas de cisalhamento foram observadas em pontos isolados do pluton Xinguara. Elas são no geral de pequena envergadura (centimétricas), verticais, e cortam a foliação do granito. No contato noroeste com o Granodiorito Rio Maria estas bandas de cisalhamento possuem direção N20W e movimentação dextrógiro (Figura 6.21f). No corpo granítico do extremo noroeste da área, bandas de cisalhamento orientam-se na direção N75W e possuem sentido de movimentação sinistrógiro. Nestes afloramentos, marcados por foliação de fluxo e bandamento magmáticos as bandas de cisalhamento são predominantemente dúcteis.

6.6.3 – Recristalização

Uma porção significativa do Granito Xinguara apresenta recristalização. A recristalização está melhor desenvolvida na região de contato sudoeste com o Complexo Tonalítico Caracol. Nesta zona cristais de feldspatos estão parcialmente recristalizados, principalmente a partir das paredes de microfraturas, e o quartzo ocorre em mosaicos ou fitado.

Esta feição pode ser ligada a uma deformação que afetou porções do Granito Xinguara que estavam totalmente cristalizadas, mas suficientemente quentes para que houvesse a recristalização mineral, pelo mecanismo de deformação plástica (Hutton 1988).

Com relação à recristalização, o estudo petrográfico permitiu delimitar no Granito Xinguara três tipos de áreas (Figura 6.22):

- (1) **leucomonzogranitos pouco recristalizados**, com feições magmáticas preservadas em sua quase totalidade (foliação de fluxo e bandamento magmáticos);
- (2) **leucomonzogranitos com moderada recristalização**, onde as feições texturais primárias, foram em grande parte obliteradas; e
- (3) **leucomonzogranitos com forte recristalização**, onde as feições primárias foram completamente obliteradas, predominando uma xistosidade.

Nestes três tipos verifica-se um aumento progressivo da recristalização do quartzo e dos feldspatos. Os novos grãos formados pela recristalização aparecem nestas rochas com duas

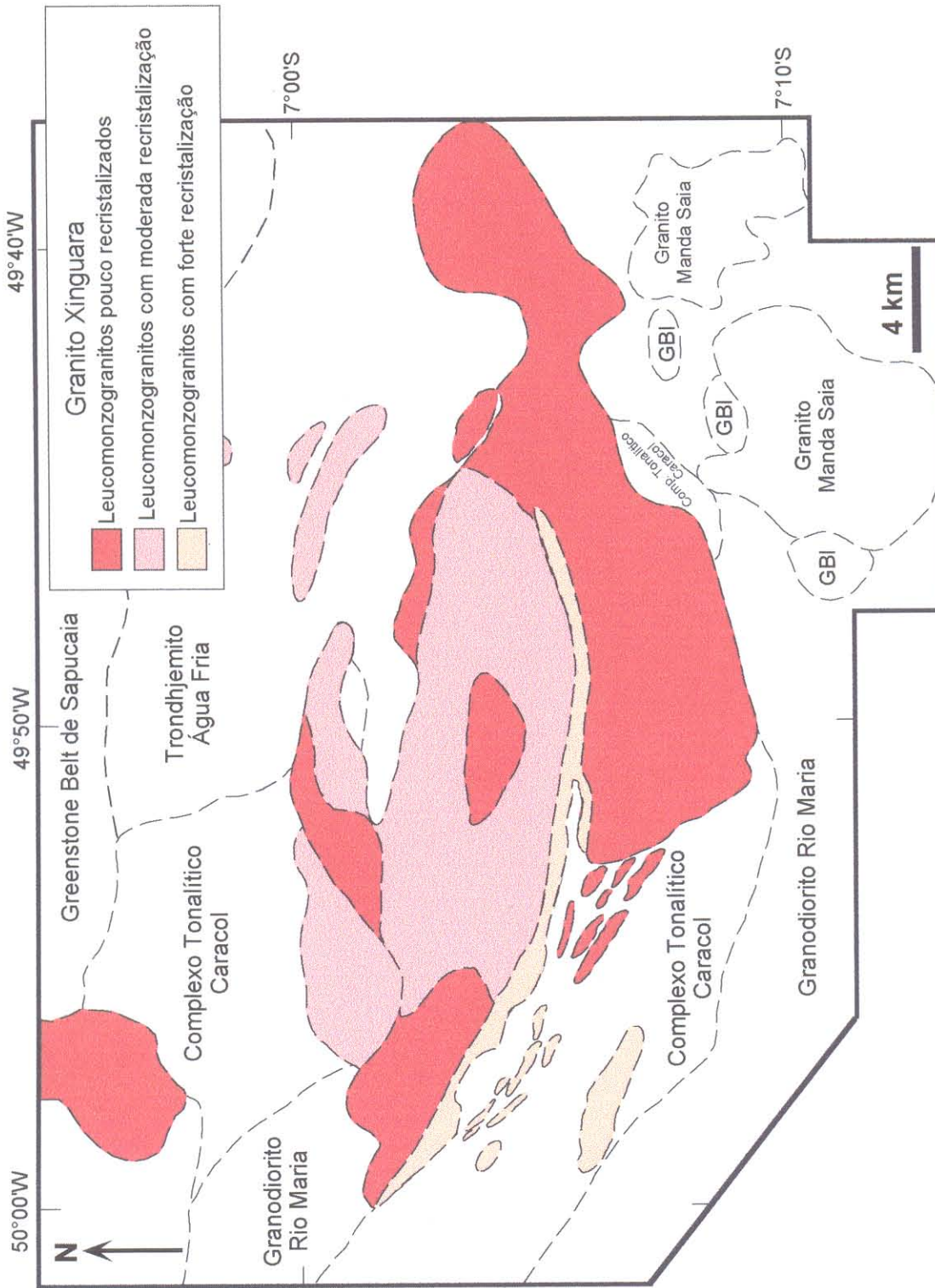


Figura 6.22 - Mapa com a distribuição espacial das variedades microestruturais do Granito Xinguara de acordo com o grau de recristalização. GBI - Greenstone belt de Identidade.

formas contrastantes: hexagonais e alongadas. A seguir serão apresentadas as principais feições microestruturais destas rochas:

6.6.3.1 – Leucomonzogranitos pouco recristalizados

Ocorrências deste tipo estão localizadas em vários pontos do maciço, bem como dos corpos graníticos menores (Figura 6.22). Elas se concentram em uma extensa faixa que se estende por toda a porção leste, sudeste e sul do maciço e em domínios menores, em três faixas a norte em contato com o Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemitó Águas Frias e Granodiorito Rio Maria, e em outro domínio na porção central do corpo.

Nos domínios desse tipo textural é registrada basicamente a foliação de fluxo, responsável pela orientação preferencial dos minerais, alguns com formas idiomórficas a hipidiomórficas, havendo registro de feições magmáticas do tipo imbricamento de fenocristais de feldspatos. Nas demais ocorrências deste tipo textural, principalmente naquela localizada na porção oeste do corpo, constata-se a presença do bandamento magmático e da foliação de fluxo (Figura 6.21).

Uma descrição detalhada de suas feições petrográficas é apresentada no capítulo referente à petrografia (Capítulo 5), onde este tipo textural foi utilizado para caracterizar o Granito Xinguara.

6.6.3.2 - Leucomonzogranitos com moderada recristalização

As rochas com moderada recristalização ocupam uma extensa área na porção central do maciço e uma estreita faixa a norte, em contato com o Trondhjemitó Águas Frias e o Complexo Tonalítico Caracol (Figura 6.22). Os corpos satélites leucograníticos que ocorrem na porção nordeste da área também se enquadram neste tipo microestrutural.

A nível mesoscópico, as rochas deste grupo apresentam apenas pequenas diferenças em relação ao tipo com fraca recristalização. Esta diferença é ressaltada em sua coloração mais rosada e moderada orientação mineral. Estruturas, tais como bandamento magmático, dobras e bandas de cisalhamento são raras. Entretanto, em alguns pontos a foliação de fluxo magmático ainda pode ser observada.

Em seções delgadas, as diferenças são mais significativas. Nesta variedade a textura original foi em grande parte obliterada pela recristalização, destacando-se na rocha fenoclastos de microclina e plagioclásio e alguns agregados de grãos de quartzo, envolvidos por uma matriz granoblástica fina, composta principalmente por cristais de microclina, plagioclásio e

quartzo, estes em geral pouco orientados (Figuras 6.23a, b). Os fenoclastos possuem forma alongada a arredondada, e são bem mais abundantes do que a matriz, chegando freqüentemente a se tocar (Figura 6.23c). Mostram-se orientados paralelamente às bandas de biotita, definindo uma foliação.

Os fenoclastos de plagioclásio são normalmente ovalados ou levemente arredondados, mas a forma original dos cristais ainda pode ser percebida (Figura 6.23a). Maclas encurvadas e microfraturamentos e/ou microfalhamentos, por vezes com deslocamentos dos planos de maclas e desenvolvimento de *kink bands*, são comuns. Ao longo das microfraturas e nos contatos entre porfiroclastos de plagioclásio ocorre recristalização, resultando agregados microcristalinos.

Os cristais de álcali-feldspato (microclina) mostram um comportamento similar ao do plagioclásio. No entanto, microfraturamentos e recristalização parecem ser mais intensos neste mineral. Os primeiros chegam, em alguns casos, a seccionar o cristal em vários fragmentos e a deslocá-los (Figura 6.23b, d). A matriz fina, produto da recristalização, chega em muitos casos a envolver todo o cristal de microclina em uma trama típica de uma textura *manto e núcleo* (Figura 6.23c, d).

Os cristais de quartzo apesar de recristalizados, com extinção ondulante e por vezes subgrãos, mostram ainda preservado seu aspecto original. Em alguns locais os cristais de quartzo acham-se estirados e formando *ribbon*, marcando a xistosidade (Figura 6.23a). Ocorrem ainda concentrados na matriz ou preenchem microfraturas, principalmente nos álcali-feldspatos.

A biotita, afora um maior grau de cloritização, apresenta características bastante similares àquelas descritas no tipo pouco deformado. Freqüentemente, a biotita cloritizada ocorre em agregados, associada a mica branca, epidoto (Ep3), alanita idiomórfica com mantos de epidoto (Ep2), opacos esqueletais ou com embaiamentos, e titanita hipidiomórfica a xenomórfica.

A mica branca é mais abundante neste tipo textural, possui forma hipidiomórfica e ocorre sempre nos agregados, associada com a biotita, com a qual exibe contatos retos.

Alanita e epidoto mantêm as mesmas características descritas no tipo textural pouco deformado, porém constata-se uma maior quantidade de epidotos Ep3 e Ep4.

Os cristais idiomórficos de titanita são praticamente ausentes, predominando aqueles xenomórficos, mantendo cristais esqueletais de opacos ou relacionados com a cloritização da biotita.

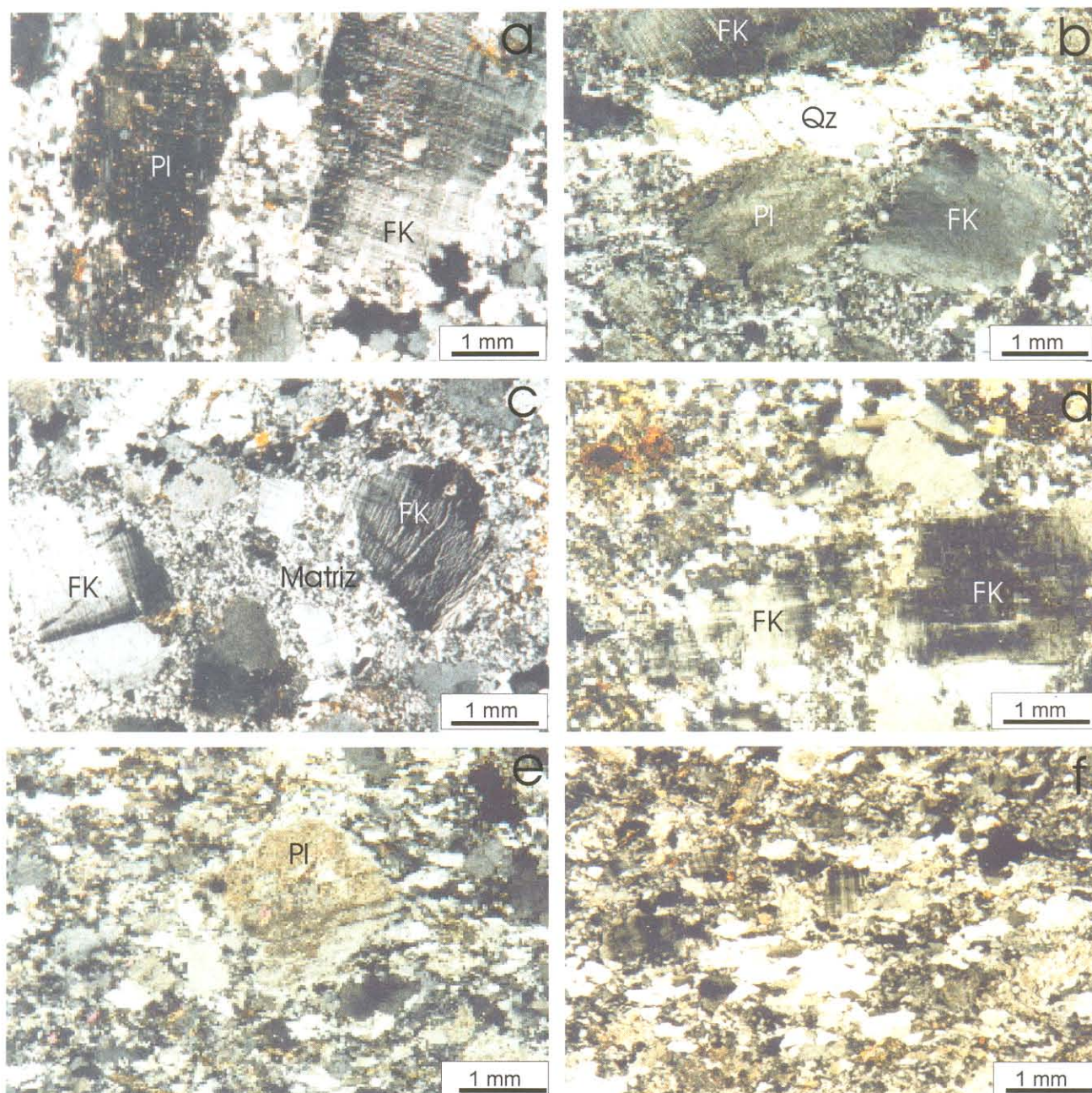


Figura 6.23 - Feições microestruturais do Granito Xinguará: (a) Leucomonzogranito moderadamente recristalizado mostrando fenoclastos de plagioclásio (PI) e álcali-feldspato (FK) orientados, envolvidos por matriz microgranoblástica proveniente da recristalização dos feldspatos e quartzo (Qz) (textura *manto e núcleo*) (seção próxima a XZ, nicóis cruzados - NC, AL-60); (b) Leucomonzogranito moderadamente recristalizado mostrando cristal de microclina (FK) com contornos hipidiomórficos ainda perceptíveis, em meio a matriz microgranoblástica. O cristal é seccionado por microfraturas preenchidas pelo mesmo material da matriz. Notar cristais de quartzo (Qz) fitado (seção próxima a XZ, NC, AL-60); (c) Aspectos microestruturais dos leucomonzogranitos moderadamente recristalizados, onde é marcante a recristalização, mas os cristais de feldspatos ainda preservam suas características primárias. Textura *manto e núcleo* (NC, AL-2); (d) Cristal de feldspato potássico (FK) seccionado por microfraturas (seção próxima a XZ, NC, AL-60); (e) Leucomonzogranito fortemente recristalizado, notando-se fenoclastos de plagioclásio (PI) com sombra de pressão e leve rotação, englobado em matriz fina, fortemente orientada. (Plano XZ, NC, AL-56); (f) Leucomonzogranito fortemente recristalizado notando-se que os feldspatos e o quartzo primários foram completamente recristalizados, resultando uma massa de grãos finos que mostra forte orientação mineral. (seção próxima a XZ, NC, AL-53).

Os opacos, essencialmente magnetita (Leite et al. 1997), possuem formas xenomórficas e hábito esqueletal, sendo comuns embaimento, principalmente naqueles cristais com mantos de titanita e associados com a biotita cloritizada, epidoto e alanita.

Apatita e zircão não apresentam modificações em relação ao descrito no granito com pouca xistosidade.

6.6.3.3 - Leucomonzogranitos com forte recristalização

Definem uma faixa que se estende por grande parte do contato SW do Granito Xinguara com o Complexo Tonalítico Caracol (Figura 6.22). Este tipo microestrutural difere dos anteriores principalmente pelo fato da textura e estrutura primárias encontrarem-se totalmente obliteradas.

Ocorre uma redução drástica da granulação, que passa a ser predominantemente fina e desenvolve-se uma forte orientação mineral, responsável pela geração de uma acentuada xistosidade. A xistosidade é definida pelos raros restos ou relíquias de fenoclastos orientados de plagioclásio e álcali-feldspatos, alongados ou com formas amebóides, juntamente com a biotita e o quartzo *ribbon*. A matriz microgranoblástica é composta essencialmente por microclina, plagioclásio e quartzo, produtos de recristalização (Figuras 6.23e, f). Nestas rochas, a recristalização é bem mais intensa, restando apenas algumas relíquias de fenoclastos de feldspatos em meio a matriz fortemente orientada.

6.6.4 – Enclaves

No Granito Xinguara os enclaves são abundantes, conforme descrito no Capítulo 4. Em alguns casos eles podem ser usados como marcadores da deformação. Os enclaves do Complexo Tonalítico Caracol presentes nos domínios com pouca recristalização não mostram sinais expressivos de deformação. Eles apresentam internamente apenas a sua foliação original.

Os enclaves do Granodiorito Rio Maria, observados no contato SE do Granito Xinguara com o Granodiorito Rio Maria, tampouco apresentam sinais marcantes de deformação em escala microscópica, mas possuem formas discóides e se posicionam paralelamente à foliação do granito.

Os enclaves posicionados nas porções do corpo leucogranítico onde a recristalização é moderada, normalmente mostram alguma recristalização dos feldspatos e do quartzo, enquanto que aqueles das porções onde a recristalização é intensa também mostram fortes sinais de recristalização.

6.6.5 - Fendas de tensão

Fendas de tensão de espessura centimétrica foram observadas em um único afloramento do pluton (AL-187). Estão preenchidas por quartzo e cortam a foliação. Elas têm duas orientações principais - N60E 58/SE e N30W 68/SW.

6.7 – DISCUSSÕES

A seguir é feita uma discussão sobre as estruturas observadas nos granitóides arqueanos de Xinguara, levando em consideração as temperaturas em que se formaram e os campos de esforços a que se associam.

6.7.1 - Complexo Tonalítico Caracol

O bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol pode ser interpretado como uma estrutura primária gerada durante e logo após a sua colocação, nos estágios submagmático a *subsolidus* (Hutton 1988, Paterson et al. 1989, 1998). A xistosidade associada ao bandamento e a foliação milonítica foram desenvolvidas a temperaturas mais baixas, quando o Complexo Tonalítico Caracol já estava completamente cristalizado, ou seja inteiramente no *estágio subsolidus* (Hutton 1988, Paterson et al. 1989, 1998).

Foi mencionado que no domínio noroeste, o bandamento composicional do Complexo Tonalítico Caracol tem atitudes N-S/vertical, enquanto que no domínio sul sua orientação é NW-SE a WNW-ESE com mergulhos de 40° a subverticais para SW. A estruturação N-S representa, de certo modo, uma anomalia na região, dominada por uma foliação regional NW-SE a WNW-ESE. Em alguns pontos foi descrita a transposição de um bandamento N-S para a direção regional, o que implicaria ser a primeira direção a mais antiga. Porém, no domínio sul da área, o bandamento composicional mostra orientação WNW-ESE. Uma hipótese para explicar o comportamento geral deste bandamento, é considerar que o Complexo Tonalítico Caracol formaria originalmente uma ou mais estruturas dômicas com as foliações nas bordas dos corpos concordantes com a sua forma. Tais estruturas teriam localmente orientações próximas a N-S. Elas seriam posteriormente afetadas por deformação coaxial e não coaxial e preservariam suas direções originais apenas em alguns locais. Nos locais onde a foliação dômica era próxima de NW-SE e E-W, ela foi apenas acentuada pela deformação posterior.

De acordo com Choukroune (2000), diapirismo é um fenômeno de instabilidade introduzida por uma inversão de densidade, seja próxima da superfície ou em profundidade, que tem como resultado uma migração vertical, não forçada, do material menos denso. Essas

instabilidades são conhecidas pelo nome de instabilidade de Raleigh-Taylor. Quando a colocação do material é forçada ao longo de condutos verticais, fala-se em intrusões não diapíricas, o que se aplica a numerosos corpos plutônicos. Esse conceito deve aplicar-se especialmente aos granitos intrusivos colocados nos domínios epizonais. Para que o diapirismo seja possível, as viscosidades relativas devem ser suficientemente próximas, ou seja, a encaixante do corpo plutônico deve também estar próxima da fusão parcial. Isso significa que o contraste de temperatura é insuficiente para que se desenvolva um metamorfismo de contato na periferia dos corpos diapíricos. No caso da colocação não diapírica, o contraste de temperatura é elevado e há um aquecimento da encaixante na periferia da intrusão, desenvolvimento de um metamorfismo de contato e, conseqüentemente, esfriamento das bordas da intrusão a partir do qual os cortejos filonianos poderão se originar e provocar o fenômeno de *magmatic stopping*.

Quanto ao esforço regional cujos eixos principais σ_1 : N40E horizontal, σ_2 : vertical e σ_3 : N130 horizontal foram determinados através dos pares de bandas de cisalhamento conjugadas (Figuras 6.6a, b), ele afetou o bandamento composicional ainda no estágio dúctil, formando dobras ou *boudins*. Porém, eixos de esforço com estas orientações não podem ser relacionados à formação das zonas de cisalhamento de baixo ângulo, uma vez que estas se formam quando o eixo σ_2 está próximo da horizontal. A formação destas zonas relaciona-se, portanto a um outro campo de esforços que não foi possível determinar, mas destoa do esforço principal, que afetou também os demais granitóides da região. Quanto à época de formação destas zonas de cisalhamento de baixo ângulo, as feições texturais descritas anteriormente não permitem relacioná-las ao estágio submagmático do Complexo Tonalítico Caracol. Elas devem ter se formado após a completa cristalização da rocha. Uma relação de campo do afloramento AL-163, traz indicações sobre a idade mínima de formação destas zonas. Neste afloramento ocorre um dique granítico com orientação subparalela à das zonas de cisalhamento. Este dique possui composição idêntica à do Granito Xinguara, e seus minerais (feldspatos e quartzo) mostram evidências de deformação coaxial de alta temperatura (recristalização, estiramento nos planos XZ e YZ de deformação), ou seja não há registro de deformação não coaxial neste dique. Logo, a formação destas zonas de cisalhamento de baixo ângulo no Complexo Tonalítico Caracol parece se anterior à colocação e a deformação do Granito Xinguara.

6.7.2 - Granodiorito Rio Maria

As estruturas descritas no Granodiorito Rio Maria formam um arranjo compatível com as orientações dos eixos de *esforço* principais definidas para o Complexo Tonalítico Caracol (σ_1 : N40E horizontal, σ_2 : vertical e σ_3 : N130 horizontal). Foliação, fendas de tensão, veios dobrados e também a zona de cisalhamento da porção NW da área podem ser associadas a estes eixos.

A foliação predominante no Granodiorito Rio Maria foi formada em regime de deformação coaxial, como indicam principalmente os enclaves máficos com formas oblatas. Sua formação deu-se a partir do *estágio submagmático* (foliação magmática) até o estágio *subsolidus* (xistosidade).

Indicações sobre a época de formação da zona de cisalhamento que se formou no Granodiorito Rio podem ser deduzidas do comportamento dos enclaves máficos associados a zona. Eles mostram um baixo contraste de viscosidade com a rocha hospedeira, revelando que quando a zona de cisalhamento foi instalada, o granodiorito e os enclaves mantinham temperaturas iguais, elevadas o suficiente para os enclaves se deformarem plasticamente, adquirindo sua forma prolata (cf. também por Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1995, Althoff 1996).

Apesar da compatibilidade do arranjo das estruturas do Granodiorito Rio Maria com as orientações de esforços definidos no Complexo Tonalítico Caracol, a deformação no primeiro é de menor intensidade. No intervalo de tempo entre a colocação destes corpos o esforço regional, embora tenha mantido sua orientação, diminuiu consideravelmente de intensidade.

6.7.3 - Trondhjemito Água Fria

O exame do bandamento composicional do Trondhjemito Água Fria em amostras de mão tanto no plano XZ como no YZ, mostrou que não há registro de rotação de grãos e nem de existência de uma lineação mineral. Isto é sugestivo de uma foliação gerada num regime de deformação coaxial de alta temperatura. Neste regime as bandas de cisalhamento conjugadas são comuns.

A fraca intensidade da deformação dos minerais, observada mesmo onde existe a transposição do bandamento composicional, sugere que esse bandamento se formou a partir do estágio submagmático.

As estruturas presentes no Trondhjemito Água Fria podem ter sua origem condicionada a eixos principais de *esforço* com a mesma orientação definida para o Granodiorito Rio Maria e

o Complexo Tonalítico Caracol. No entanto, a deformação geral presente no Trondhjemitó Águas Fria é de menor intensidade.

6.7.4 - Granito Xinguara

O Granito Xinguara e o Trondhjemitó Águas Fria mostram-se menos deformados do que o Complexo Tonalítico Caracol e o Granodiorito Rio Maria. Em relação ao Trondhjemitó Águas Fria o Granito Xinguara é mais deformado, embora isso só seja melhor evidenciado a nível microscópico.

O pluton Xinguara exibe algumas estruturas, desenvolvidas a partir do *estágio submagmático*, incluem-se aí a foliação de fluxo e o bandamento magmáticos, dobras e bandas de cisalhamento, provavelmente relacionadas com a colocação do corpo. Outras estruturas, tais como a recristalização foram geradas a temperaturas um pouco mais baixas, no *estágio subsolidus* (Patersom et al. 1989, 1998).

Características como a variação da atitude da foliação, que em alguns pontos passa de WNW-ESE para N-S, vertical nos contatos ou até torna-se subhorizontal no centro da intrusão, e as variações de intensidade desta mesma foliação, ausência de efeitos de metamorfismo de contato nas encaixantes, baixos contrastes de viscosidade entre o granito e suas encaixantes devem se levar em conta na elaboração de um modelo de colocação para o granito.

Em vários locais os arranjos das estruturas do pluton Xinguara podem ser relacionados a eixos de esforço regional com as mesmas orientações definidas para o Trondhjemitó Águas Fria, o Granodiorito Rio Maria e os que afetaram o Complexo Tonalítico Caracol. Entretanto, o fato do Granito Xinguara ser mais deformado do que o Trondhjemitó Águas Fria, rocha de mesma idade ou até mesmo um pouco mais antiga, deve ser relacionado à atuação de esforços locais relacionados à sua expansão durante a colocação. Estes esforços parecem ter sido importantes o suficiente para alterar as posições originais dos granitóides mais antigos. Isto é sugerido pelo fato de, no domínio sul da área, a foliação do Granodiorito Rio Maria e do Complexo Tonalítico Caracol mergulharem preferencialmente para SW, enquanto que no domínio noroeste, a foliação do Granodiorito Rio Maria mergulha sistematicamente para NE. Estes esforços também devem ter promovido a recristalização parcial dos feldspatos do Trondhjemitó Águas Fria. A recristalização não se deu no Granodiorito Rio Maria e no Complexo Tonalítico Caracol, porque estas rochas deveriam estar a temperaturas relativamente mais baixas do que o Trondhjemitó Águas Fria, quando da colocação do pluton Xinguara.

As feições microestruturais verificadas no Granito Xinguara assemelham-se àquelas descritas em granitóides deformados nos *estágios submagmático* até o seu resfriamento (*subsolidus*) (Tullis 1983, Hutton 1988, Althoff 1996, Paterson et al. 1989, 1998, Gapais 1989, Barros 1997). A foliação e o bandamento de fluxo magmáticos representam sem dúvida estruturas geradas pelo menos no *estágio submagmático* (Figuras 6.21 e 6.22) (cf. Althoff 1996, Barros 1997, Althoff et al. 2000). Já a recristalização dos feldspatos, por outro lado, pode ser associada a deformação no *estágio subsolidus* de alta temperatura, pois o plagioclásio e o feldspato potássico recristalizam apenas a temperaturas maiores do que 500° C (Voll 1976, Tullis 1983, Tullis & Yund 1985, Gapais 1989).

Quanto a recristalização, bem marcada em certas zonas do pluton, ela formou dois tipos principais de grãos. Novos grãos hexagonais, tendendo a uma textura em mosaico de feldspatos e quartzo do Granito Xinguara, devem estar relacionados a uma recristalização onde a temperatura teve um papel mais importante do que o esforço regional. De acordo com Hobbs et al. (1976), Davis & Reynolds (1996) e Passchier & Trouw (1996), a temperatura controla a capacidade do mineral de sofrer deformação intracristalina por processos rúpteis, através da cataclase, ou plásticos, através da ativação de diferentes planos de deslizamentos. Os novos grãos com hábitos alongados devem ser relacionados principalmente à recristalização dinâmica (Vidal et al. 1980, Simpson 1985, Gapais 1989, Fitz Gerald & Stünitz 1993).

No Granito Xinguara os novos grãos hexagonais, tanto do quartzo, quanto dos feldspatos, ocorrem principalmente nas porções do Granito Xinguara, onde a recristalização é moderada, localizada predominantemente na parte central do pluton e, portanto, mais protegidas dos efeitos do esforço regional e provavelmente mais quentes. Os novos grãos alongados por sua vez, ocorrem predominantemente no leucomonzogranito fortemente recristalizado, localizado ao longo da borda sul do pluton, que está diretamente em contato com o Complexo Tonalítico Caracol, rocha com a qual o corpo granítico deveria possuir maior contraste térmico. Na borda norte este tipo microestrutural não ocorre porque o Trondhjemito Água Fria tinha praticamente a mesma temperatura que o pluton Xinguara.

A disposição espacial das zonas de recristalização intensa sugerem no mínimo três pulsos principais e vários outros menores, os dados sobre a orientação da foliação, as observações sobre a importância de um esforço associado à colocação do Granito Xinguara, além de um esforço regional, permitem propor um modelo de ascensão dos magmas através de fraturas seguida por "*ballooning*" para a colocação do Granito Xinguara (Figura 6.19) (Castro 1987, Pitcher 1993, Barros 1997, Molyneux & Hutton 2000). Haveria então a interferência entre

os esforços regionais e esforços ligados à expansão dos plutons (Hutton 1988, Pons et al. 1992, 1995, Petford 1996, Barros 1997).

CAPÍTULO 7

7 – GEOCRONOLOGIA POR EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

7.1 - INTRODUÇÃO

As análises isotópicas realizadas através do método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, sob a orientação do Prof. Moacir J. B. Macambira. A metodologia utilizada na obtenção das análises foi aquela desenvolvida por Köber (1986). As análises foram obtidas num espectrômetro de massa de ionização termal modelo FINNIGAN MAT 262. Por esse método, o zircão é analisado no estado sólido e as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas podem ser consideradas tanto como idades mínimas, como idades representativas da cristalização do mineral. Informações mais detalhadas sobre a aplicação desta metodologia encontram-se em Gaudette et al. (1998). Os resultados são apresentados com desvios de 2σ e as correções do Pb comum são feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida.

A separação das unidades permitiu selecionar amostras representativas de cada corpo, de modo a determinar as suas idades e testar, por um método independente, a estratigrafia deduzida com base nas relações de campo e feições estruturais. Foram datadas as amostras AL-216, AL-163, AL-210C, AL-60 e XN-34 da região de Xinguara - PA. As três primeiras correspondem a diferentes pontos de amostragem do Complexo Tonalítico Caracol e as duas últimas a dois pontos de amostragem no Granito Xinguara. Com exceção da amostra XN-34 que foi cedida pelo Prof. M. J. B. Macambira, as demais foram coletadas durante a execução deste trabalho. Além das referidas amostras também serão discutidas as idades obtidas em quartzo-diorito associado ao Granodiorito Rio Maria (AL-214, amostra coletada por A. A. S. Leite e datada por Dall'Agnol et al. 1999), bem como em uma amostra do Trondhjemitó Águas Fria (coletada e datada por M.J.B. Macambira).

7.2 - PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E TRATAMENTO DOS DADOS

Inicialmente as amostras foram pulverizadas e posteriormente peneiradas nas seguintes frações granulométricas: 250 - 170, 170 - 125, 125-60 e < 60 mm. As amostras de maior volume relativo foram tratadas inicialmente no elutriador, visando uma primeira concentração dos

minerais pesados. Em seguida, os minerais ferromagnéticos dessas amostras foram extraídos com auxílio do separador *Frantz Isodynamic*. Nessa etapa, o separador magnético foi ajustado para um ângulo de 25° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem variando entre 0,5 e 1,5A. Para a obtenção de um concentrado mais rico em zircão, a fração não magnética obtida no separador *Frantz* foi submetida ao tratamento com líquido pesado (bromofórmio) e, em seguida, os zircões foram selecionados por triagem manual sob uma lupa binocular. Deve-se ressaltar que, segundo os critérios adotados no Pará-Iso, quando se dispõe de um número elevado de cristais, os zircões a serem analisados devem ser selecionados em uma segunda separação magnética, efetuada com 20° de inclinação longitudinal, inclinação lateral variando de 5° até 0° e uma amperagem de 1,5A. Os cristais selecionados para análise devem ser preferencialmente aqueles sem evidências de metamictização, sem inclusões ou fraturas. Entretanto, quando a quantidade desses cristais for insuficiente, serão analisados cristais com essas características. Posteriormente os cristais selecionados foram aprisionados em um filamento de rênio em formato de canoa, para subsequente introdução no espectrômetro de massa.

A técnica analítica empregada no espectrômetro FINNIGAN MAT 262 utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um filamento de evaporação, o qual contém o zircão, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente em temperaturas preestabelecidas, que constituem as etapas de evaporação. Normalmente são realizadas três etapas de evaporação. A primeira a 1450°C, a segunda a 1500°C e a terceira a 1550°C. Mais raramente, dependendo da quantidade de Pb que o zircão contém, podem ser realizadas até cinco etapas de evaporação. Durante cada etapa de aquecimento, que dura aproximadamente 5 minutos, ocorre a liberação do Pb do retículo cristalino do zircão. Esse Pb deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C quando o Pb ali depositado é ionizado. As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb podem ser medidas de duas formas: a primeira, quando se tem baixa intensidade de sinal, com monocoletor (um contador de ions) segundo uma varredura na seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204. A segunda, quando se tem alta intensidade, é feita em multicoletor (contador de ions e caixas de Faraday) segundo uma varredura na seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208 e 204. Em ambos os modos, cada conjunto de 10 varreduras define um bloco. Um bloco obtido no contador de ions fornece 18 razões $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$

e no multicoletor, 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Em seguida, a partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos, define-se uma idade para cada etapa de evaporação.

Em cada etapa de evaporação são obtidos, em geral, até cinco blocos de dados nas análises em monocoletor e dez nas análises em multicoletor. A média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa. Esses dados são representados em um diagrama Idade (Ma) *versus* Etapas de evaporação, onde observa-se que, em geral, cada etapa de evaporação fornece um platô de idade. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar diferentes valores, sendo que, normalmente, observa-se um aumento nas idades no sentido das etapas de mais alta temperatura. Quando isto ocorre, são consideradas apenas as idades obtidas em temperaturas mais altas pois, neste caso, o Pb analisado é proveniente das porções com maior capacidade de retenção do cristal de zircão, e, portanto, as idades são teoricamente mais representativas daquelas de cristalização do mineral.

Os dados obtidos são tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (Ver Gaudette et al. 1998). Entre eles destacamos os seguintes: os blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial; são eliminados blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média da idade do zircão analisado; faz-se, além disso, uma eliminação subjetiva, onde são desprezados blocos, etapas de evaporação, ou zircões que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria dos zircões.

7.3 – APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS ANALÍTICOS

7.3.1 – Complexo Tonalítico Caracol

Foram coletadas três amostras de diferentes porções desta unidade geológica, as quais como mostrado no Capítulo 6, possuem características estruturais peculiares. A amostra AL-216 representa o Complexo Tonalítico Caracol no domínio sul da área, onde se tem um bandamento de orientação WNW-ESE; a amostra AL-163, corresponde ao Complexo Tonalítico Caracol no domínio sudoeste, onde há a incidência de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo e; a amostra AL-210C representa o Complexo Tonalítico Caracol no domínio noroeste da área, onde foram encontradas estruturas bandadas orientadas na direção N-S. A localização destas amostras pode ser verificada do mapa de pontos (Figura 3.1 e Anexo 2).

Amostra AL-216 - esta amostra foi coletada ao longo da PA-150, a cerca de 2,5 km a sul da Cidade de Xinguara (ver Figura 3.1 ou Anexo 2). A principal estrutura desta rocha é um bandamento composicional marcante; sua granulação varia de média a grossa e possui coloração cinza escuro. Ela é formada essencialmente por plagioclásio (63%) e quartzo (26%); tendo a biotita (10%) como o máfico mais abundante; além de epidoto (0,1%), titanita, zircão e apatita como fases acessórias. O plagioclásio mostra várias feições primárias ainda preservadas (forma e maclamento) e está pouco saussuritizado e a biotita não mostra evidências de alteração significativa. Não existe evidências de recristalização nesta rocha. A maioria dos cristais de zircão era eudral, de cor castanho escuro, alongados, prismáticos, bipiramidais; alguns apresentavam núcleo zonado, sem inclusões e com poucas fraturas.

Desta amostra foram selecionados e analisados 14 cristais de zircão, dos quais apenas 4 não emitiram Pb suficiente para a análise. Os resultados obtidos para estes cristais são mostrados na Figura 7.1a e Tabela 7.1. Para calcular a idade, foram utilizados apenas os resultados das análises dos cristais 1, 2, 8, 12 e 14. Os cristais 5, 6, 9, 11 e 13 foram eliminados subjetivamente, pois apresentavam valores inferiores à idade média calculada. As etapas de mais alta temperatura dos cristais utilizados forneceram uma idade média de **2.948 ± 5 Ma** (2σ , Figura 7.1a).

Amostra AL-163 - essa amostra foi coletada a cerca de 3 km a norte da localidade de Xinguarinha (coordenadas 07° 02' 73" S e 50° 10' 07" W, ver Figura 3.1 ou Anexo 2). A rocha apresenta um aspecto bem particular, pois possui uma foliação milonítica de baixo ângulo marcante. A sua granulação é média e a cor cinza escuro. É constituída por plagioclásio (65%), quartzo (20%), biotita (13%), opacos (1,5%) e epidoto (0,1%), além de titanita, zircão e apatita. Ao microscópio exibe forte sinais de deformação plástica no plagioclásio e, principalmente, no quartzo. A rocha é relativamente enriquecida em biotita, titanita e epidoto com relação as demais do Complexo Tonalítico Caracol.

Foram analisados 12 cristais de zircão desta amostra e todos emitiram Pb suficiente para análise. Os resultados obtidos para estes cristais são mostrados na Figura 7.1b e Tabela 7.2. Os cristais de zircão são idênticos aos descritos na amostra anterior. Para o cálculo da idade, foram utilizadas apenas as análises dos cristais 3, 5, 6, 8, 9 e 11. Os cristais 1, 2, 4, 7, 10 e 12 foram eliminados subjetivamente do cálculo da idade. As etapas de mais alta temperatura dos cristais selecionados forneceram uma idade média de **2.936 ± 3 Ma** (2σ , Figura 7.1b).

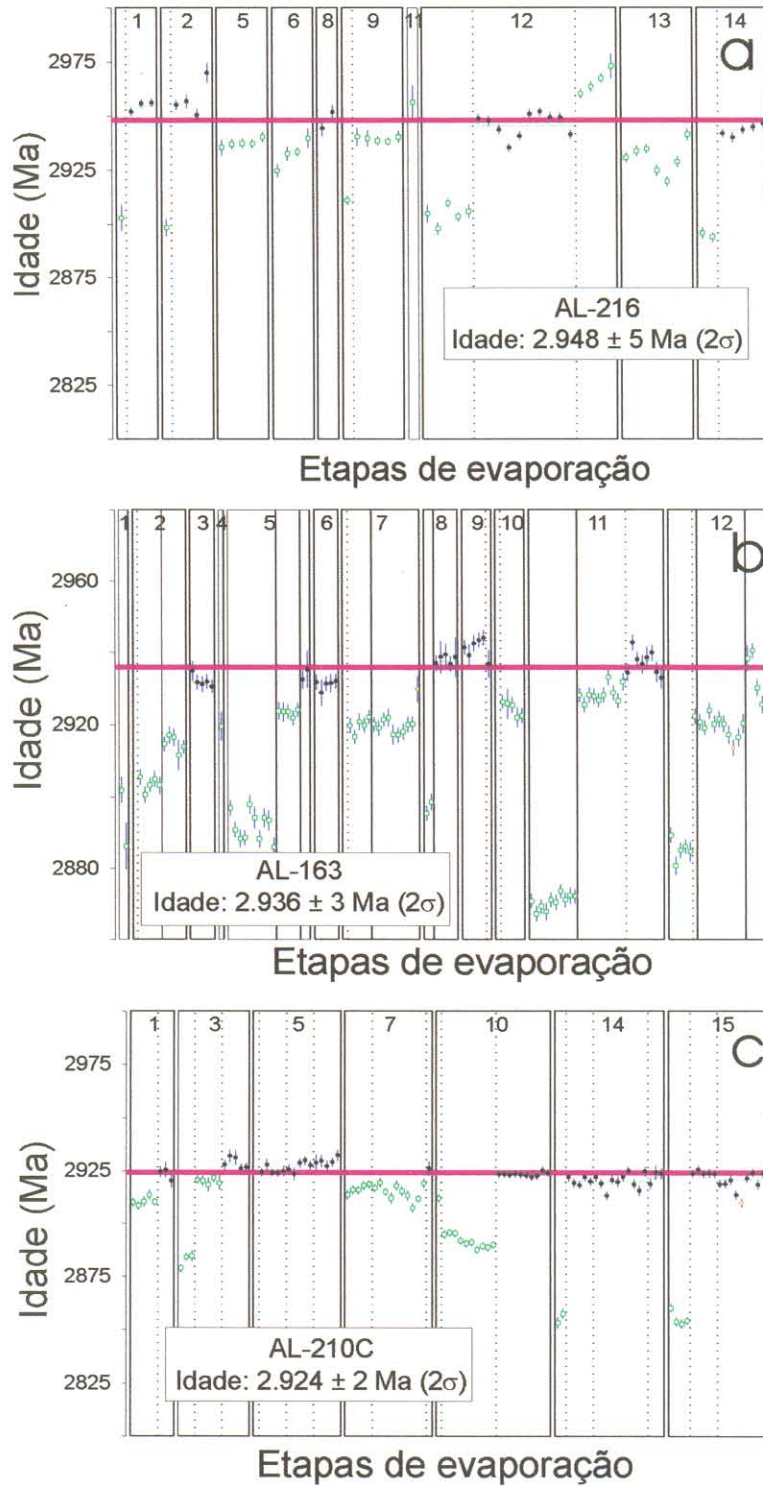


Figura 7.1 - Diagramas Idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão do Complexo Tonalítico Caracol; (a) AL-216, domínio sul da área; (b) AL-163, domínio sudoeste da área; e (c) amostra AL-210C, domínio noroeste da área. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Tabela 7.1 - Resultados analíticos dos zircões da amostra AL-216 do Complexo Tonalítico Caracol no domínio sul da área.

Zircão	Temperatura de Evap (°C)	Razões Utiliz./Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
AL-216/1	*1450	0/14	0.000145±24	0.06815±82	0.21131±160	0.20961±163	2.903±13
	1500	54/54	0.000078±7	0.07507±79	0.21733±33	0.21646±36	2.955±3
AL-216/2	*1450	0/10	0.000362±4	0.07385±116	0.21330±109	0.20906±110	2.899±9
	1550	70/70	0.000073±33	0.08575±39	0.21745±54	0.21663±85	2.956±6
AL-216/5	*1500	0/86	0.000202±5	0.09149±52	0.21652±30	0.21419±31	2.938±2
AL-216/6	*1450	0/70	0.000322±19	0.08949±63	0.21734±9	0.21345±67	2.932±5
AL-216/8	1500	32/32	0.000080±18	0.07241±157	0.21652±122	0.21564±99	2.949±7
AL-216/9	*1500	0/18	0.000191±16	0.07163±43	0.21292±60	0.21069±63	2.911±5
	*1550	0/90	0.000109±12	0.08233±25	0.21577±32	0.21436±33	2.939±2
AL-216/11	*1500	0/18	0.000000±0	0.09558±134	0.21667±218	0.21667±218	2.956±16
AL-216/12	*1450	0/72	0.000134±13	0.05139±77	0.21154±58	0.20991±53	2.905±4
	1500	96/96	0.000027±1	0.06340±44	0.21554±49	0.21522±49	2.946±4
	*1550	0/38	0.000036±2	0.11525±66	0.21814±56	0.21772±56	2.964±4
AL-216/13	*1550	0/63	0.000066±1	0.07055±75	0.21403±68	0.21326±68	2.931±5
AL-216/14	*1450	0/32	0.000127±6	0.07355±104	0.21006±46	0.20857±47	2.895±4
	1500	86/86	0.000075±3	0.06676±44	0.21582±29	0.21496±28	2.944±2
Total		338/849				Idade média	2948±5

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Tabela 7.2 - Resultados analíticos dos zircões da amostra AL-163 do Complexo Tonalítico Caracol do domínio sudoeste da área.

Zircão	Temperatura de Evap (°C)	Razões Utiliz./Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $\pm 2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ $\pm 2\sigma$	Idade (Ma)
AL-163/1	*1500	0/32	0.000125±51	0.04438±46	0.21164±115	0.20898±173	2.898±13
AL-163/2	*1450	0/18	0.000339±52	0.06806±46	0.19961±160	0.19556±172	2.790±14
	*1500	0/84	0.000081±3	0.08331±48	0.21066±27	0.20970±27	2.904±2
	*1550	0/84	0.000103±4	0.10438±27	0.21238±28	0.21118±29	2.915±2
AL-163/3	1450	70/70	0.000027±2	0.06453±189	0.21371±26	0.21339±26	2.932±2
AL-163/4	*1500	0/18	0.000048±8	0.05861±105	0.21234±106	0.21178±107	2.920±8
AL-163/5	*1450	0/98	0.000096±1	0.07014±61	0.20931±33	0.20818±33	2.892±3
	*1500	0/82	0.000059±4	0.08658±80	0.21300±27	0.21228±27	2.923±2
	1550	36/36	0.000050±15	0.11646±50	0.21416±60	0.21356±61	2.933±5
AL-163/6	1500	88/88	0.000026±2	0.09041±21	0.21366±28	0.21335±28	2.931±2
AL-163/7	*1450	0/9	0.000219±4	0.07754±94	0.20068±81	0.19807±82	2.811±7
	*1500	0/88	0.000051±4	0.08127±19	0.21241±25	0.21181±26	2.920±2
	*1500	0/95	0.000035±1	0.08119±41	0.21220±20	0.21179±20	2.920±2
AL-163/8	*1450	0/32	0.000083±8	0.09829±43	0.20976±40	0.20884±41	2.897±3
	1500	88/88	0.000022±4	0.13762±41	0.21441±35	0.21417±35	2.938±3
AL-163/9	1500	88/88	0.000028±3	0.07747±33	0.21520±29	0.21481±28	2.942±2
	1550	14/14	0.000216±64	0.09733±65	0.21658±73	0.21407±104	2.937±8
AL-163/10	*1450	0/16	0.000260±12	0.02585±14	0.19349±51	0.19036±53	2.746±5
	*1500	0/82	0.000021±1	0.10294±74	0.21266±29	0.21242±29	2.924±2
ALF-163/11	*1450	0/92	0.000118±1	0.03942±20	0.20689±18	0.20550±18	2.871±1
	*1500	0/92	0.000038±1	0.10420±50	0.21337±19	0.21294±19	2.928±1
	1550	78/78	0.000032±1	0.11406±41	0.21455±31	0.21417±31	2.938±2
AL-163/12	*1450	0/82	0.000050±3	0.02739±13	0.20799±34	0.20741±34	2.886±3
	*1500	0/18	0.000019±2	0.06652±58	0.21237±57	0.21214±57	2.922±4
	*1500	0/94	0.000016±1	0.06100±104	0.21205±22	0.21186±22	2.920±2
	*1550	0/86	0.000055±15	0.08803±136	0.21428±69	0.21356±82	2.933±6
Total		1644/1664				Idade média:	2936±3

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Amostra AL-210C - essa amostra foi coletada a cerca de 10 km a norte da cidade de Xinguara (coordenadas 06° 59' 67" S e 49° 55' 63" W, ver Figura 3.1 ou Anexo 2). A rocha possui como estrutura principal um bandamento composicional marcante, similar ao observado na amostra AL-216. É composta essencialmente por plagioclásio (59%) e quartzo (30%), acompanhados por biotita (11%) que, é a principal fase ferromagnésiana; epidoto, titanita, zircão e apatita são acessórios. Não existem evidências de recristalização dinâmica ou de alteração hidrotermal marcante nessa rocha.

Foram selecionados e analisados 15 cristais de zircão, sendo que os cristais 4, 6, 8, 11 e 13 não emitiram Pb suficiente para análise. Os resultados obtidos são mostrados na Figura 7.1c e Tabela 7.3. Os cristais de zircão mostram características similares aos descritos nas amostras anteriores. A idade foi calculada utilizando-se as análises dos cristais 1, 3, 5, 7, 10, 14 e 15. Os cristais de zircão 2, 9 e 12 foram eliminados subjetivamente do cálculo da idade. As etapas de mais alta temperatura desses cristais forneceram uma idade média de **2.924 ± 2 Ma** a (2σ , Figura 7.1c).

Tabela 7.3 - Resultados analíticos dos zircões da amostra AL-210C do Complexo Tonalítico Caracol do domínio noroeste da área.

Zircão	Temperatura de Evap (°C)	Razões Utiliz./Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ ±2σ	Idade (Ma)
AL-210/1	*1500	0/90	0.000022±3	0.07984±21	0.21084±27	0.21056±27	2.910±2
	1550	52/52	0.000012±6	0.09159±53	0.21247±48	0.21230±49	2.924±4
AL-210/2	*1450	0/16	0.000090±6	0.09673±60	0.20651±55	0.20545±56	2.870±4
	*1500	0/84	0.000017±6	0.10552±31	0.21174±31	0.21151±31	2.918±2
AL-210/3	*1450	0/52	0.000100±8	0.07353±28	0.20818±44	0.20693±46	2.882±4
	*1500	0/86	0.000015±4	0.07154±22	0.21208±31	0.21189±31	2.920±2
AL-210/5	1550	90/90	0.000021±3	0.08830±25	0.21315±31	0.21290±32	2.928±2
	1500	84/84	0.000030±2	0.05583±75	0.21282±27	0.21246±27	2.925±2
	1550	84/84	0.000038±2	0.06403±17	0.21324±29	0.21283±29	2.928±2
AL-210/7	1570	88/88	0.000002±1	0.05897±28	0.21314±34	0.21310±34	2.930±3
	*1500	0/88	0.000050±3	0.08005±67	0.21197±26	0.21139±26	2.917±2
	*1505	0/97	0.000025±1	0.07563±66	0.21144±32	0.21115±31	2.915±2
AL-210/9	1550	18/18	0.000049±10	0.09046±66	0.21322±88	0.21265±88	2.926±7
	*1450	0/95	0.000096±1	0.07800±24	0.20538±27	0.20424±27	2.861±2
AL-210/10	*1500	0/80	0.000040±2	0.08888±22	0.21131±25	0.21085±26	2.912±2
	*1500	0/19	0.000033±1	0.08836±153	0.21212±77	0.21174±77	2.919±6
	*1450	0/18	0.000059±4	0.08127±99	0.21146±58	0.21077±59	2.912±5
AL-210/12	*1450	0/96	0.000082±2	0.07375±65	0.20912±21	0.20815±23	2.891±2
	1500	94/94	0.000026±1	0.09653±21	0.21259±17	0.21229±17	2.923±1
	*1450	0/56	0.000039±2	0.08306±49	0.21025±23	0.20979±24	2.904±2
AL-210/14	*1500	0/10	0.000038±2	0.08464±99	0.21052±63	0.21008±63	2.906±5
	1500	90/90	0.000030±3	0.09144±34	0.21225±25	0.21188±25	2.920±2
	1500	93/93	0.000026±1	0.08994±39	0.21215±32	0.21185±32	2.920±2
AL-210/15	1550	52/52	0.000040±3	0.09662±55	0.21254±44	0.21207±46	2.922±4
	*1450	0/72	0.000212±9	0.06372±53	0.20602±28	0.20357±41	2.855±3
	1500	84/84	0.000038±4	0.08583±21	0.21287±25	0.21239±25	2.924±2
	1500	88/98	0.000033±1	0.08579±27	0.21233±33	0.21194±33	2.921±2
	Total	917/1936				Idade média	2.924±2

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

7.3.2 – Granodiorito Rio Maria

Esta unidade não foi datada no presente trabalho, pois a mesma já havia sido datada em sua região tipo (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994), e as idades obtidas são de boa qualidade. Na região de Xinguara, Dall’Agnol et. al. (1999) dataram o quartzo-diorito associado ao Granodiorito Rio Maria, que ocorre na parte sul da área estudada. A coleta para datação foi realizada durante a execução deste trabalho. A amostra escolhida foi a **AL-214**, localizada na margem leste da PA-150, cerca de 3,5 km a sul da cidade de Xinguara (ver Figura 3.1 ou Anexo 2).

O quartzo-diorito possui mineralogia e textura similares ao Granodiorito Rio Maria; trata-se de uma rocha fanerítica, de granulação média, textura granular, cor cinza esverdeada. A sua estrutura principal é uma foliação penetrativa, definida pela orientação preferencial de plagioclásio, minerais máficos e enclaves máficos achatados. Sua composição modal é a base de plagioclásio (55%), quartzo (9%), biotita (24%) e hornblenda (12%), enquanto titanita, zircão, alanita e opacos são as fases acessórias. Ao microscópio a rocha mostra um arranjo textural ainda preservado, no entanto seus minerais estão alterados e por vezes deformados, principalmente plagioclásio e quartzo.

Desta amostra os referidos autores selecionaram e dataram 5 zircões, os quais forneceram uma idade média de **2.878 ± 4 Ma** (Figura 7.2).

7.3.3 – Trondhjemito Água Fria

Durante a execução deste trabalho não foi datado esta unidade. A razão disto é que como o Prof. M.J.B. Macambira, já havia datado uma amostra de trondhjemito, localizado a 1 km a sul da seção tipo do Trondhjemito Água Fria (AL-16), não teria sentido efetuar nova datação. Os dados mencionados a seguir foram fornecidos pelo Prof. M. J. B. Macambira (Comum. Oral). A amostra datada foi a **MJL-09B**, coletada na margem leste da PA-150, a cerca de 18 km a nordeste da cidade de Xinguara. Trata-se de uma rocha de composição trondhjemítica, cuja estruturação principal é um bandamento composicional marcante. Possui granulação média e cor cinza claro. Sua composição modal é a base de plagioclásio (63%), quartzo (29%) e, ainda, pequena proporção de álcali-feldspato (0,3%). Biotita (8%) é principal fase máfica. O opacos, titanita, epidoto e zircão constituem fases acessórias.

Dessa amostra foram selecionados e datados 7 zircões, os quais forneceram uma idade média de **2.864 ± 21 Ma** (Figura 7.3, Macambira et al. 2000).

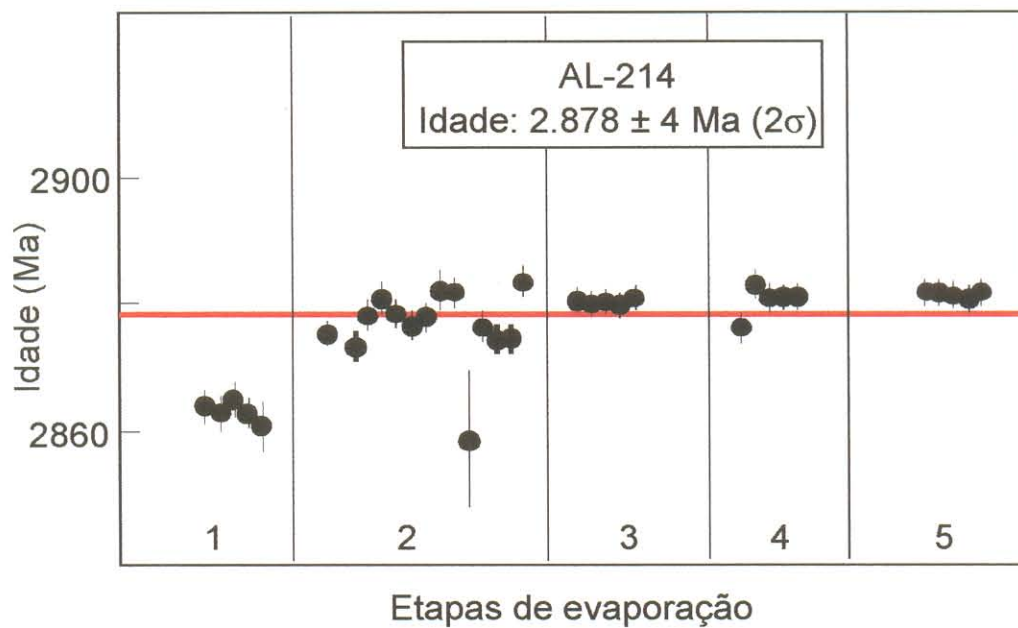


Figura 7.2 - Diagramas Idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra AL-214 do Quartzo-diorito Rio Maria. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Desvio analítico a 2σ . (Dall'Agnol et al. 1999).

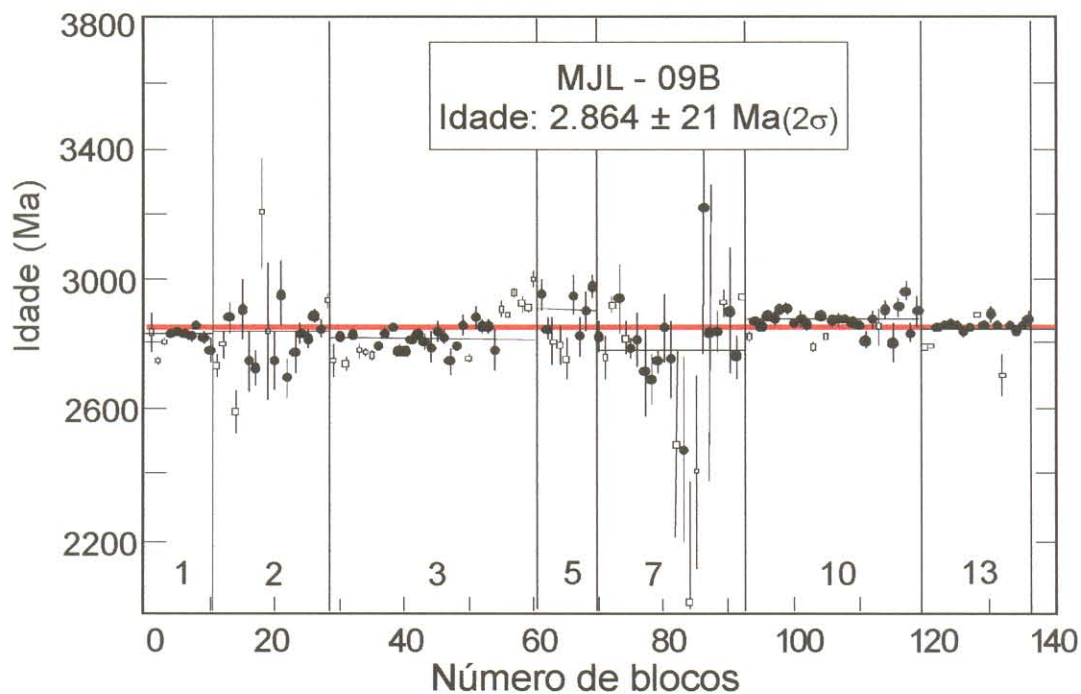


Figura 7.3 - Diagramas Idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão do Trondhjemito Água Fria. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ . (Macambira et al. 2000).

7.3.4 – Granito Xinguara

Amostras AL-60 e XN-34 – estas amostras foram coletadas em locais distintos; a AL-60 foi amostrada durante a execução deste trabalho e localiza-se a 4 km a nordeste do município de Xinguara, enquanto a XN-34 foi coletada pelo Prof. M.J.B. Macambira, durante seu doutoramento, a aproximadamente 10 km a norte de Xinguara, próximo ao ponto AL-42 (ver mapa de pontos Figura 3.1 ou Anexo 2). Trata-se de granitos de granulação média e cor róseo claro. Possuem composição leucomonzogranítica e são constituídos essencialmente por plagioclásio (25%), álcali-feldspato (38%) e quartzo (34%); biotita é o principal mineral máfico (1%). Tem-se ainda, epidoto, titanita, alanita, zircão e apatita como fases acessórias. O granito possui uma foliação pouco penetrativa e macroscopicamente aparenta ser pouco deformado. No entanto, no exame microscópico, foi possível verificar que ele foi afetado por uma deformação responsável pela recristalização dos feldspatos e do quartzo, gerando uma matriz microgranular (*textura manto e núcleo*). As amostras datadas situam-se no domínio do leucomonzogranito com moderada recristalização (cf. Figura 6.22).

A amostra **AL-60** forneceu poucos cristais de zircão e destes apenas 12 foram selecionados para análise. Os cristais 7 e 9 não emitiram Pb suficiente para análise. Os resultados obtidos para os demais cristais são mostrados na Tabela 7.4. Os cristais de zircão desta amostra são em parte similares aos descritos nas amostras do Complexo Tonalítico Caracol, no entanto, diferem do mesmo por terem tamanho um pouco menor e pela coloração castanho mais acentuada, refletindo certamente um maior grau de metamictização. Para calcular a idade dessa amostra, foram utilizadas apenas as análises dos cristais de zircão 6 e 8, sendo os demais eliminados subjetivamente do cálculo da idade. As etapas de mais alta temperatura dos zircões selecionados mostraram idade de 2.865 ± 1 Ma (Tabela 7.4).

Com o intuito de melhorar a confiabilidade da idade obtida para o Granito Xinguara foram selecionados e analisados adicionalmente 5 cristais de zircão (13 a 17, Figura 7.4) da amostra **XN-34**. O zircão 14 foi eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Os zircões 13 e 16 foram eliminados subjetivamente. As etapas de mais alta temperatura dos cristais 15 e 17 (Tabela 7.4) mostraram uma idade média de 2.866 ± 2 Ma, idade bem próxima daquela obtida para a amostra **AL-60**. Os zircões desta amostra são similares aos analisados na amostra **AL-60**, porém bem menores. O diagrama da Figura 7.4 mostra o comportamento dos zircões das duas amostras. Os zircões 6 e 8 (**AL-60**) e 15 e 17 (**XN-34**) definem uma idade média de 2.865 ± 1 Ma, a (2σ , Figura 7.4).

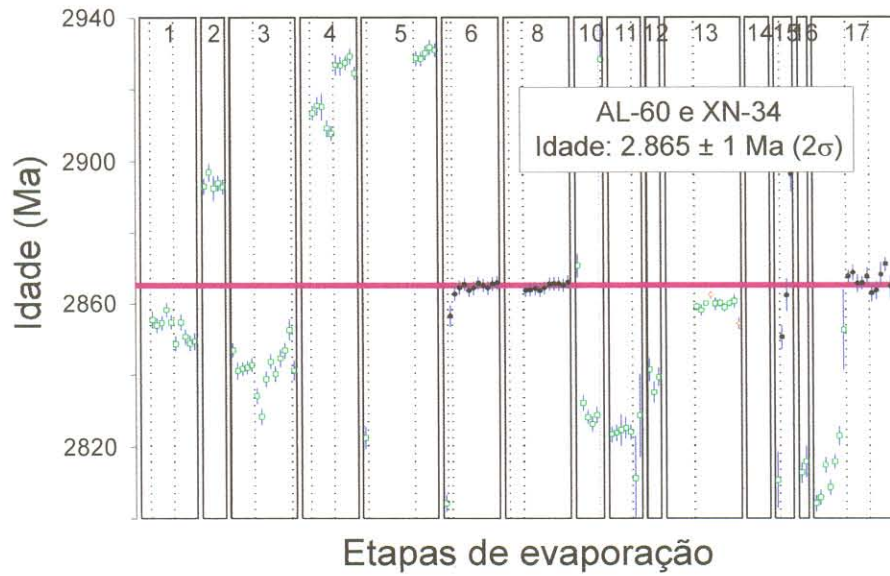


Figura 7.4 - Diagrama Idade (em Y) versus etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão do Granito Xinguara (amostras AL-60 e XN-34). Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

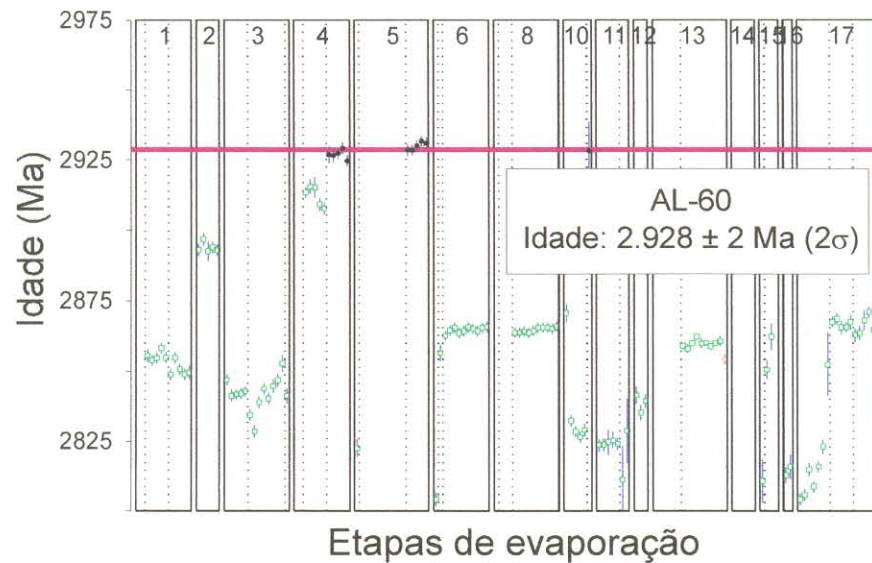


Figura 7.5 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra AL-60. Círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; Quadrado - bloco eliminado subjetivamente; Desvio analítico a 2σ .

Na amostra **AL-60**, etapas de mais alta temperatura de três zircões (4, 5 e 10) forneceram um idade bem mais antiga de **2.928 ± 2 Ma** (Figura 7.5), mostrando que estes zircões possuem uma história mais complexa, discutida adiante.

Tabela 7.4 - Resultados analíticos dos zircões das amostras AL-60 e XN-34 do Granito Xinguara.

Zircão	Temperatura de Evap (°C)	Razões Utiliz./Total	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ ±2σ	Idade (Ma)	
AL-60/1	*1450	0/34	0.000196±30	0.12590±192	0.192400±79	0.18962±65	2.739±6	
	*1500	0/86	0.0000670±5	0.123890±28	0.204390±24	0.20359±24	2.855±2	
	*1550	0/88	0.000114±10	0.106410±26	0.204320±30	0.20297±29	2.851±2	
AL-60/2	*1500	0/88	0.0001260±4	0.14192±161	0.209960±28	0.20846±28	2.894±2	
AL-60/3	*1500	0/78	0.0000260±2	0.098760±22	0.202340±26	0.20203±25	2.843±2	
	*1500	0/78	0.0000220±1	0.098340±32	0.201970±62	0.20170±63	2.840±5	
	*1550	0/18	0.0000000±0	0.09918±105	0.201820±72	0.20182±72	2.841±6	
AL-60/4	*1450	0/36	0.000152±11	0.10394±100	0.167550±40	0.16568±40	2.515±4	
	*1500	0/88	0.0000170±2	0.13078±252	0.210920±39	0.21072±41	2.911±3	
	1550	0/82	0.0000190±3	0.156540±36	0.212940±27	0.21273±27	2.927±2	
AL-60/5	*1450	0/18	0.0000660±2	0.11716±201	0.200280±79	0.19949±80	2.822±7	
	*1450	0/95	0.0000660±1	0.109660±20	0.196900±17	0.19611±17	2.794±1	
	1500	0/88	0.0000290±3	0.165000±38	0.213470±25	0.21315±25	2.930±2	
AL-60/6	*1450	0/18	0.000152±18	0.115350±74	0.199120±56	0.19730±60	2.804±5	
	1500	18/18	0.0000270±2	0.118740±73	0.204040±79	0.20372±79	2.856±6	
	1500	93/93	0.0000220±1	0.119200±18	0.204990±16	0.20473±16	2.865±1	
AL-60/8	*1450	0/16	0.0001980±6	0.044920±27	0.187160±49	0.18475±50	2.696±4	
	*1450	0/29	0.000157±13	0.04051±189	0.18955±176	0.18765±193	2.722±17	
	1500	96/96	0.0000190±1	0.007840±10	0.204960±16	0.20473±16	2.865±1	
AL-60/10	*1500	0/86	0.0000240±2	0.06268±106	0.20106±152	0.20076±153	2.833±12	
	1550	0/18	0.0000000±0	0.08715±138	0.21293±278	0.21293±278	2.928±21	
AL-60/11	*1500	0/90	0.0001770±5	0.046704±13	0.201820±28	0.19969±30	2.824±2	
	*1550	0/36	0.000143±15	0.046310±40	0.20088±233	0.19922±214	2.820±18	
AL-60/12	*1500	0/48	0.0000070±5	0.47101±150	0.201540±42	0.20149±44	2.839±4	
XN-34/13	*1105	0/0	0.0002420±3	0.265800±54	0.174440±35	0.17144±36	2.572±4	
	*1128	0/0	0.0000240±1	0.306220±71	0.204390±10	0.20411±10	2.860±1	
XN-34/14	#1092	0/0	0.001023±20	0.300260±94	0.198050±37	0.18571±59	2.705±5	
XN-34/15	*1156	0/0	0.000113±54	0.054430±79	0.19941±182	0.19806±193	2.811±16	
	1130	0/0	0.000067±15	0.20076±295	0.20524±333	0.20470±325	2.864±26	
XN-34/16	*1450	0/36	0.000276±27	0.18965±262	0.201700±57	0.19842±60	2.814±5	
XN-34/17	*1450	0/67	0.0001870±6	0.195440±89	0.200420±63	0.19819±68	2.812±6	
	1500	84/84	0.0000610±3	0.200120±55	0.205820±26	0.20503±26	2.867±2	
	1500	57/57	0.0000670±2	0.200850±70	0.205720±37	0.20492±37	2.866±3	
						348/1669	Idade média	2865±1

(*) - Etapa eliminada subjetivamente; (#) - etapa eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; (c) Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

7.4 – DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

Os dados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) apresentam, em geral, valores similares às idades fornecidas pelo método U/Pb em zircão (Köber 1987, Andsdell & Kyser 1991, Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol et al. 1999, Macambira et al. 2000). Gaudette et al. (1998) ressaltam, entretanto, que o resultado geocronológico obtido por este método, pode ser menos exato quando comparado ao método U/Pb, por não se ter uma referência como a curva concórdia. Portanto, a rigor, as

idades Pb-Pb em zircão devem ser consideradas como “idades mínimas” de cristalização dos zircões analisados. Por outro lado, na região de Rio Maria e em outras áreas do Cráton Amazônico, sistematicamente as idades obtidas pelo método U/Pb em zircão (Machado et al. 1991, Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994), se superpõem com os valores fornecidos quando se utiliza o método de evaporação de Pb em zircão. Inclusive estas últimas idades tem reproduzido as idades obtidas por métodos teoricamente mais precisos como o SHRIMP (Macambira et. al. 2000, Lafon et al. 2000). Desta forma, acredita-se que as idades obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão podem ser perfeitamente interpretadas como indicativas das idade de cristalização do zircão.

As idades obtidas pelo método U/Pb em zircões em rochas ígneas, que sofreram deformação e metamorfismo são interpretadas por Page & Bell (1985) e Evans & Fischer (1986) como idade de cristalização do protólito ígneo destas rochas, desde que o zircão seja de origem magmática. Neste caso, as idade obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão também podem ter a mesma interpretação. Paquette et al. (1994) admitem que, até o momento, perturbações significativas do sistema isotópico U-Pb de porções internas de cristais de zircão têm sido reconhecidas apenas em cristais que foram submetidos a metamorfismo de fácies granulito, hidrotermalismo ou intensa metamictização.

Com base nas informações acima, pode-se considerar que os dados geocronológicos obtidos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, correspondem às idades de cristalização dos zircões analisados e, conseqüentemente, excetuando o caso de possíveis zircões herdados ou xenocristais, às idades de colocação das rochas que os contém. As idades obtidas para as rochas granitóides da região de Xinguara estão sumarizadas na Tabela 7.5. Estes dados são coerentes em linhas gerais com as relações estratigráficas e feições estruturais observadas.

Tabela 7.5 - Síntese das idades de rochas granitóides da região de Xinguara.

Amostra	Unidade	Nº de grãos	Idade (Ma)
AL-216	Complexo Tonalítico Caracol	5	2.948 ± 5
AL-163	Complexo Tonalítico Caracol	4	2.936 ± 3
AL-210C	Complexo Tonalítico Caracol	7	2.924 ± 2
AL-214	Quartzo-diorito Rio Maria	5	2.878 ± 4
MJL-09B	Trondhjemitó Águas Frias	7	2.864 ± 21
AL-60 + NX-34	Granito Xinguara	4	2.865 ± 1
AL-60	Granito Xinguara	3	2.928 ± 2

Todos os zircões analisados nas amostras do Complexo Tonalítico Caracol foram considerados como de origem magmática e as idades obtidas seriam, seguindo o raciocínio exposto acima, consideradas como idades de cristalização e, conseqüentemente de colocação das rochas que os contém. Entretanto, idades obtidas nos diferentes domínios do Complexo Tonalítico Caracol {**2.948 ± 5 Ma** (AL-216), **2.936 ± 3 Ma** (AL-163) e **2.924 ± 2 Ma** (AL-210C)}, mostram diferenças expressivas, pois se superpõem, mesmo considerando os erros analíticos que são muito baixos. Isto não é facilmente explicável pois não se dispõe de evidências conclusivas que justifiquem a separação destas rochas. Uma hipótese plausível seria a de que este tonalito foi formado por intrusões que se sucederam em um tempo relativamente curto (2.950 a 2920 Ma), mas com diferenças ainda detectáveis pela método utilizado. Neste caso, o Complexo Tonalítico Caracol corresponderia na realidade a diversas estruturas dômicas, não rigorosamente sincrônicas, que posteriormente seriam afetadas por deformação coaxial e justapostas. A outra hipótese seria admitir que as idades obtidas em uma ou mais das amostras datadas não correspondam rigorosamente às idades de cristalização, sendo de fato idades de cristalização, sendo de fato idades mínimas, muito próximas da idades de cristalização. Não se pode afastar inteiramente esta possibilidade, porque poderia haver algum efeito de metamictização nos cristais analisados.

A idade obtida para a amostra AL-216 do Complexo Tonalítico Caracol se superpõe dentro do erro analítico com a idade de cristalização e colocação obtida para o Tonalito Arco Verde na região de Vila Marajoara (**2.957 ± 25 Ma**, U/Pb em zircão, Macambira 1992). Ela é um pouco inferior a idade dos gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu na região de São Félix do Xingu (**2.972 ± 16 Ma**, Avelar 1996, Avelar et al. 1999). Isto sugere que a cristalização e colocação do Complexo Tonalítico Caracol na região de Xinguara foi concomitante com a do Tonalito Arco Verde e, que a colocação dos granitóides TTG na região de São Félix do Xingu poderia ter se dado um pouco mais cedo. Por fim, vale ressaltar que estas idades ratificam a existência de um intenso magmatismo TTG Arqueano no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria no período de 2,97 a 2,92 Ga, conforme já assumido por Machado et al. 1991, Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Althoff 1996, Dall'Agnol et al. 1997, Althoff et al. 2000).

Se for admitido que a idade obtida para a amostra AL-163 de **2.936 ± 3 Ma**, corresponde a de cristalização e colocação do Complexo Tonalítico Caracol no domínio noroeste da área isto traz algumas complicações. A deformação imposta a esta rocha foi processada depois de sua completa cristalização e a instalação da zona de cisalhamento foi

anterior a colocação do Granito Xinguara, como discutido no capítulo anterior. Sendo assim, pode-se inferir que a instalação das referidas zonas deu-se no intervalo de tempo entre a **2.936 Ma** e **2.865 Ma** (idade de cristalização e colocação do Granito Xinguara).

O Granodiorito Rio Maria possui idade de cristalização e colocação de **2.874 +9/-10 Ma** (U/Pb em zircão, Macambira 1992). Esta idade foi posteriormente confirmada por Pimentel & Machado (1994, **2.872 ± 5 Ma** U/Pb em zircão e titanitas). Na área em questão, Dall'Agnol et al. (1999) obtiveram para o quartzo-diorito associado ao Granodiorito Rio Maria o qual mostrou uma idade Pb/Pb em zircão de **2.878 ± 4 Ma**, considerada por estes autores como de cristalização e colocação desta rocha. Vale salientar que a idade obtida por eles é similar as demais obtidas para o Granodiorito, o que confirma que o quartzo-diorito e o Granodiorito Rio Maria são contemporâneos. como discutido no capítulo anterior

O Trondhjemito Água Fria mostrou idade de cristalização e colocação de **2.864 ± 21 Ma** (M.J.B. Macambira comun. oral), idade esta similar a obtida para a cristalização e colocação do Granito Xinguara de **2.865 ± 1 Ma**. Estas idades são perfeitamente compatíveis com as relações de campo, discutidas do capítulo anterior, que indicam que estas rochas são contemporâneas e intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol. É importante ressaltar que, num intervalo de tempo muito curto de cerca de no máximo 15 Ma, a região de Rio Maria foi palco da colocação do Granodiorito Rio Maria seguida de um magma trondhjemítico e de um granítico contemporâneo.

A idade do Trondhjemito Água Fria é similar as idades U/Pb obtidas por Pimentel & Machado (1994) para o Trondhjemito Mogno e o Tonalito Parazônia de **2.871 Ma** e **2.858 Ma**, respectivamente. A idade do Granito Xinguara também é similar às obtidas para o Granito Mata Surrão (**2.872 ± 10 Ma**, Pb-Pb em rocha total, Rodrigues et al. 1992; **2.871 ± 7 Ma**, Pb-Pb em zircão, Althoff et al. 1998, 2000). A semelhança de idades entre os Granitos Mata Surrão e Xinguara sugere que ambos se relacionam a um mesmo evento regional.

A idade de **2.928 ± 2 Ma**, encontrada em alguns zircões da amostra **AL-60** do Granito Xinguara, é bem próxima da obtida para o Complexo Tonalítico Caracol no domínio noroeste da área (AL-210C), o que nos leva a concluir que se trata de uma idade de zircões herdados. Sendo assim, isto fortalece a hipótese de que o Complexo Tonalítico Caracol seja a fonte dos magmas que originaram o Granito Xinguara.

7.5 – QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA REGIÃO DE XINGUARA

A partir da integração dos dados geológicos, estruturais e geocronológicos foi possível consolidar uma proposta de estratigrafia para a região de Xinguara (Figura 7.6). Nesta, os granitóides estudados estão limitados a norte pelo *Greenstone Belt* de Sapucaia (Oliveira 1993, 1994, Oliveira et al. 1995) e a sul pelo *Greenstone Belt* de Identidade (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1995, 1996, Souza et al. 1997, Souza et al. no prelo). Enclaves e até mega-enclaves de *greenstone belts* são encontrados no Complexo Tonalítico Caracol, indicando que a colocação do tonalito foi posterior à formação dos *greenstone belts*. O Complexo Tonalítico Caracol é o granitóide Arqueano mais antigo da região de Xinguara, pois é cortado pelos demais granitóides. Ele mostrou idades que variam de **2.924 ± 2 a 2.948 ± 5 Ma**.

Seguiu-se um período de cerca de 50 Ma sem registro de formação de rochas, quando se deu a intrusão do Granodiorito Rio Maria. Huhn et al. (1988) e Souza (1994) relatam a presença de enclaves de *greenstone belt* no granodiorito, bem como evidências de metamorfismo de contato nos *greenstone belts* causados pela intrusão do Granodiorito Rio Maria. Os dados geocronológicos obtidos para esta unidade por diferentes métodos (**2.874 +9/-10 Ma**, U/Pb em zircão, Macambira 1992; **2.872 ± 5 Ma** U/Pb em titanitas, Pimentel & Machado 1994; **2.878 ± 4 Ma**, Pb/Pb em zircão, Dall'Agnol et al. 1999) atestam que a sua formação foi efetivamente posterior àqueles dos *greenstone belts* e do Complexo Tonalítico Caracol.

A cerca de **10-12 Ma** após a formação do Granodiorito Rio Maria, houve a colocação do Trondhjemitó Águas Frias e do Granito Xinguara. Estes últimos são intrusivos nos *greenstone belts*, no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria, como atestam as relações de campo. Enclaves destas unidades são encontrados com certa frequência dentro do Trondhjemitó Águas Frias e do Granito Xinguara. Os dados geocronológicos obtidos para estas duas unidades de (**2.864 ± 21 Ma** para o Trondhjemitó Águas Frias, Macambira et al. 2000; **2.865 ± 1 Ma** para o Granito Xinguara, dado deste trabalho) vieram confirmar a relação de contemporaneidade entre estas duas unidades, já evidenciada pelos dados estruturais. Estas idades são coerentes, igualmente, com as relações estratigráficas observadas entre os vários granitóides.

Finalmente, decorridos aproximadamente um bilhão de anos, já no final do Paleoproterozóico, houve a intrusão de corpos graníticos anorogênicos, que na região de Xinguara são representados pelo Granito Manda Saia. Diques máficos e félsicos, provavelmente contemporâneos deste magmatismo granítico (Rivalenti et al. 1998, Silva Jr. 1996, Silva Jr. et al. 1999) cortam todas as unidades anteriormente citadas.

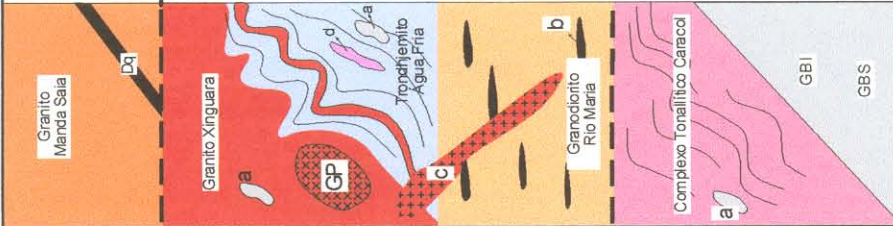
	Paleoproterozóico	<p>Granito Manda Sala: composição leucomonzogranítica com biotita, estrutura maciça, textura granular hipidiomórfica, localmente rapakivi. Dq: Diques básicos e ácidos.</p>
<p>Granito Xinguara: leucomonzogranito com biotita e epidoto. Foliação e bandamento de fluxo magmático, xistoidade estrutura isotrópica. Abundantes enclaves do Complexo Tonalítico Caracol, <i>greenstone belts</i>, Granodiorito Rio Maria e de rochas micáceas. Granitos Pegmatóides na forma de pequenos corpos e diques (GP) e, ainda, veios de leucosienogranitos; ambos cortam o Complexo Tonalítico Caracol e o leucomonzogranito Xinguara. Ocorrência de granodiorito médio (c) com estrutura isotrópica cortando o Granodiorito Rio Maria.</p>	2.865 ± 1 Ma (1)	<p>Granito Xinguara: leucomonzogranito com biotita e epidoto. Foliação e bandamento de fluxo magmático, xistoidade estrutura isotrópica. Abundantes enclaves do Complexo Tonalítico Caracol, <i>greenstone belts</i>, Granodiorito Rio Maria e de rochas micáceas. Granitos Pegmatóides na forma de pequenos corpos e diques (GP) e, ainda, veios de leucosienogranitos; ambos cortam o Complexo Tonalítico Caracol e o leucomonzogranito Xinguara. Ocorrência de granodiorito médio (c) com estrutura isotrópica cortando o Granodiorito Rio Maria.</p>
<p>Trondhjemito Água Fria: granitóide composição trondhjemítica-granodiorítica com biotita e epidoto, bandamento composicional regular e enclaves do Complexo Tonalítico Caracol (d) sob forma de <i>boudins</i> e de <i>greenstone belts</i> (a). Veios do monzogranito Xinguara colocados paralelamente ao bandamento, ambos dobrados.</p>	2.864 ± 21 Ma (3)	<p>Trondhjemito Água Fria: granitóide composição trondhjemítica-granodiorítica com biotita e epidoto, bandamento composicional regular e enclaves do Complexo Tonalítico Caracol (d) sob forma de <i>boudins</i> e de <i>greenstone belts</i> (a). Veios do monzogranito Xinguara colocados paralelamente ao bandamento, ambos dobrados.</p>
<p>Granodiorito Rio Maria: granitóide de granodioritos a quartzodiorito com anfibólio e biotita. Abundantes enclaves máficos (b), marcadores da foliação. Foliação magmática e xistoidade; localmente zona de cisalhamento. É cortado por um dique de granodiorito isotrópico associado ao Granito Xinguara.</p>	2.878 ± 4 Ma (2)	<p>Granodiorito Rio Maria: granitóide de granodioritos a quartzodiorito com anfibólio e biotita. Abundantes enclaves máficos (b), marcadores da foliação. Foliação magmática e xistoidade; localmente zona de cisalhamento. É cortado por um dique de granodiorito isotrópico associado ao Granito Xinguara.</p>
<p>Complexo Tonalítico Caracol: granitóides de composição tonalítica-trondhjemítica com biotita e epidoto, bandamento composicional regular, localmente foliação milonítica.</p>	2.924 ± 2 Ma (1) 2.936 ± 3 Ma (1) 2.948 ± 5 Ma (1)	<p>Complexo Tonalítico Caracol: granitóides de composição tonalítica-trondhjemítica com biotita e epidoto, bandamento composicional regular, localmente foliação milonítica.</p>
<p>Greenstone Belts do Supergrupo Andorinhas: GBI - Greenstone Belt de Identidade; GBS - <i>Greenstone Belt</i> de Sapucaia; a - enclaves metabásicos</p>	> 2.948 ± 5 Ma	<p>Greenstone Belts do Supergrupo Andorinhas: GBI - Greenstone Belt de Identidade; GBS - <i>Greenstone Belt</i> de Sapucaia; a - enclaves metabásicos</p>

Figura 7.6 - Quadro estratigráfico da região de Xinguara. Dados geocronológicos; (1) Dados obtidos neste trabalho, (2) Dall'Agnol et al. (1999), (3) Dado inédito de M.J.B. Macambira.

CAPÍTULO 8

8 - GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE XINGUARA

8.1 – INTRODUÇÃO

Foram realizadas análises químicas em amostras selecionadas com base no estudo petrográfico, levando-se em conta, também, a distribuição das amostras na área mapeada e a representatividade dos diversos granitóides arqueanos identificados na região de Xinguara: Complexo Tonalítico Caracol, Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitóide Água Fria, Granito Xinguara, leucogranitóides associados ao Granito Xinguara e enclaves presentes no Trondhjemitóide Água Fria e Granito Xinguara. Foram realizadas 69 análises em rocha total para elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO e P_2O_5) nos laboratórios da Companhia ALBRÁS (41 análises) e LAKEFIELD GEOSOL (28 análises); todas as determinações de FeO e parte daquelas de perda ao fogo (41 análises) foram obtidas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA. Em 41 amostras os elementos-traço Rb, Sr, Zr, Nb e Y foram dosados no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Centro de Geociências da UFPA; as 27 análises restantes para estes elementos, incluindo Ba, Th, Ga e V (em parte das amostras), e as 35 análises de elementos terras raras foram efetuadas no Laboratório LAKEFIELD GEOSOL. Os métodos analíticos empregados são discutidos no item referente à metodologia (Capítulo 3).

Os resultados das análises químicas de rocha total em amostras das diversas unidades estudadas estão listadas nas tabelas do Anexo 8, segundo valores crescentes de sílica dentro de cada unidade geológica.

A seguir serão discutidos os dados geoquímicos das unidades estudadas, seguindo a ordem estratigráfica. Para o Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemitóide Água Fria e para o Granito Xinguara, serão apresentados ainda, os resultados de testes de modelamento geoquímico para elementos maiores e terras raras efetuados com o intuito de aprofundar a discussão sobre a petrogênese dos seus magmas. Vale ressaltar que as unidades acima citadas serão tratadas com maior detalhe, por constituírem o objetivo principal do presente trabalho. O Granodiorito Rio Maria será discutido de modo menos aprofundado.

8.2 – COMPLEXO TONALÍTICO CARACOL

Foram realizadas análises químicas para elementos maiores, menores e traços em 12 amostras representativas do Complexo Tonalítico Caracol, levando-se em conta os seus três

domínios estruturais, discutidos nos dois capítulos anteriores. As análises foram assim distribuídas: cinco amostras do domínio noroeste (AL-208, AL-210, AL59, ALF-253A e ALF-264), três amostras do domínio sul (AL-216, AL-26A, AL-03A) e quatro do domínio sudoeste (AL-54A, AL-163, ALF-237A, ALF-239A). Além destas, foram analisadas também oito amostras de enclaves granitóides, contidos no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara, os quais, por suas características de campo, petrográficas e geoquímicas foram correlacionados ao Complexo Tonalítico Caracol.

8.2.1 – Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica

As amostras do Complexo Tonalítico Caracol mostraram uma ampla variação do seus teores de sílica: $64,4\% < \text{SiO}_2 < 71,50\%$. O Complexo Tonalítico Caracol mostra tipicamente baixos teores dos óxidos contidos em minerais ferromagnesianos ($2,85\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 6,37\%$) e altos de Al_2O_3 ($14,86\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17,4\%$). Usando a sílica como índice de diferenciação em diagramas de Harker (Figura 8.1), nota-se que nas amostras dos diferentes domínios do Complexo Tonalítico Caracol um decréscimo pronunciado dos teores de Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO e CaO com o aumento de SiO_2 , o que se traduz numa correlação negativa destes elementos em relação à sílica. O Na_2O , no geral, mantém-se constante, enquanto o K_2O decresce até 69% de SiO_2 , havendo em seguida um leve aumento. Estas relações são melhor visualizadas no diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Figura 8.1h). Tomando-se como base os domínios estruturais, verifica-se que as amostras do Complexo Tonalítico Caracol dos domínios noroeste e sudoeste possuem teores de SiO_2 variáveis em todo o intervalo, enquanto nas amostras do domínio sul estes teores estão restritos a um intervalo entre 70 e 71%.

No geral a grande maioria dos enclaves mostram um comportamento para os elementos maiores e menores similar ao descrito para o Complexo Tonalítico Caracol. O enclave AL-65B, contido no Granito Xinguara, destoa nitidamente dos demais, tendo sido a amostra que mostrou valores mais elevados de elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 = 9,67$), CaO e K_2O e mais baixos de Al_2O_3 e Na_2O , quando comparado com os demais enclaves e com o próprio Complexo Tonalítico Caracol. Valores próximos a estes foram encontrados apenas em amostras do Granodiorito Rio Maria (cf. item 8.3). A amostra AL-60B também apresenta conteúdos comparativamente elevados de K_2O e, em menor medida, MgO , porém o seu contraste geoquímico com o conjunto dominante é menos acentuado. A amostra AL-186A que corresponde a um enclave de composição quartzo-monzodiorítica apesar de mostrar teores mais elevados de Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , K_2O e TiO_2 e mais baixos de CaO do que as

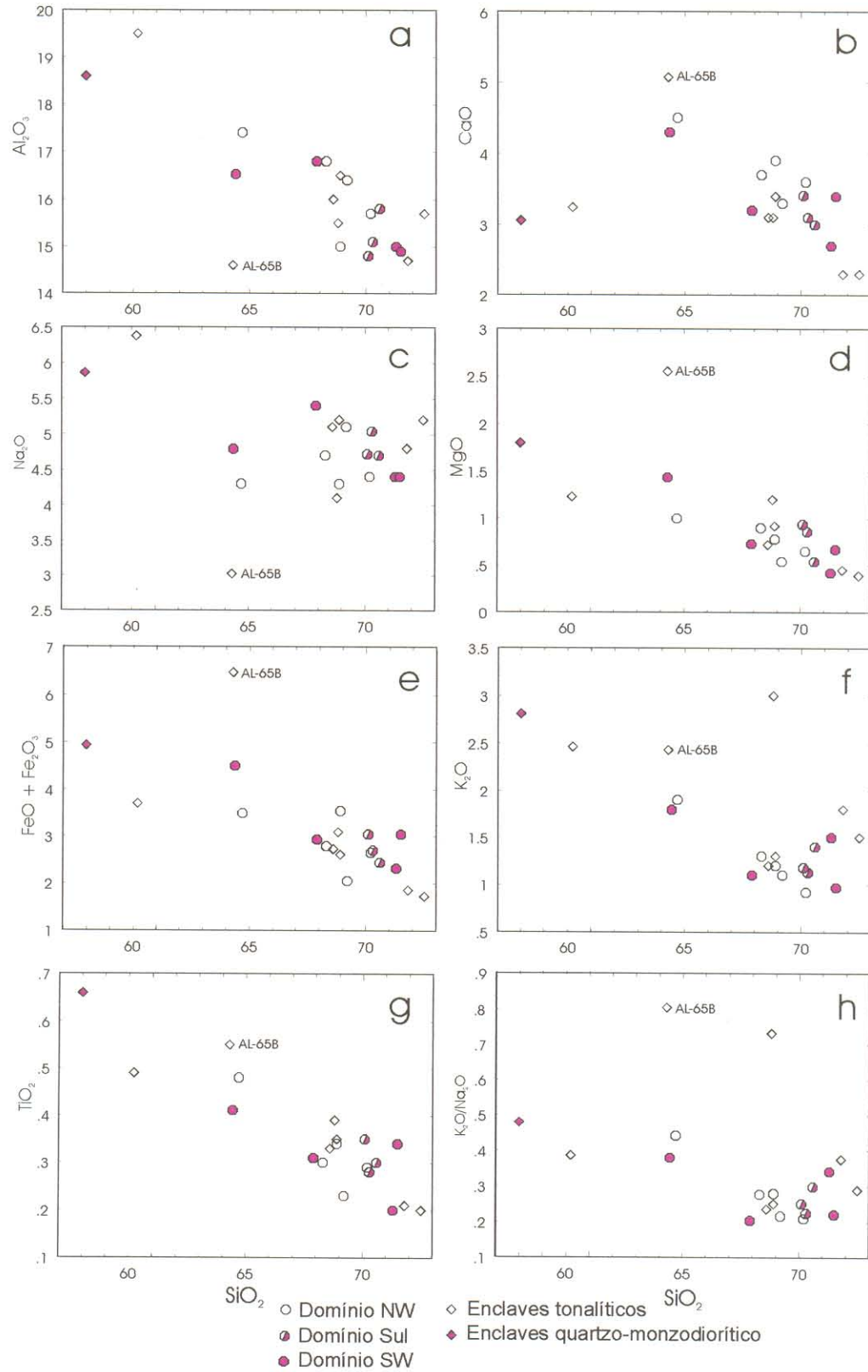


Figura 8.1 - Diagramas de Harker para os óxidos de elementos maiores e menores do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara. Óxidos em % em peso.

amostras do Complexo Tonalítico Caracol, alinha-se perfeitamente ao *trend* definido por estas amostras e possui ainda, um comportamento geoquímico bem próximo ao enclave trondhjemitico AL-2A.

No diagrama normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) (Figura 8.2a) foram plotadas as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves granitóides contidos no Granito Xinguara e no Trondhjemito Água Fria. A quase totalidade das amostras plota nos campos correspondentes aos tonalitos e trondhjemitos, sendo que somente duas amostras de enclaves plotam no campo dos granodioritos. Esta distribuição é característica da maioria da crosta continental juvenil arqueana, a qual é formada predominantemente por associações tonalito-trondhjemito-granodiorito ou TTG (Jahn et al. 1981, Martin et al. 1983). As amostras de enclaves que plotaram no campo dos granodioritos são a AL-65B e AL-60B. Ambas ocorrem no interior do Granito Xinguara. Os demais enclaves teriam, segundo este diagrama, composições trondhjemiticas, o que coincide em parte com suas classificações modais, haja visto, que existem alguns enclaves que modalmente são tonalíticos e quartzozodioríticos.

No triângulo AFM ($A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + 0,9 * Fe_2O_3$, $M = MgO$, Figura 8.2b), as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves posicionam-se no campo das séries cálcico-alcalinas, conforme definidos por Irvine & Baragar (1971), bem como, alinham-se à extremidade mais fracionada do *trend* trondhjemitico, definido para as suítes do Proterozóico Inferior do sudoeste da Finlândia (Arth et al. 1978). No diagrama K-Na-Ca (Figura 8.2c), todas as amostras ocupam o campo dos típicos trondhjemitos arqueanos (Martin 1994, Martin et al. 1997) e alinham-se perfeitamente ao *trend* das séries trondhjemiticas arqueanas de Barker & Arth (1976) e Barker (1979). O comportamento das amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves nos diagramas da Figura 8.2, sugere uma estreita relação destes com as suítes TTG definidas por Martin (1987, 1994). Apenas as amostras dos enclaves AL-65B e AL-60B destoam do conjunto, de modo mais claro no diagrama K-Na-Ca (Figura 8.2c).

No diagrama $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ mol. vs. $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ mol. (Figura 8.3a), baseado do índice de Shand, onde os óxidos são expressos em proporção moleculares, observa-se que a maioria das amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves posicionam-se no limite dos campos metaluminoso e peraluminoso. No diagrama K_2O vs. SiO_2 (Figura 8.3b, Le Maitre et al. 1989), as amostras do Complexo Tonalítico Caracol posicionam-se predominantemente no campo das rochas de baixo K_2O , enquanto os enclaves plotam nos campos de rochas de baixo a médio K_2O .

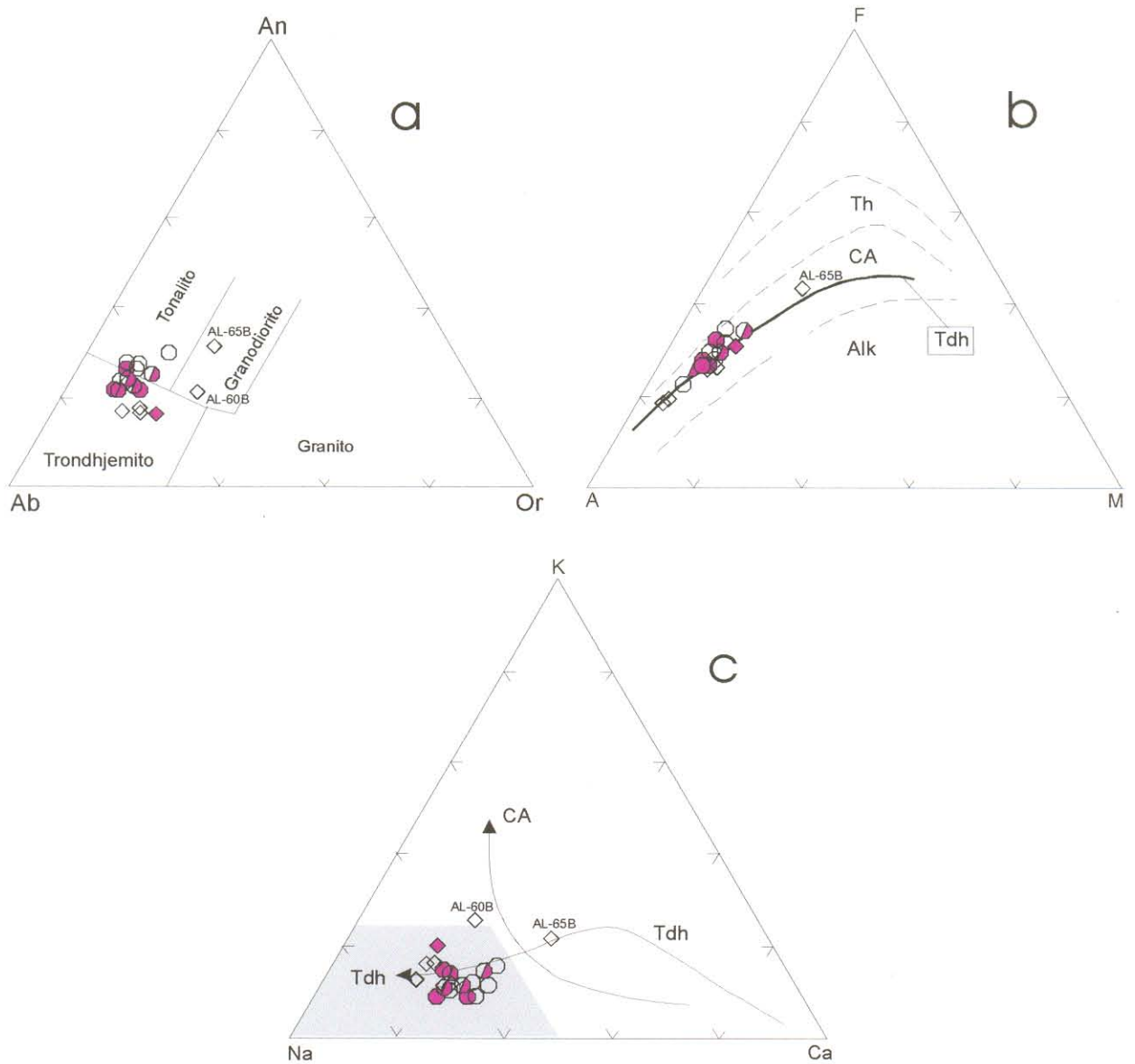


Figura 8.2 - Caracterização geoquímica do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara. (a) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965; com campos de Barker 1979). O Complexo Tonalítico Caracol e os enclaves concentram-se nos campos dos tonalitos e trondhjemitos. (b) Diagrama AFM (A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F= $\text{FeO}+0,9*\text{Fe}_2\text{O}_3$; M= MgO) mostrando o caráter cálcico-alcalino do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves. Os campos são de Irvine & Barahar (1971). Th= toleítos, CA= cálcico-alcalino, Alk= alcalino. A linha Tdh corresponde ao *trend* de diferenciação das suites trondhjemíticas do SW da Finlândia (Barker & Arth 1976). (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que o Complexo Tonalítico Caracol e os enclaves plotam no campo dos granitóides TTG típicos (Tdh) (Martin 1994) e alinham-se ao *trend* trondhjemítico (Tdh) de Barker & Arth 1976). CA= *trend* cálcico-alcalino. Símbolos conforme Figura 8.1.

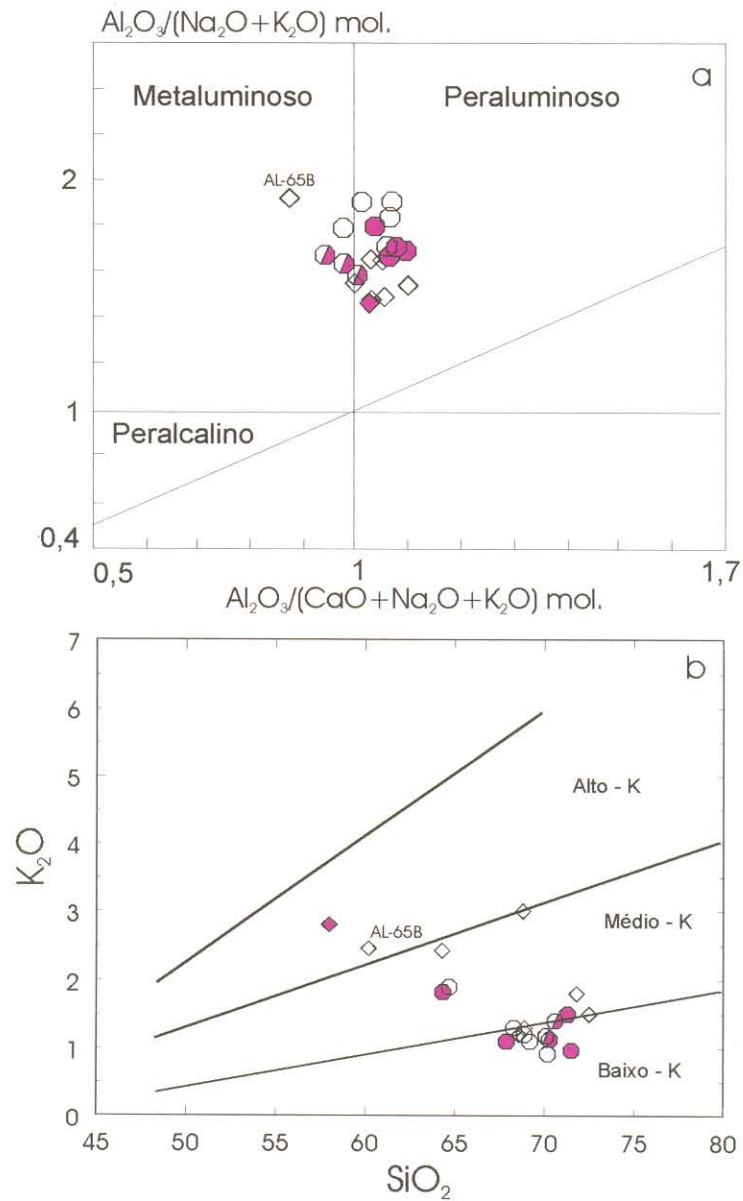


Figura 8.3 - (a) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \text{ mol.}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \text{ mol.}$, mostrando o caráter metaluminosos a peraluminoso do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves; (b) Diagrama binário K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Ewart 1979), mostrando que o Complexo Tonalítico Caracol plota no campos das rochas de baixo potássio. Símbolos como na Figura 8.1.

8.2.2 – Elementos-traço

O comportamento dos elementos-traço do Complexo Tonalítico Caracol nos diagramas de Harker (Figura 8.4) é, de modo geral, muito irregular, com variações muito acentuadas dos conteúdos de diversos elementos em amostras com teores semelhantes de SiO_2 . Apesar disto, constata-se que Rb, Y e as razões Rb/Sr tendem a decrescer paralelamente ao aumento de SiO_2 (Figuras 8.4a, c, g); indicando que os dois primeiros se comportaram de modo compatível. Zr e a razão Sr/Ba não mostram variações acentuadas com o crescimento de SiO_2 (Figuras 8.4e, h). Sr e, ainda mais, o Ba mostram variações muito grandes nas amostras com $\text{SiO}_2 > 68\%$, não definindo *trends* claros no diagrama de Harker (Figuras 8.4b, f). Apenas o Yb, sem considerar a amostra AL-163, muito rica neste elemento (cf. Tab. An. 8.1, Anexo 8), indica um *trend* de crescimento paralelo à variação de SiO_2 (Figura 8.4d), revelando seu comportamento incompatível. Este quadro não difere em sua essência daquele observado em outras associações TTG, em termos de comportamento irregular dos elementos-traço litófilos (Martin 1987, 1994, Martin et al. 1997, Althoff 1996, Althoff et al. 2000). As baixas razões Rb/Sr do Complexo Tonalítico Caracol, com valor médio de 0,15, são similares à média das razões Rb/Sr de granitóides TTG arqueanos (0,12; Martin 1985, 1994; 0,15, Condie 1993).

O diagrama Rb vs. Sr (Figura 8.5) sugere que o conjunto de amostras estudadas do Complexo Tonalítico Caracol define dois *trends* geoquímicos distintos. O primeiro *trend* ou grupo de amostras é formado predominantemente pelas amostras provenientes dos domínios noroeste e, em menor proporção do sul do Complexo Tonalítico Caracol (AL-239A, AL-26, AL-59, AL-216, ALF-253A, AL-210, ALF-264); neste *trend* há um empobrecimento acentuado e concomitante de Sr e Rb. O segundo *trend* é controlado essencialmente pelo alinhamento das amostras do domínio sudoeste do Complexo Tonalítico Caracol (AL-3A, AL-163, AL-54, AL-237A); neste grupo, o Sr praticamente se mantém constante enquanto o Rb decai consideravelmente. Embora a diferença observada entre as amostras dos domínios noroeste e sudoeste possa ser significativa, deve-se levar em conta que amostras de todos os três domínios ocorrem nos dois grupos. Além disso, as variações observadas nos grupos 1 e 2 não se dão paralelamente ao aumento ou decréscimo de SiO_2 . Por outro lado, as variações de Rb e Y em relação à SiO_2 (Figuras 8.4a, c) tendem igualmente a sugerir dois *trends* subparalelos para as amostras dos domínios noroeste e sudoeste.

Concluindo, embora tenha sido feito um esforço para extrair o máximo de informação possível do comportamento dos elementos-traço, não se pode deixar de considerar a hipótese de algumas amostras, e em particular no caso dos elementos litófilos, não representaram os conteúdos dos seus magmas originais, devido à conhecida mobilidade dos referidos elementos.

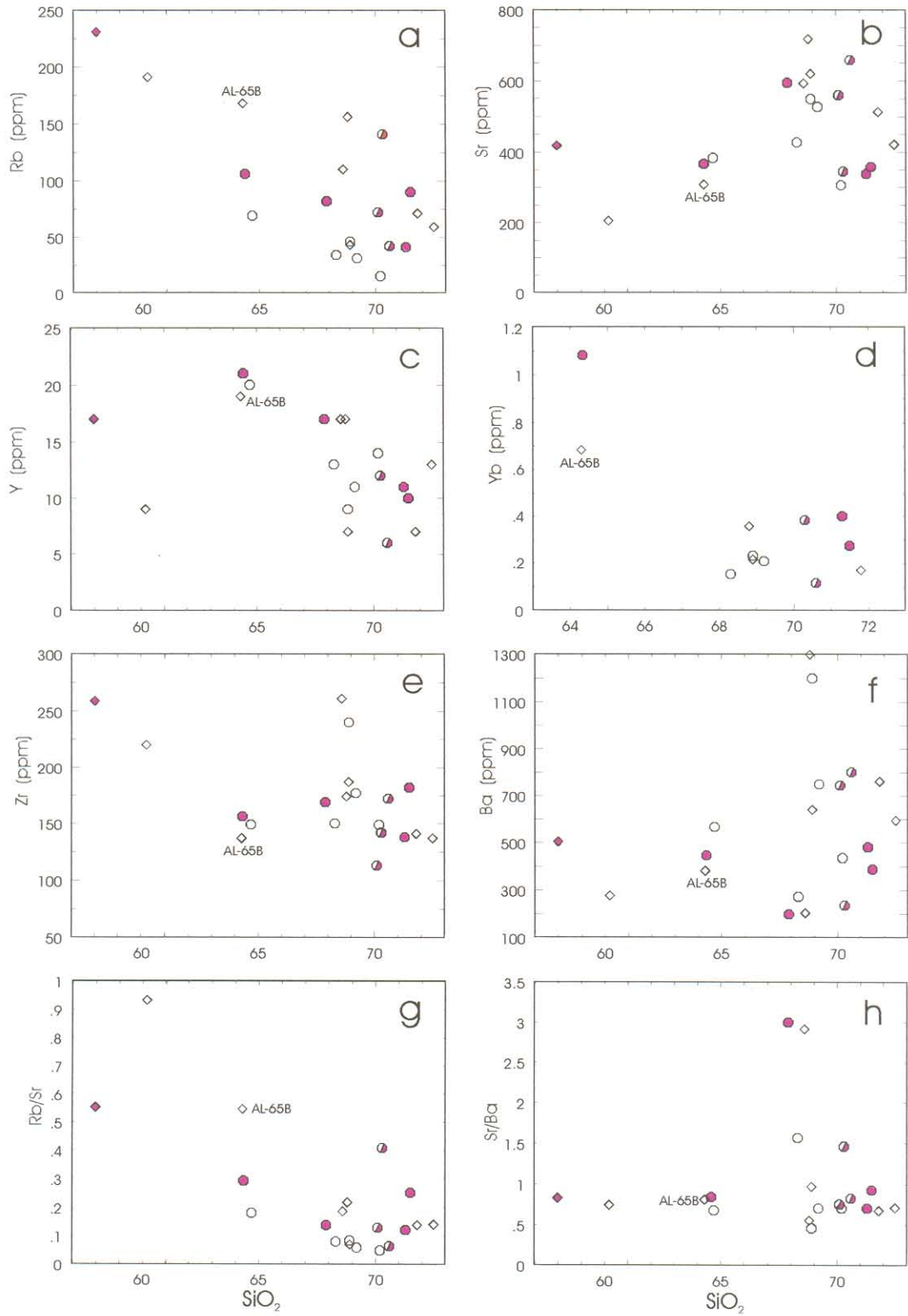


Figura 8.4 - Diagramas de Harker para os elementos-traço das amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara. SiO₂ em % em peso. Símbolos como na Figura 8.1.

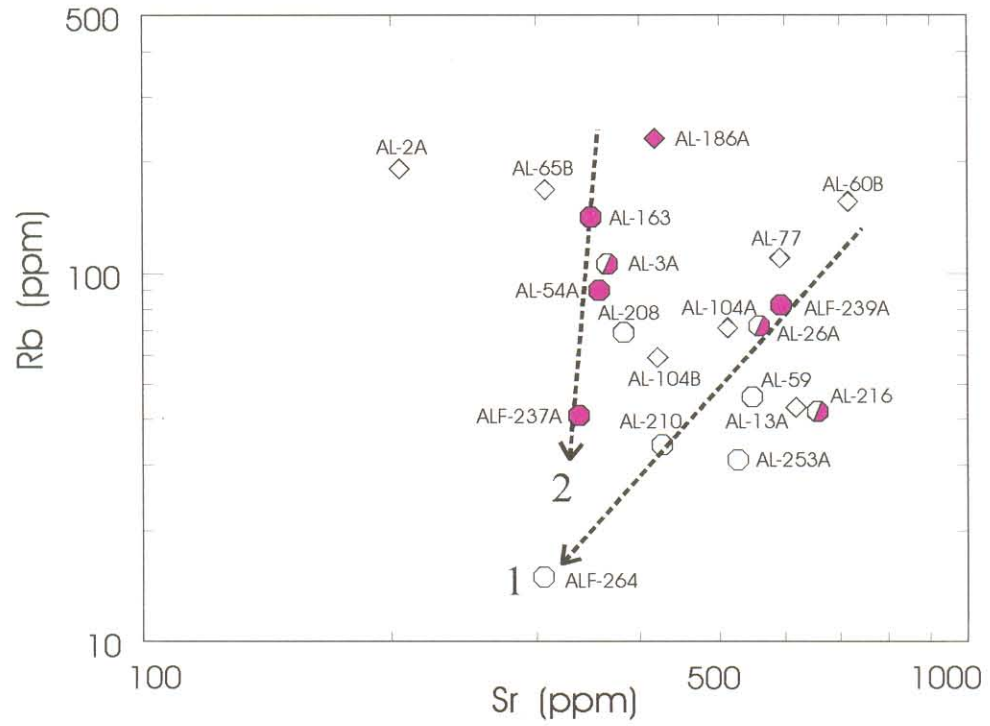


Figura 8.5 - Diagrama Rb versus Sr mostrando o comportamento diferenciado das amostras do Complexo Tonalítico Caracol. *Trend 1* - Grupo 1: amostras (ALF-239A, AL-26, AL-59, AL-216, ALF-253A, ALF-264); *trend 2* - Grupo 2: amostras (AL-3A, AL-163, AL-54, AL-237A). Símbolos como na Figura 8.1.

Neste sentido o comportamento de elementos como Y, Zr e Yb seria, por sua menor mobilidade relativa, mais confiável.

8.2.3 - Elementos terras raras

Foram realizadas oito análises para elementos terras raras em amostras do Complexo Tonalítico Caracol (três do domínio noroeste, três do sudoeste e duas do sul) e quatro de enclaves, três contidos no Granito Xinguara (AL-104A, AL-65B e AL-60B) e um no Trondhjemito Água Fria (AL-13A). Os resultados analíticos constam nas tabelas Tab. An.7.1 e Tab. An. 8.2 (Anexo 8). Os dados foram normalizados em relação aos condritos, conforme os valores de Evensen et al. (1978).

Os elementos terras raras do Complexo Tonalítico Caracol mostram dois padrões distintos (Figura 8.6), porém os mesmos não são coincidentes nem com os dois grupos de rochas nem com a procedência das amostras em termos de domínio do corpo. O primeiro tipo de padrão de terras raras é formado pela grande maioria das amostras do tonalito (Figura 8.6a) e dos enclaves (Figura 8.6b), sendo que as amostras do tonalito são provenientes dos três domínios do corpo. É caracterizado por um acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados, indicando que houve expressivo fracionamento dos elementos terras raras pesados (Figuras 8.6a, b), durante a sua formação, conforme revelam as razões $(La/Yb)_n$. Estas variam de 22,43 a 97,43; com exceção da amostra AL-59 que, por ser excepcionalmente enriquecida em terras raras leves, apresenta valor daquela razão igual a 209,02 (Tab. An. 8.1, Anexo 8). Isto demonstra que o fracionamento de fases enriquecidas em elementos terras raras leves e pesados foi de certa forma diferenciado de uma amostra para outra. No entanto, apesar do conjunto de amostras analisadas apresentar algumas diferenças, o padrão geral é mantido. Não há anomalia positiva ou negativa muito expressiva de Eu ($0,76 < Eu/Eu^* < 1,07$). O empobrecimento em elementos terras raras pesados pode ter sido causado por fracionamento isolado ou associado de granada, anfibólio e piroxênios, fases minerais que concentram notavelmente elementos terras raras pesados. Os valores das razões $(La/Yb)_n$ são similares aos encontrados nos granitóides TTG arqueanos típicos (Martin 1987, 1994, Althoff 1996, Althoff et al. 2000).

Um segundo tipo de padrão de elementos terras raras é mostrado pelas amostras AL-163, AL-03A e AL-65B, esta última um enclave contido no Granito Xinguara (Figura 8.6c). Este padrão é caracterizado pelo fracionamento menos acentuado de elementos terras raras pesados em relação aos elementos terras raras leves, o que indica um menor fracionamento relativo dos elementos terras raras pesados, conforme revelam as razões $(La/Yb)_n$ $\{7,86 <$

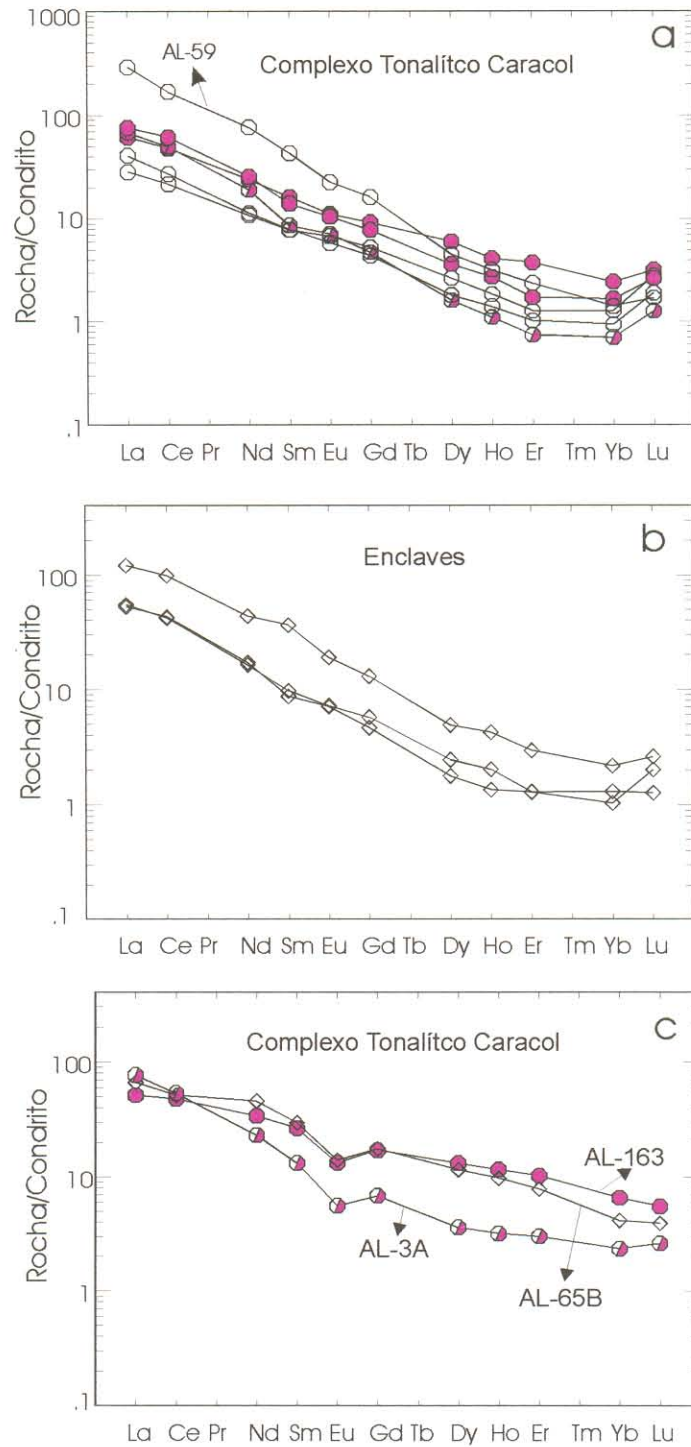


Figura 8.6 - Padrões de elementos terras raras para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e enclaves contidos no Granito Xinguara e Trondhjemito Água Fria: (a) Padrão das amostras do Complexo Tonalítico Caracol definido pelas amostras AL-59, AL-216, ALF-253A, AL-210, ALF-237A e AL-54A; (b) Padrão definido pelos enclaves AL-60B, AL-104A e AL-13A; (c) Padrão das amostras AL-3A e AL-163 e pelo enclave AL-65B. Símbolos como na Figura 8.1.

$(La/Yb)_n < 32,99$; Tab. An. 8.1 e Tab. An. 8.2; Anexo 8}. Apresentam, ainda, uma anomalia negativa mais acentuada de Eu ($0,56 < Eu/Eu^* < 0,61$) (Tab. An. 8.1 e Tab. An. 8.2, Anexo 8). Este padrão difere do anterior pela presença da anomalia negativa de Eu e pelo enriquecimento relativo em elementos terras raras pesados. A presença da anomalia negativa de Eu nestas amostras, sugere uma participação mais efetiva de feldspatos no fracionamento ou menor participação de anfibólio, cujo fracionamento concomitante com o de plagioclásio pode compensar o efeito deste na geração de anomalia negativa de Eu (Martin et al. 1997). O enriquecimento relativo em elementos terras raras pesados indica, ainda um fracionamento menos acentuado de fases enriquecidas nestes elementos, tais como anfibólio e granada, seja no resíduo de fusão, seja durante a evolução do magma.

O padrão da amostra AL-3A é ambíguo em certa medida, porque lembra aquele da amostra AL-163 pela anomalia negativa de Eu, mas diverge deste pelo maior enriquecimento em La e fracionamento interno mais acentuado de elementos terras raras leves $(La/Sm)_n = 5,82$ e $1,94$ (AL-3A e AL-163, respectivamente). Isto a aproxima das demais amostras do Complexo Tonalítico Caracol. A sua razão $(La/Yb)_n$ não é muito alta (32,99; Tab. An. 8.1, Anexo 8), mas também superpõe com as das mesmas.

No diagrama de multi-elementos, normalizado de acordo com o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985) (Figura 8.7) constatou-se igualmente um comportamento diferenciado de dois conjuntos de amostras do Complexo Tonalítico Caracol, coincidentes com aqueles visualizados com base nos padrões de elementos terras raras. O primeiro conjunto tem um padrão com inclinação regular e valores decrescentes com fortes anomalias negativas de Nd e Nb e anomalias positivas de Zr, Sr e Y (Figuras 8.7a, b). O segundo conjunto mostra também acentuadas anomalias negativas de Nb e Nd, e moderadas de Eu e Ti. Mostra, por sua vez, uma forte anomalia positiva de Rb e moderada de Zr (Figura 8.7c). De acordo com Martin et al. (1997) anomalias negativas de Nb-Ti são normalmente interpretadas como reflexo de: (i) contaminação do magma e/ou de sua fonte por componentes crustais; (ii) interação entre o magma e um peridotito empobrecido; ou (iii) eficiente fracionamento de anfibólio.

A amostra AL-3A mantém também o seu comportamento ambíguo no diagrama multi-elementos (Figura 8.7c). A presença de anomalia positiva de Rb e a ausência de anomalia de Sr o aproximam da amostra AL-163, ao passo que a pouca expressão de anomalia de Ti e a presença de anomalia positiva de Y sugerem maior afinidade com as amostras do outro conjunto.

De acordo com Martin (1993, 1994), os típicos TTG arqueanos possuem padrões de terras raras fortemente fracionados, com razões $(La/Yb)_n$ podendo chegar a 150, baixos teores

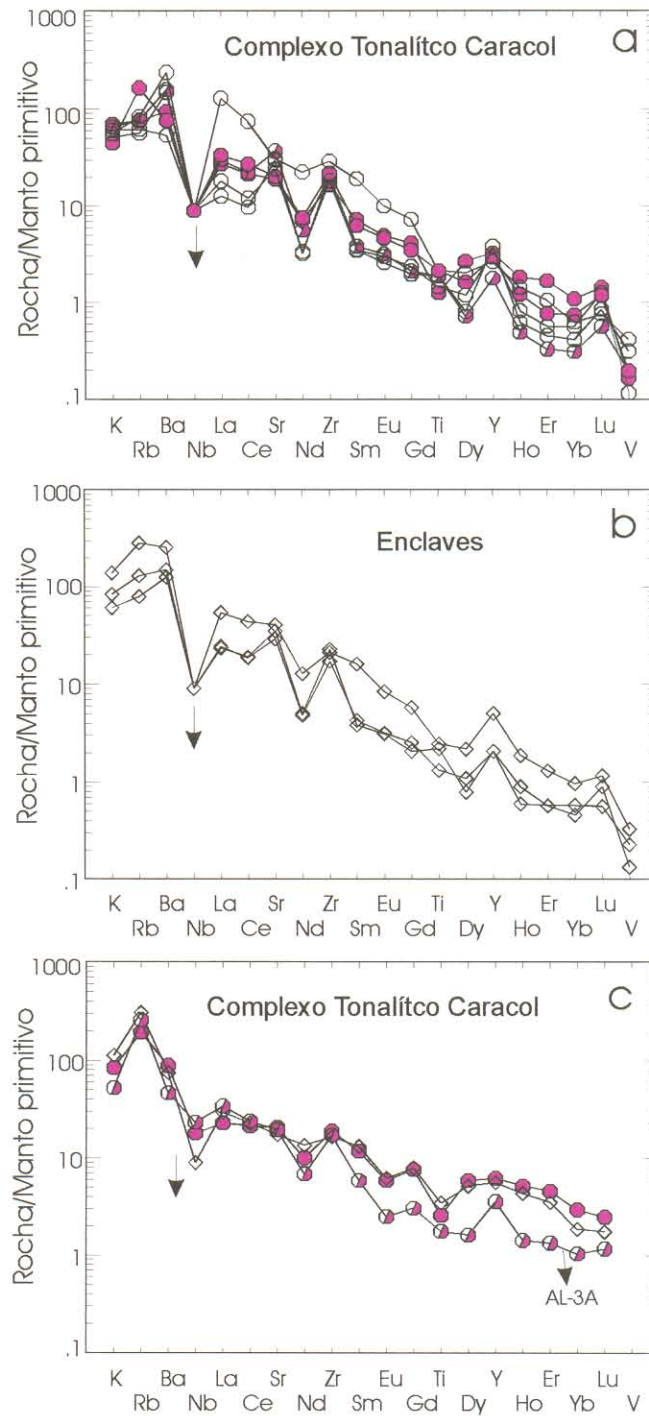


Figura 8.7 - Diagramas multi-elementos para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Tronshjemito Água Fria e no Granito Xinguara, normalizados segundo o manto primordial (Taylor & McLennan 1995). (a) Padrão do grupo 1 de amostras do Complexo Tonalítico Caracol, (b) Padrão dos enclaves, (c) Padrão do grupo 2 de amostras do Complexo Tonalítico Caracol. Símbolos como na figura 8.1. A seta indica que os valores de Nb devem ser mais baixos.

de Yb_n ($0,3 < Yb_n < 7,5$). Tais características são inteiramente observadas no primeiro conjunto de amostras do Complexo Tonalítico Caracol, bem como na maioria dos enclaves; o segundo conjunto de amostras do Complexo Tonalítico Caracol, por apresentar razões $(La/Yb)_n$ mais baixas, enriquecimento relativo em terras pesadas e uma moderada anomalia negativa de Eu, tende a assemelhar-se mais aos granitóides pós-arqueanos, que apresentam padrões moderadamente fracionados $(La/Yb)_n \leq 20$ e conteúdos relativamente elevados de Yb_n ($5 < Yb_n \leq 20$) (Martin 1993). No diagrama $(La/Yb)_n$ vs. Yb_n (Figura 8.8), verifica-se que as amostras do Complexo Tonalítico Caracol possuem um comportamento similar ao das suítes TTG. Nota-se também que podem ser traçados dois possíveis *trends* evolutivos. O primeiro reúne as amostras AL-216, AL-59 e AL-253A, duas do domínio noroeste e uma do sul, que são mais pobres em Yb e tendem a apresentar valores mais elevados das razões $(La/Yb)_n$. O segundo é formado pelas amostras AL-54A, AL-237A e AL-163, provenientes do domínio sudoeste e da AL-3A, que provém do domínio sul. Os dois grupos de amostras distinguidos no diagrama $(La/Yb)_n$ vs. Yb_n (Figura 8.8) são coerentes com aqueles indicados pelo diagrama Rb vs. Sr (Figura 8.5). Entretanto, o mesmo não se verifica em relação aos padrões de elementos terras raras (Figura 8.6) e diagramas multi-elementos (Figura 8.7) onde as amostras AL-54A e AL-237A apresentam diferenças expressivas em relação à AL-163, enquanto a amostra AL-3A se caracteriza por uma maior ambigüidade.

As diferenças geoquímicas mostradas pelas amostras do Complexo Tonalítico Caracol e as variações de grupos conforme o diagrama considerado indicam uma complexidade na origem destas rochas. O processo de diferenciação magmática não seria capaz de explicar sozinho tais diferenças, tendo em vista que mesmo rochas que possuem teores de sílica similares agrupam-se muitas vezes em *trends* geoquímicos diferentes. Estas evidências indicam que, muito provavelmente, as rochas incluídas no Complexo Tonalítico Caracol, embora muito semelhantes em suas características gerais, apresentam algumas diferenças significativas, seja nas suas fontes, seja nos processos de geração ou evolução dos líquidos magmáticos. Os contrastes geoquímicos observados serão melhor avaliados a seguir a partir do modelamento geoquímico.

8.2.4 - Modelamento geoquímico e petrogênese

8.2.4.1 – Mecanismo de diferenciação

A partir de diagramas log binários confrontando elementos incompatíveis *versus* elementos compatíveis é possível avaliar se o processo dominante na evolução do magma foi cristalização fracionada ou fusão parcial (Hanson 1978, Martin 1987, 1994, Althoff 1996, Martin

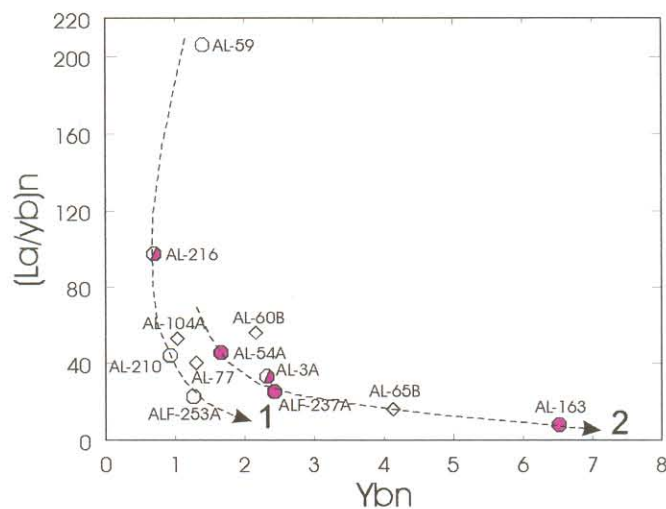


Figura 8.8 - Diagrama $(La/Yb)_n$ vs. Y_{bn} para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Granito Xinguara. 1 e 2 - Grupos 1 e 2 de amostras do Complexo Tonalítico Caracol de Símbolo como na Figura 8.1.

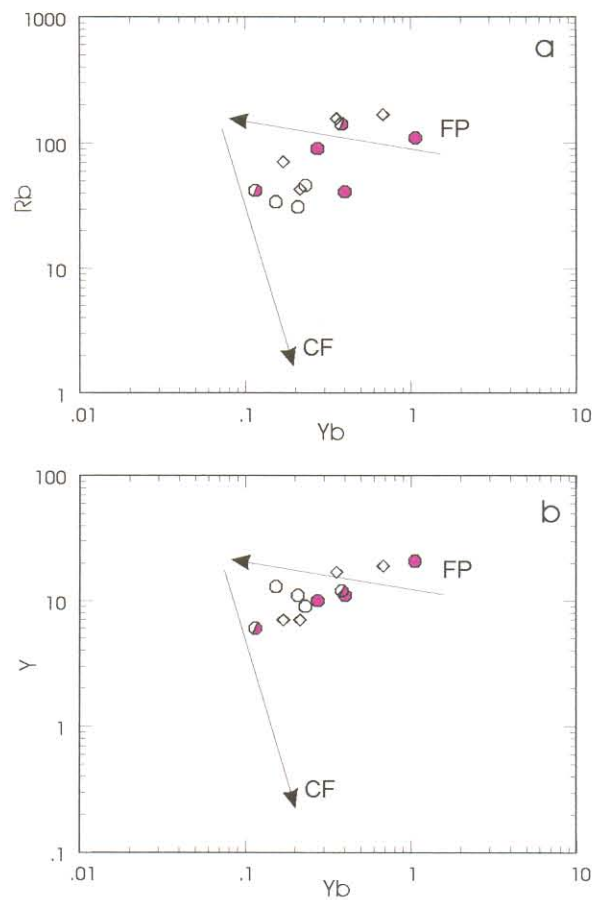


Figura 8.9 - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos compatíveis (Rb e Y) versus incompatível (Yb) para as amostras do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves contidos no Granito Xinguara. CF = cristalização fracionada e FP = fusão parcial. Símbolos como na Figura 8.1.

et al. 1997). Nestes diagramas observa-se uma curva de inclinação negativa suave se é fusão parcial, ou com forte inclinação se o processo for cristalização fracionada (Hanson 1978). Na cristalização fracionada o elemento incompatível tende a variar menos rapidamente do que o elemento compatível, cujos teores decrescem acentuadamente com a diferenciação. Durante a fusão parcial os teores dos elementos compatíveis variam muito pouco, enquanto os incompatíveis apresentam uma variação mais acentuada.

O comportamento dos elementos maiores nos diagramas de Harker (Figura 8.1) é coerente com aquele resultantes de um processo de cristalização fracionada. Nos diagramas de Harker para elementos-traço (Figura 8.4), apesar dos *trends* sugeridos serem geralmente muito subjetivos, pode-se admitir que, Rb e Y são elementos compatíveis e Yb incompatível. O fato de o Rb se comportar, conforme sugere o diagrama da Figura 8.4a, como elemento compatível surpreende, porque isto não é normal em associações TTG (Martin et al. 1997). Isto poderia, no entanto, ser explicado, admitindo-se que a biotita foi uma fase importante no fracionamento. Tal hipótese não foi confirmada no caso de um fracionamento ligado a um processo de fusão parcial, pois, conforme discutido adiante, a biotita não é uma fase presente nos resíduos de fusão, sugeridos pelos testes de modelamento. Admitindo-se um processo de cristalização fracionada, como a biotita é uma fase expressiva nas rochas estudadas e não cristalizou muito tardiamente, a hipótese de seu eventual fracionamento seria pelo menos teoricamente admissível. Na impossibilidade de utilizar o Rb como indicador do comportamento dos elementos incompatíveis, apenas o Yb aparece como uma opção razoável. Ele tem, porém, a desvantagem de não ter sido analisado em todas as amostras e ter seu comportamento muito controlado pelo fracionamento de determinadas fases acessórias, como por exemplo, o zircão. Outro aspecto contraditório é que Y e Yb são elementos que usualmente mostram comportamentos geoquímicos similares, o que não é indicado nas Figuras 8.4c, d.

As variações observadas no diagrama Rb vs. Yb (Figura 8.9a) para ambos os grupos do Complexo Tonalítico Caracol seriam em princípio, mais coerentes com o processo de fusão parcial. Este quadro se mantém no diagrama Y vs. Yb (Figura 8.9b) para os tonalitos com razões $(La/Yb)_n$ baixas, ao passo que no outro grupo o comportamento é ambíguo.

Concluindo, o comportamento pouco regular dos elementos-traço, associado com a presença no Complexo Tonalítico Caracol de rochas com assinaturas geoquímicas contrastantes, não permite uma conclusão clara a respeito do principal processo responsável pela variação geoquímica observada nas rochas desta unidade.

8.2.4.2 – Gênese do magma gerador do Complexo Tonalítico Caracol

A partir dos dois grupos de rochas do Complexo Tonalítico Caracol e dos enclaves distinguidos com base nos padrões de elementos terras raras e diagramas multi-elementos (Figuras 8.6 e 8.7), foram executados testes de modelamento geoquímico para elementos maiores e menores e elementos terras raras, procurando definir os possíveis protólitos destes dois grupos de rochas.

Vários estudos têm concluído que os magmas dos granitóides TTG foram gerados a partir da fusão de toleítos arqueanos transformados em anfibolito com granada (Martin 1987, 1994, Condie 1993, Martin et al. 1997). Martin (1993) descartou a possibilidade de rochas do manto terem sido a fonte do magma parental dos TTG. Para ele, a fusão do manto induz ao enriquecimento de Yb, quanto o oposto é observado nos granitóides TTG. Além disso, no caso de fusão do manto, mesmo com um resíduo eclogítico, o aumento da razão La/Yb é muito pequeno, sendo incapaz de fornecer os altos valores desta razão observados nos TTG. A hipótese de derivação a partir do manto foi testada no presente trabalho, mas os testes indicaram pequenos graus de fusão (< 6%) e inconsistência com os dados de elementos maiores. Isto também foi observado por Martin (1987). Martin (1993) descarta também uma fonte toléítica transformada em eclogito, pois a mesma não se adaptou aos dados de elementos maiores de Martin (1987), além do fato de rochas de alta pressão serem totalmente desconhecidas no Arqueano.

No presente trabalho, testou-se a hipótese de Martin (1993), admitindo-se como fonte toleítos arqueanos transformados em anfibolito com granada. Para tanto, utilizou-se como fontes as composições médias de: (i) metabasaltos associados ao *Greenstone Belt* de Identidade (Souza & Dall’Agnol 1996), que ocorre imediatamente a sul da região estudada; (ii) toleítos arqueanos (Martin 1987); e (iii) toleítos arqueanos enriquecidos (Condie 1993).

Para o balanço de massa de elementos maiores e menores usou-se o programa XLFRAC (Storner Jr. & Nicolls 1978). Para os elementos terras raras, aplicou-se a equação de fusão parcial em equilíbrio (Shaw 1970) e o programa TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França). As composições químicas dos minerais e os coeficientes de partição usados na modelagem por fusão parcial encontram-se nas tabelas do Anexo 9 (Tab. An. 9.1 e Tab. An. 9.2).

Para o primeiro grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol, utilizou-se a amostra menos diferenciada (AL-208) como líquido inicial. Os resultados obtidos a partir do programa XLFRAC para os elementos maiores e menores mostrou bons ajustes para as três fontes escolhidas (Tabela 8.1). Existe a possibilidade de obtenção de líquido inicial (AL-208) a partir

Tabela 8.1 - Resultados obtidos na modelagem geoquímica de fusão parcial de rochas toleíticas como fontes do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(La/Yb)_n$ (TA: média dos Toleitos Arqueanos; TAE: médias dos Toleitos Arqueanos Enriquecidos e MBI: média dos Meta-basaltos de Identidade).

Wt(%)	Fontes			Magma Calculado			Tonalito Caracol
	TA Martin (1987)	TAE Condie (1993)	MBI Souza (1994)	TA F=25-30% $\Sigma\Delta^2=0,05$	TAE F= 25% $\Sigma\Delta^2= 0,02$	MBI F=10-15% $\Sigma\Delta^2=0,03$	AL-208
SiO ₂	51,41	50,77	48,93	66,09	65,96	65,97	65,93
Al ₂ O ₃	14,63	15,59	15,61	17,77	17,82	17,83	17,81
Fe ₂ O _{3t}	12,56	12,61	13,05	3,84	3,83	3,82	3,79
MgO	7,07	6,97	7,97	1,04	1,03	1,04	1,02
CaO	10,16	9,03	11,59	4,60	4,63	4,62	4,61
Na ₂ O	2,48	2,77	1,79	4,44	4,49	4,47	4,40
K ₂ O	0,37	0,72	0,24	1,75	1,85	1,79	1,95
TiO ₂	1,32	1,54	0,81	0,51	0,50	0,51	0,49
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Composição do Resíduo (%)							
Hornblenda				17,39	47,42	20,24	
Granada				32,55	22,27	31,87	
Clinopiroxênio				25,78	7,61	22,56	
Ortopiroxênio				4,19	-	4,47	
Plagioclásio				18,02 ¹	20,66 ²	20,23 ³	
Ilmenita				2,08	2,04	0,63	

Plagioclásio: 1 – An30, 2 – An50, 3 – An60

Tabela 8.2 - Resultados obtidos na modelagem geoquímica de fusão parcial de rochas toleíticas como fontes do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões $(La/Yb)_n$ (TA: Média dos Toleitos Arqueanos; TAE: médias dos Toleitos Arqueanos Enriquecidos e MBI: média dos Metabasaltos de Identidade).

Wt(%)	Fontes			Magma Calculado			Tonalito Caracol
	TA Martin (1987)	TAE Condie (1993)	MBI Souza (1994)	TA F=25% $\Sigma\Delta^2=0,63$	TAE F= 25% $\Sigma\Delta^2=0,28$	MBI F=10% $\Sigma\Delta^2=1,39$	AL-163
SiO ₂	51,41	50,77	48,93	65,76	65,66	65,88	65,52
Al ₂ O ₃	14,63	15,59	15,61	17,00	16,93	17,15	16,78
Fe ₂ O _{3t}	12,56	12,61	13,05	4,93	4,86	5,02	4,75
MgO	7,07	6,97	7,97	1,63	1,56	1,74	1,46
CaO	10,16	9,03	11,59	4,39	4,38	4,41	4,35
Na ₂ O	2,48	2,77	1,79	4,35	4,44	3,92	4,88
K ₂ O	0,37	0,72	0,24	1,46	1,78	1,61	1,84
TiO ₂	1,32	1,54	0,81	0,60	0,53	0,42	0,42
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Composição do Resíduo (%)							
Hornblenda				54,09	61,69	51,09	
Clinopiroxênio				12,91	1,60	11,09	
Plagioclásio An ₆₀				28,79	31,98	34,96	
Ilmenita				0,97	1,59	-	
Magnetita				3,25	3,14	2,89	

de: (a) 25-30% de fusão parcial dos toleitos arqueanos (Martin 1987) - $\Sigma r^2 = 0,05$, com um resíduo a base de hornblenda (17,39%), granada (32,55%), clinopiroxênio (25,78%), ortopiroxênio (4,19%), plagioclásio An_{30} (18,02%) e ilmenita (2,08%); (b) 25% de fusão a partir dos toleitos arqueanos enriquecidos (Condie 1993) - $\Sigma r^2 = 0,02$, com resíduo formado por hornblenda (47,72%), granada (22,27%), clinopiroxênio (7,61%), plagioclásio An_{50} (20,66%) e ilmenita (2,04%); e (c) 10-15% de fusão parcial a partir dos metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996) - $\Sigma r^2 = 0,03$, com resíduo contendo hornblenda (20,24%), granada (31,87%), clinopiroxênio (22,56%), ortopiroxênio (4,47%), plagioclásio An_{60} (20,23%) e ilmenita (0,63%).

Para os testes feitos com elementos terras raras, utilizou-se como líquido inicial a amostra AL-210, pois a AL-208 não foi analisada para estes elementos. Os testes mostraram que: (i) o líquido obtido a partir de 25% de fusão parcial dos toleitos arqueanos enriquecidos de Condie (1993), mostrou-se muito mais enriquecido em terras raras leves e pesadas (Figura 8.10a), apesar do comportamento do padrão ser paralelo ao do líquido AL-210; (ii) os líquidos obtidos a partir de 25-30% de fusão parcial dos toleitos arqueanos (Martin 1987) e de 10-15% de fusão parcial dos metabasaltos de Identidade (Figuras 8.10c, d) são compatíveis com a composição da amostra AL-210. Os líquidos obtidos a partir destas duas fontes mostraram apenas teores um pouco mais elevados de terras raras pesadas do que o líquido inicial assumido (AL-210), o que sugere que fontes geoquimicamente similares a estas poderiam, a partir de diferentes graus de fusão, gerar líquidos próximos ao formador do primeiro grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol. A principal diferença entre os padrões de elementos terras raras obtidos no modelamento a partir de toleitos arqueanos e metabasaltos de Identidade como fonte e aquele do líquido inicial assumido consiste na ausência na concavidade entre o Gd e o Yb, geralmente causada por um fracionamento acentuados de anfibólio. Isto sugere que nas composições assumidas para os resíduos, em ambos os modelos a participação da hornblenda no resíduo, seria, no caso real maior do que a sugerida pelo modelamento, podendo ser talvez compensada pela diminuição proporcional de clinopiroxênio.

Para o segundo grupo de amostras do Complexo Tonalítico Caracol assumiu-se como possível líquido parental a rocha menos evoluídas (AL-163) e as mesmas fontes utilizadas anteriormente. Os ajustes encontrados a partir do modelamento para elementos maiores e menores foram os seguintes (Tabela 8.2): (a) 25% de fusão parcial dos toleitos arqueanos (Martin 1987) - $\Sigma r^2 = 0,63$, com um resíduo composto por hornblenda (54,09%), clinopiroxênio (12,91%), plagioclásio An_{60} (28,79%), ilmenita (0,97%) e magnetita (3,25); (b) 25% de fusão a partir dos toleitos arqueanos enriquecidos (Condie 1993) - $\Sigma r^2 = 0,28$, com resíduo formado por

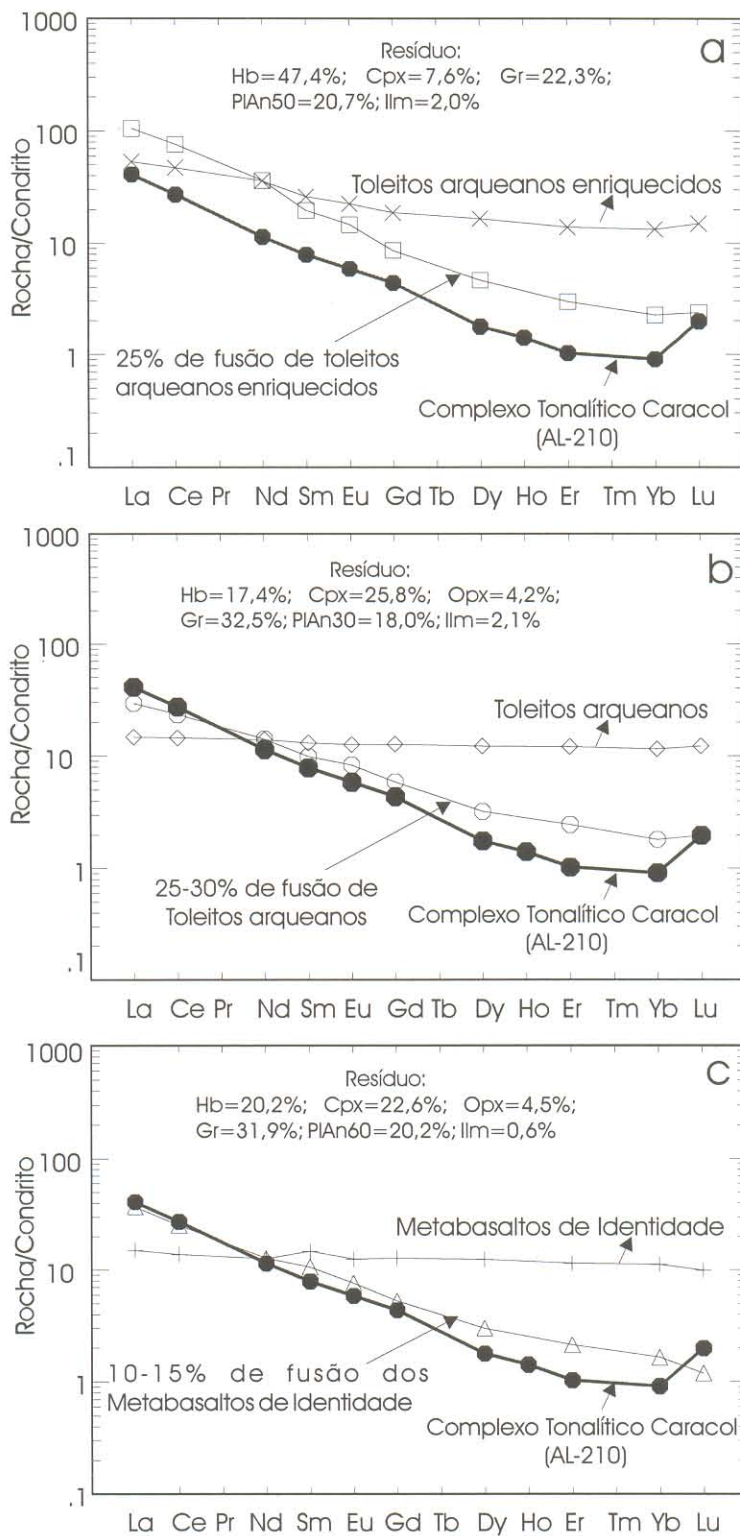


Figura 8.10 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(La/Yb)_n$ (AL-210) comparados com a composição obtida no modelamento para os magma derivado de: (a) 25% de fusão parcial de toleitos arqueanos enriquecidos; (b) 25-30% de fusão parcial de toleitos arqueanos; (c) 10-15% de fusão parcial dos meta-basaltos de Identidade.

hornblenda (61,69%), clinopiroxênio (1,60%), plagioclásio An₆₀ (31,98%), ilmenita (1,59) e magnetita (3,14%); (c) 10% de fusão parcial a partir dos metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996) - $\Sigma r^2 = 1,39$, com resíduo contendo hornblenda (51,09%), clinopiroxênio (11,09%), plagioclásio An₆₀ (34,96%) e magnetita (2,89%).

As duas primeiras fontes mostraram bons ajustes para os elementos maiores e menores e valores de Σr^2 baixos, enquanto a última, os metabasaltos de Identidade mostrou teores contrastantes de Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO e Na₂O em relação ao líquido inicial (AL-163), que se refletem no valor de Σr^2 alto (>1) o que indica ser esta uma fonte improvável.

Os testes utilizando os elementos terras raras (Figura 8.11) descartam de imediato a possibilidade dos toleitos arqueanos enriquecidos como fonte deste grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol (Figura 8.11a), pois o líquido obtido a partir de 25% de fusão parcial desta fonte apresentou teores muito mais elevados de terras raras leves do que o líquido inicial (AL-163), apesar de haver um ajuste razoável no tocante aos terras raras pesados. O ajuste obtido para 10% de fusão parcial dos metabasaltos de Identidade foi bom (Figura 8.11b), porém o mesmo não foi verificado nos testes de elementos maiores e menores (Tabela 8.1). Um bom ajuste também foi verificado ao se utilizar como fonte os toleitos arqueanos (Figura 8.11c), tendo sido obtido um líquido similar a AL-163, a partir de 25% de fusão parcial desta fonte com resíduo a base de hornblenda + clinopiroxênio + plagioclásio + ilmenita + magnetita.

8.2.4.3 - Discussões

Os testes de modelamento mostraram, tanto nos elementos maiores e menores, como nos elementos terras raras, que o líquido inicial do grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões (La/Yb)_n pode ter sido produzido a partir de: (i) 25-30% de fusão de toleitos arqueanos, ou a partir de (ii) 10-15% de fusão dos metabasaltos de Identidade. Estas fontes deixam resíduos a base de hornblenda + granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + ilmenita. A fusão de toleitos arqueanos, contendo granada e anfibólio como fases residuais, faz com que, Yb e La comportam-se como elementos compatíveis e incompatíveis, respectivamente. Consequentemente, o líquido magmático é fortemente empobrecido em elementos terras raras pesados e os padrões de terras raras resultante são altamente fracionados. Na região de Identidade, Souza & Dall'Agnol (1996) obtiveram a partir de 15% de fusão parcial dos metabasaltos de Identidade um líquido similar aos meta-dacitos de Identidade, com um resíduo a base de hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + granada.

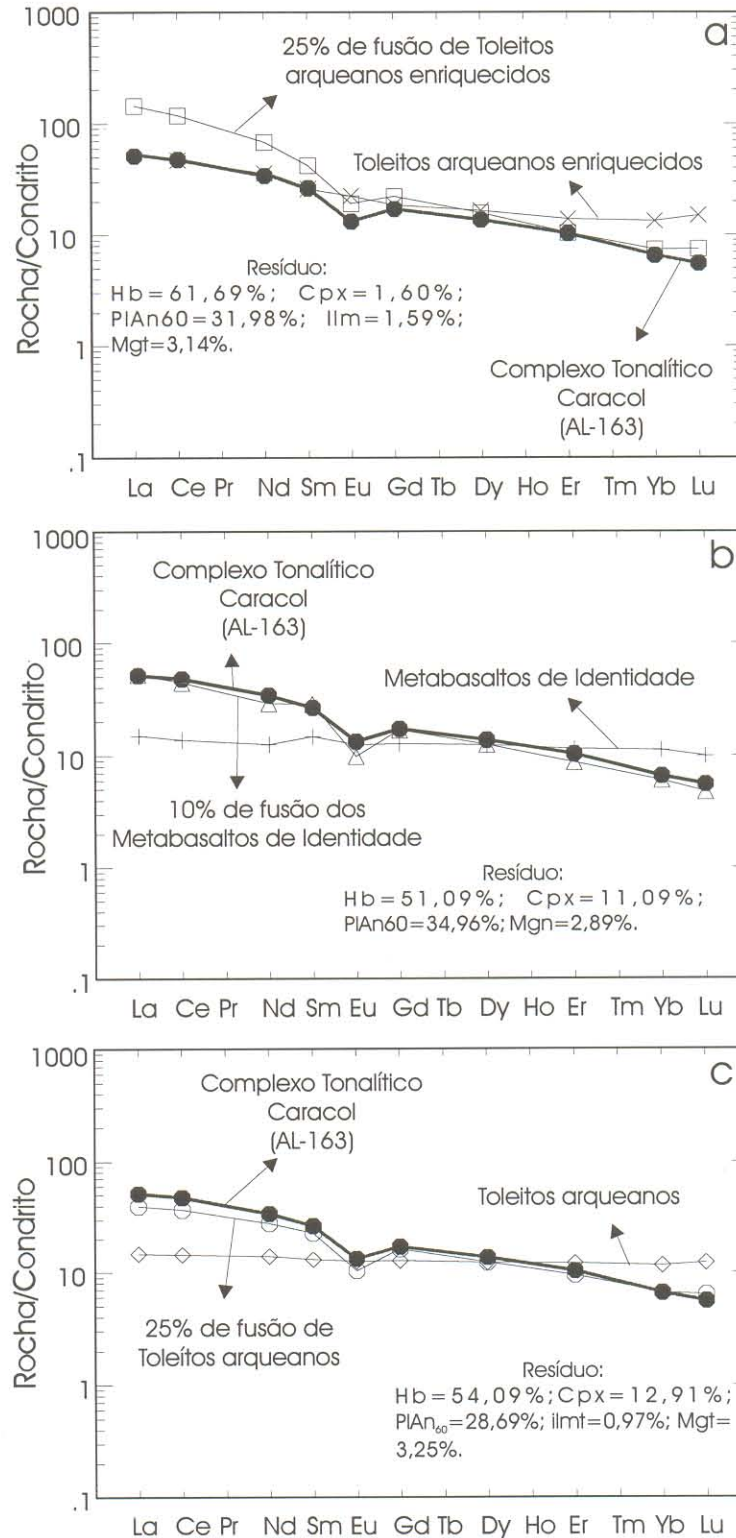


Figura 8.11 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do grupo de amostras do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões $(La/Yb)_n$ (AL-163) comparados com a composição obtida no modelamento para o magma derivado de: (a) 25% de fusão parcial de toleitos arqueanos enriquecidos; (b) 10% de fusão parcial dos meta-basaltos de Identidade; (c) 25% de fusão parcial de toleitos arqueanos.

Os resultados obtidos para este grupo de rochas são perfeitamente compatíveis com aqueles observados nos granitóides TTG arqueanos. Martin (1987, 1993, 1994) defende um modelo de formação das suítes TTG a partir de fusão parcial de anfibolito com granada. Este modelo foi baseado principalmente nos trabalhos de Barker (1979), Condie (1981) e Martin (1987) entre outros. Martin (1993, 1994) propôs um modelo em três estágios: (i) fusão parcial do manto gerando grande quantidade de magma toleítico; (ii) fusão desses toleitos transformados em granada anfibolito originando um magma parental das suítes TTG, deixando um resíduo de hornblenda + granada + clinopiroxênio + plagioclásio; e finalmente (iii) cristalização fracionada, principalmente de hornblenda e plagioclásio, produzindo as suítes TTG. Segundo este autor, a cristalização fracionada é um processo menor e o grau de cristalização nunca excede (30%). As principais características dos TTG seriam adquiridas durante a fusão parcial.

Para o grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol, com baixas razões $(La/Yb)_n$, os testes de modelamento sugerem que um líquido similar a amostra AL-163, poderia ser obtido a partir da fusão parcial de 25% de uma rocha de composição similar à dos toleitos arqueanos (Martin 1987), porém com um resíduo a base de hornblenda + clinopiroxênio + plagioclásio + ilmenita + magnetita, ou seja, sem granada. A ausência ou pouca expressão de granada no resíduo da fusão parcial do anfibolito é fundamental, pois só assim pode-se gerar um líquido relativamente enriquecido em elementos terras raras pesados. Este grupo de rochas apresenta similaridades geoquímicas, principalmente no padrão de terras raras com os granitóides pós-arqueanos ($< 2,5$ Ga; Martin 1987, 1994). Os resultados aqui obtidos são bem próximos aos de Martin (1987). Cabe salientar que duas amostras deste conjunto (AL-163 e AL-65B; Tabela 8.7), com análises de isótopos de Nd, indicaram valores destoantes em relação às do outro grupo do Complexo Tonalítico Caracol em termos de ϵNd e idade T_{DM} .

Concluindo, os testes de balanço de massas sugerem que o Complexo Tonalítico Caracol não foi formado a partir de uma fonte homogênea, o que justifica as diferenças geoquímicas observadas entre algumas de suas rochas. O líquido gerador da maior parte das rochas formadoras do Complexo Tonalítico Caracol, correspondente àquelas com altas razões $(La/Yb)_n$, seria oriunda de metabasaltos arqueanos não enriquecidos e previamente transformados em granada-anfibolito. Tanto a composição média de metabasaltos arqueanos (Martin 1987), quanto os metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996) seriam composições adequadas para gerar tais líquidos, porém a partir de diferentes graus de fusão, bem menor no caso dos metabasaltos de Identidade. Por sua vez, o líquido formador dos tonalitos com baixas razões $(La/Yb)_n$ pode também ser derivado de uma fonte similar a média

dos toleitos arqueanos (Martin 1987) ou de rochas próximas em composição aos metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996), porém não idênticas a eles. Entretanto, tais rochas deveriam se apresentar sob a forma de anfibolitos sem granada para justificar as diferenças geoquímicas em relação ao outro grupo. Portanto, a diferença fundamental não estaria na fonte em si dos dois tipos de líquidos, mas no fato de suas assembléias metamórficas serem ou não portadoras de granada. Este quadro é bem distinto do identificado por Martin et al. (1997) nas associações TTG do Complexo Sete Voltas no Cráton São Francisco.

8.3 – GRANODIORITO RIO MARIA

Em virtude do Granodiorito Rio Maria não ser o objeto central de estudo do presente trabalho, poucas análises químicas foram realizadas e o mesmo será tratado de maneira menos aprofundada. Foram realizadas quatro análises de rochas representativas do Granodiorito Rio Maria e três de enclaves afins a ele contidos no Granito Xinguara. Uma análise de amostra de quartzo-diorito do ponto Z-509B (Dall'Agnol et al. 1999, e R. Dall'Agnol, dados inéditos), que foi datado, também será utilizada na discussão. Os resultados analíticos de elementos maiores e menores, além de elementos-traço, terras raras e de algumas razões petrologicamente importantes, constam no Anexo 8 (Tab. An. 8.3).

8.3.1 – Elementos maiores

O Granodiorito Rio Maria é mais pobre em sílica ($55,17\% < \text{SiO}_2 < 68,40\%$), que o Complexo Tonalítico Caracol ($66,4\% < \text{SiO}_2 < 71,50\%$). Ele mostra também teores mais altos de elementos ferromagnesianos ($5,18 < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 15,72$) e mais baixos de Al_2O_3 , o qual varia muito pouco (14,22 a 15,20%) em relação à SiO_2 , quando comparado com o Complexo Tonalítico Caracol. Existe também uma diferença importante nos teores de álcalis. O Granodiorito Rio Maria possui valor médio da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,87$, correlacionado a teor médio de $\text{CaO} = 4,69\%$, enquanto o Complexo Tonalítico Caracol possui valores da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,28$ e CaO médios = 3,51%.

No triângulo An-Ab-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) (Figura 8.12a), as amostras de composição modal granodiorítica, amplamente dominante no corpo do Granodiorito Rio Maria e uma de enclave de granodiorítico contido no Granito Xinguara plotam no campo dos granodioritos. Entretanto, três amostras, duas delas de enclaves quartzo-dioríticos também englobados pelo Granito Xinguara e uma de quartzo-diorito (Z-509B) associada ao Granodiorito Rio Maria plotam no campo dos tonalitos, em função dos seus menores conteúdos de Or normativo. Portanto, as amostras dominantes no Granodiorito Rio

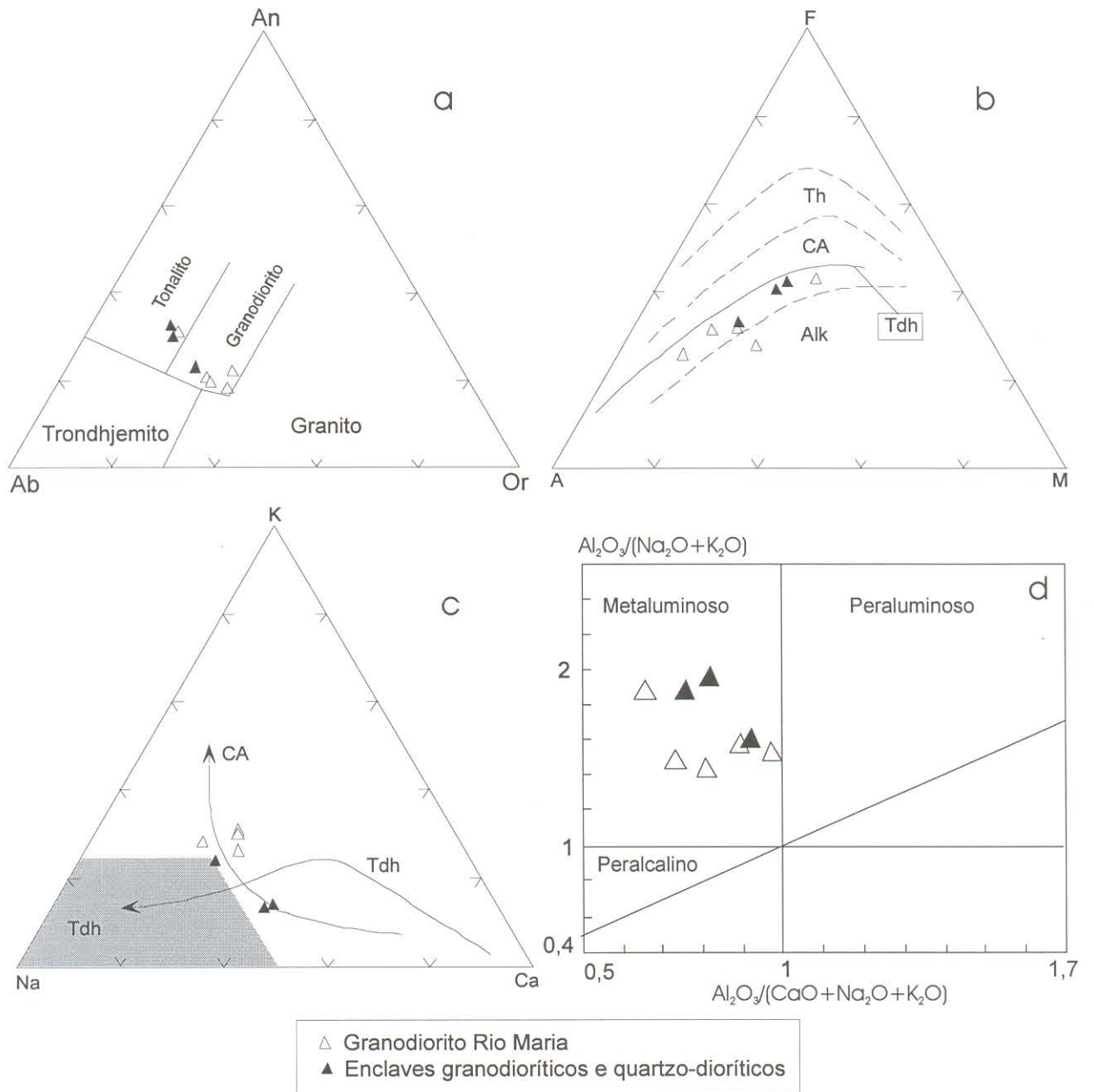


Figura 8.12 - Característica geoquímicas do Granodiorito Rio Maria: (a) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965; com campos de Barker 1979). As amostras dominantes no Granodiorito Rio Maria plotam no campo dos granodioritos e mostram uma composição diferente daquela das suítes TTG típicas; (b) Diagrama AFM (A= Na_2O+K_2O ; F= $FeO+0,9*Fe_2O_3$; M= MgO) mostrando o caráter cálcico-alcalino do Granodiorito Rio Maria e dos enclaves. Os campos são de Irvine & Baragar (1971). Th= toleitos, CA= cálcico-alcalino, Alk= alcalino. A linha Tdh corresponde ao *trend* de diferenciação das suítes trondhjemíticas do SW da Finlândia (Barker & Arth 1976); (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que o Granodiorito Rio Maria e os enclaves alinham-se segundo o *trend* cálcico-alcalino (CA) de Nockolds & Allen (1953); campo Tdh segundo Barker & Arth (1976); (d) Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol. versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol., mostrando o caráter metaluminoso do Granodiorito Rio Maria e dos enclaves.

Maria mostram um comportamento neste diagrama, diferente do observado no Complexo Tonalítico Caracol e, por extensão, diferem igualmente dos granitóides TTG típicos.

No triângulo AFM (Figura 8.12b), as amostras estudadas plotam no campo das séries cálcico-alcálicas, conforme definidas por Irvine & Baragar (1971). No diagrama K-Na-Ca (Figura 8.12c), as amostras do Granodiorito Rio Maria e enclaves se alinham segundo o *trend* cálcico-alcálico (Nockolds & Allen 1953). Isto reflete, entre outras coisas, o seu enriquecimento em K₂O, que não é observado nas rochas que seguem o *trend* trondhjemítico. Os diagramas AFM e K-Na-Ca, auxiliam na caracterização geoquímica do Granodiorito Rio Maria, não são conclusivos quanto à sua afinidade cálcico-alcálica, devendo tal questão ser retomada mais adiante.

No diagrama Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) mol. vs. Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) mol. (Figura 8.12d), baseado do índice de Shand, onde os óxidos são expressos em proporção moleculares, observa-se que as amostras do Granodiorito Rio Maria e dos enclaves afins, posicionam-se sem nenhuma exceção no campo metaluminoso.

8.3.2 – Elementos- traço

O comportamento dos elementos-traço do Granodiorito Rio Maria é bem mais ordenado do que no Complexo Tonalítico Caracol. Geralmente, o Granodiorito Rio Maria apresenta teores relativamente altos de Sr e V, moderado de Ba, Rb, Zr e baixos de Nb e Y. Quando comparado com sua rocha encaixante, o Complexo Tonalítico Caracol apresenta teores mais elevados de Ba e Rb. As suas razões Rb/Sr variam de 0,14 a 0,34 e as de Sr/Ba de 0,43 a 0,65, valores estes, respectivamente, bem mais elevados e bem inferiores às médias do Complexo Tonalítico Caracol (cf. Tab. An. 8.1 e Tab. An. 8.3; Anexo 8) e dos granitóides TTG arqueanos típicos (Martin 1985, 1987, Condie 1993, Martin et al. 1997, Althoff 1996, Althoff et al. 2000).

8.3.3 - Elementos terras raras

Foram analisadas três amostras do Granodiorito Rio Maria e uma de enclave quartzodiorítico contido no Granito Xinguara (AL-09B), as quais se somou a análise de quartzodiorito disponível na literatura (Z-509B). Os dados foram normalizados em relação aos condritos conforme os valores de Evensen et al. (1978).

Os conteúdos de elementos terras raras do Granodiorito Rio Maria (Figura 8.13a) definem um padrão caracterizado pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados, indicando que houve acentuado a moderado fracionamento dos elementos terras raras pesados. A razão (La/Yb)_n varia de 41,64

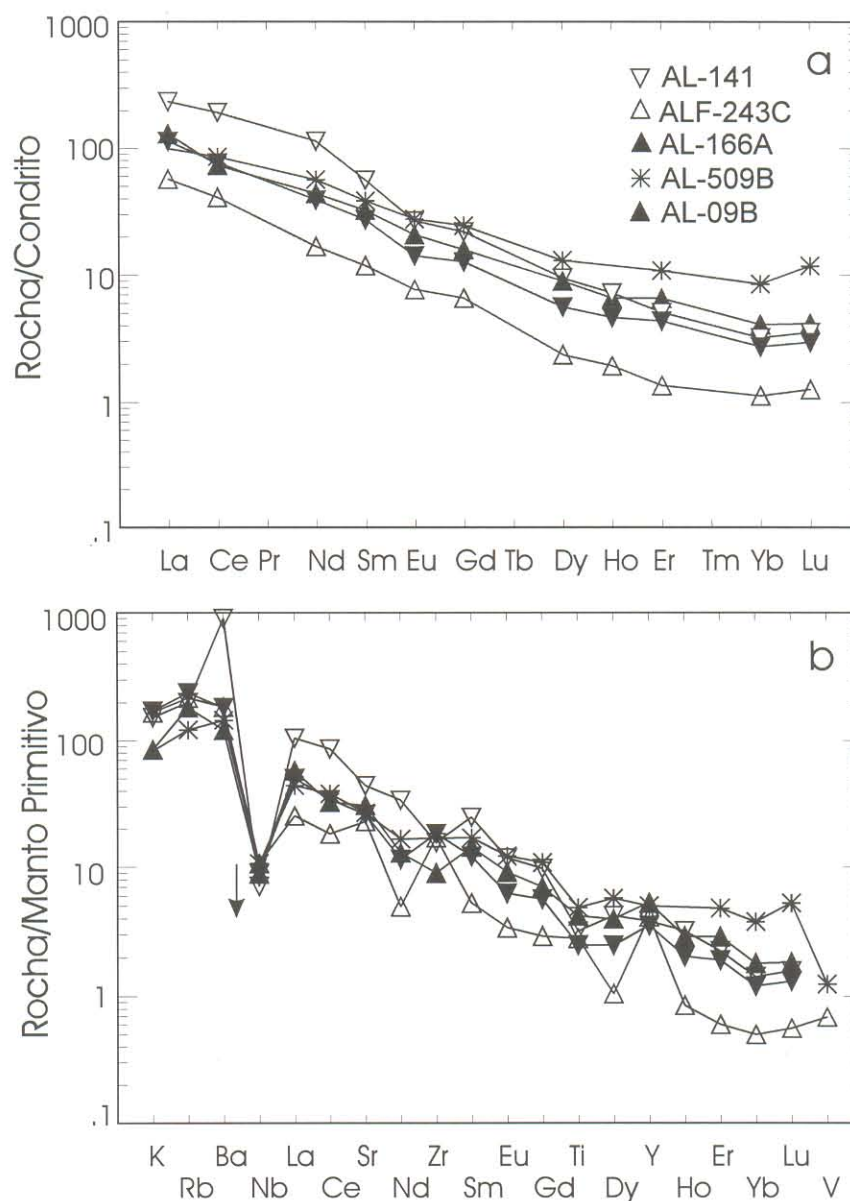


Figura 8.13 - (a) Padrões de elementos terras raras para as amostras do Granodiorito Rio Maria e enclave quartzo-diorítico contido no Granito Xinguara. Os dados foram normalizados segundo os valores de Evensen et al. (1978); (b) Diagrama multi-elementos para as amostras do Granodiorito Rio Maria e enclave quartzo-diorítico contido no Granito Xinguara. Os dados foram normalizados com valores do manto primordial (Taylor & McLennan 1985). A seta indica que os valores de Nb devem ser menores.

a 73,47 com uma fraca, mas sempre presente anomalia de Eu ($0,69 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,83$). O fracionamento de minerais, tais como anfibólio, piroxênios e granada muito provavelmente foi o responsável pelo empobrecimento em elementos terras raras pesadas. O enclave quartzo-diorítico (AL-09B) mostrou um comportamento muito similar ao da amostra AL-166A. O quartzo-diorito (Z-509B) difere significativamente das demais amostras pelo seu maior enriquecimento em terras raras pesadas, que se reflete em razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ mais baixas (11,71; cf. Tab. An. 8.3; Anexo 8). A amostra ALF-243C apesar de mostrar um padrão similar aos das demais, é bem mais pobre em terras raras e, neste sentido, se assemelha às amostras do Complexo Tonalítico Caracol.

No diagrama de multi-elementos, normalizado de acordo com o manto primitivo (Figura 8.13b, Taylor & McLennan 1985), a maioria das amostras do Granodiorito Rio Maria, mostra um padrão regular com anomalias negativas fortes de Nb e Nd e moderada de Ti e pequenas anomalias positivas de Rb, Y e Sm. O padrão do quartzo-diorito é bastante próximo daquele do granodiorito, exceto pelo nítido enriquecimento em terra raras pesadas. Já a amostra AL-243C apresenta em seu padrão muitas analogias com o que é observado nas amostras do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (Figura 8.7a) e contrastes com as demais amostras do Granodiorito Rio Maria. São marcantes na primeira as anomalias negativas de Nd e Dy e positivas de Zr e Yb. Por outro lado, esta amostra possui conteúdo de MgO e K_2O similares aos do Granodiorito Rio Maria e muito superiores aos do Complexo Tonalítico Caracol, além de provir de um domínio típico do Granodiorito Rio Maria.

8.3.4 – Caracterização da série geoquímica

O Granodiorito Rio Maria apresenta $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,5$, número de Mg variando de 0,44 a 0,60, afinidade com a série cálcico-alcálica em diagramas AFM e K-Na-Ca, caráter metaluminoso, enriquecimento relativo em Ba, Rb e alta razão Rb/Sr, quando comparado as suítes tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG). Este aspecto foi primeiramente destacado por Althoff et al. (1991, 1995), quando da comparação do Granodiorito Rio Maria da área tipo e aquele de Marajoara com o Tonalito Arco Verde. Tais autores descartaram a possibilidade do Granodiorito Rio Maria corresponder à fração granodiorítica, mais evoluída da suite TTG. Anteriormente, o Granodiorito Rio Maria já havia sido interpretado como uma associação cálcico-alcálica (Medeiros 1987, Medeiros & Dall'Agnol 1988), diferindo neste aspecto das típicas associações TTG.

Althoff et al. (1995) levantam a hipótese de que o Granodiorito Rio Maria, na verdade, apresentaria características químicas similares aos granodioritos arqueanos ricos em Mg (suíte

sanukitóide) definidos por Stern et al. (1989) e Stern & Hanson (1991) na Província Superior (Canadá), reforçando assim as evidências de seu contraste geoquímicos com os granitóides TTG. Os granodioritos ricos em Mg são definidos geoquimicamente, como rochas com sílica variando de 55 a 75%, número de Mg (Mg#) de 0,43-0,62, Ni de 7-86 ppm, Cr < 150, Ba e Sr altos (> 450 ppm), Rb baixo (28-110 ppm) e razão Rb/Sr extremamente baixa. Composicionalmente correspondem a dioritos a granodioritos enriquecidos em elementos terras raras leves e empobrecidos em terras raras pesadas, com anomalias de Eu fracas a ausentes.

Na Tabela 8.3 estão listadas as características químicas definidas por Stern e Hanson (1991) para os granodioritos arqueanos ricos em Mg. Nesta tabela são nítidas as semelhanças geoquímicas entre o Granodiorito Rio Maria da região de Xinguara, bem como das demais áreas de ocorrência do mesmo (região de Marajoara e a região tipo em Rio Maria) com os granodioritos arqueanos ricos em Mg da suíte sanukitóide.

Tabela 8.3 – Características geoquímicas dos granodioritos ricos em Mg e do Granodiorito Rio Maria (GDrm) em suas diferentes áreas de ocorrência (modificado de Althoff 1996).

	<i>Granodiorito ricos em Mg (1, 2, 3)</i>	<i>GDrm na região de Xinguara (*)</i>	<i>GDrm na região de Marajoara (4)</i>	<i>GDrm área tipo (5, 6)</i>
SiO ₂ (%)	50 – 75	55 – 68	62 - 69	62 – 77
Al ₂ O ₃	15 – 17	14 – 15	14 - 17	13 – 17
K ₂ O/Na ₂ O	> 0,7	0,52 - 1,04	0,76	0,9
P ₂ O ₅	≤ 0,5	< 0,38	< 0,3	< 0,2
Mg#	0,43 – 0,62	0,44 - 0,60	0,52	0,48
Cr (ppm)	≤ 150	-	120 - 135	-
Ni	7 – 86	-	10 - 83	-
Ba	550 – 3000	739 – 1586	856 - 966	-
Rb	28 – 110	67 – 146	86 - 130	106 – 183
Sr	450 – 2000	405 – 785	560 - 719	293 – 594
Rb/Sr	0,06 - 0,16	0,14 - 0,34	0,13 - 0,23	0,2 – 0,55
Ce _n	64 – 170	41 – 193	101 - 105	-
Yb _n	3 – 6	1,15 - 8,47	3,9 - 8,1	-
Eu/Eu*	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente	Fraca a ausente
Índice de alumina	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso

Dados originais: 1 – Stern et al. (1989); 2 – Stern & Hanson (1991); 3 – Jayananda et al. (1995); 4 – Althoff (1996); 5 – Medeiros (1987); 6 – Medeiros & Dall'Agnol (1988); * Dados deste trabalho.

A afinidade geoquímica do Granodiorito Rio Maria com as série cálcico-alcálicas típicas, verificadas nos diagramas K-Na-Ca e AFM (Figuras 8.12b, c) pode ser em certa medida enganosa, pois as associações cálcico-alcálicas típicas de margens continentais são bem mais ricas em Al_2O_3 e CaO e mais pobres em MgO, Cr e Ni.

8.4 – TRONDHJEMITO ÁGUA FRIA

8.4.1 – Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica

O Trondhjemito Água Fria é mais enriquecido em sílica ($69,5\% < SiO_2 < 75,20\%$, excetuando uma amostra com SiO_2 com $66,4\%$), quando comparado com o Complexo Tonalítico Caracol ($64,5\% < SiO_2 < 71,50\%$) e o Granodiorito Rio Maria ($55,17\% < SiO_2 < 68,40\%$). Sua variação composicional é restrita, assemelhando-se neste aspecto ao Complexo Tonalítico Caracol. Mostra baixos teores de elementos ferromagnesianos ($Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 < 6$), similares aos do Complexo Tonalítico Caracol e bem inferiores aos do Granodiorito Rio Maria. O Al_2O_3 apresenta uma ampla variação de $12,79$ a $16,80\%$ e mostra uma correlação negativa com SiO_2 (Figura 8.14a). No Trondhjemito Água Fria os valores médios da razão K_2O/Na_2O é igual a $0,45$ e o de CaO é igual a $2,69$, enquanto no Complexo Tonalítico Caracol a razão $K_2O/Na_2O = 0,28$ e CaO = $3,51$ e no Granodiorito Rio Maria $K_2O/Na_2O = 0,87$ e CaO = $4,69\%$. Entretanto, para amostras do Trondhjemito Água Fria e do Complexo Tonalítico Caracol com teores similares de sílica, a razão K_2O/Na_2O e o conteúdo de CaO não são muito discrepantes (Tabs. An7.1, An. 8.3 e An. 8.4, Anexo 8).

Nos diagramas de Harker para elementos maiores e menores (Figura 8.14), Al_2O_3 , CaO, $FeO+Fe_2O_3$, MgO, Na_2O e TiO_2 mostram correlação negativa em relação à sílica, e somente o K_2O , mostra uma correlação positiva. No diagrama K_2O vs. Na_2O (Figura 8.14h) é notado que o Na_2O decai com o aumento de K_2O , o que caracteriza uma correlação negativa. O aumento de K_2O , que se dá no sentido da amostra AL-137 para a AL-13C está ligado diretamente ao crescimento na quantidade de feldspato potássico na rocha, ou seja à transição de trondhjemitos para granodioritos (cf. Tabela 5.4).

No triângulo An-Ab-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) (Figura 8.15a), as amostras do Trondhjemito Água Fria plotam no campo dos trondhjemitos, com algumas situando-se próximas ou no limite dos campos dos tonalitos ou dos granitos. Diferem do comportamento das amostras do Granodiorito Rio Maria, que plotam nos campos dos granodioritos e tonalitos, e também daquelas do Complexo Tonalítico Caracol que mostram preferencialmente composições tonalíticas e são geralmente mais pobres em Or normativo.

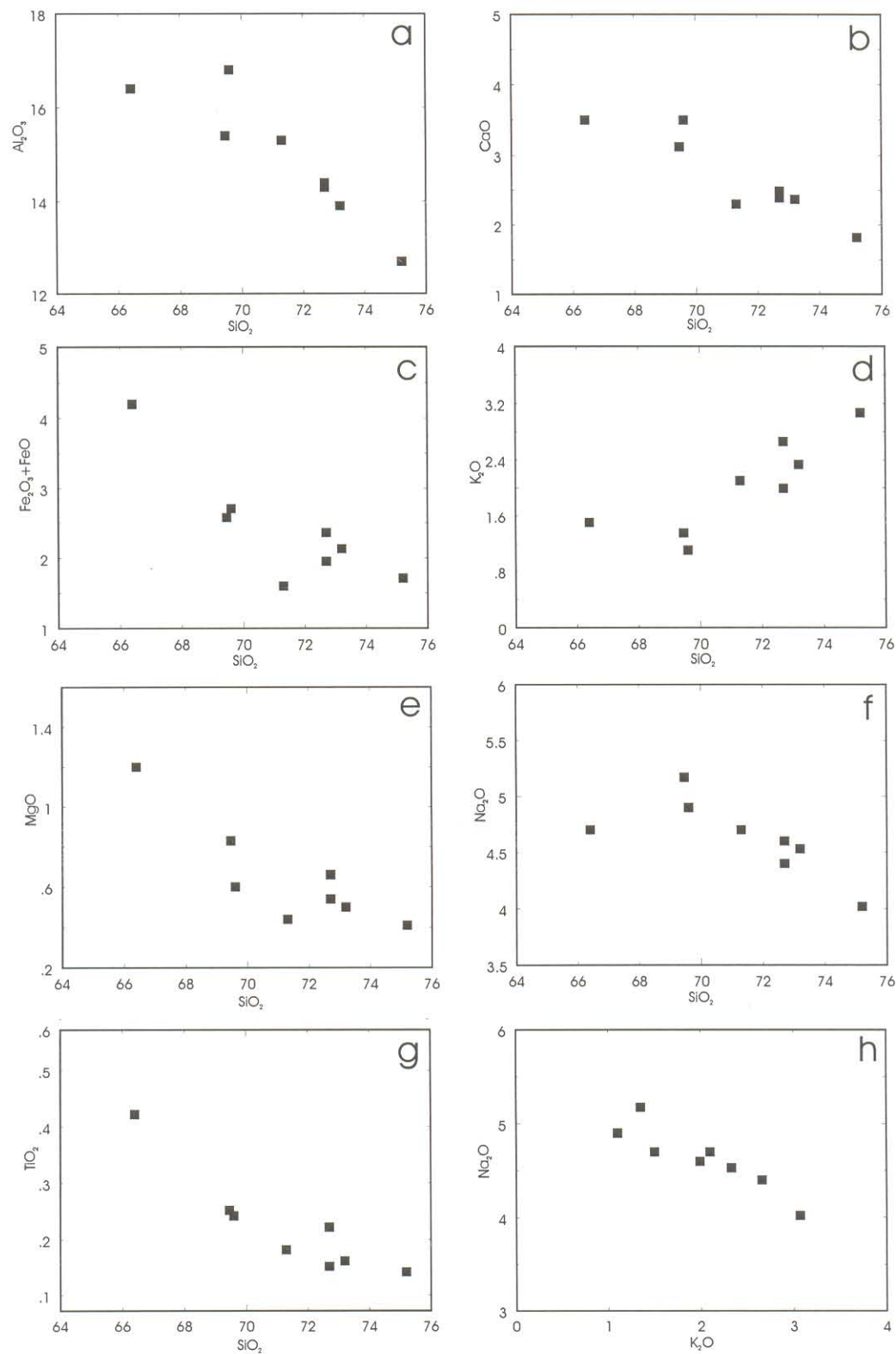


Figura 8.14 - Diagramas de Harker para os elementos maiores e menores das amostras do Trondhjemito Água Fria. Óxidos em % em peso.

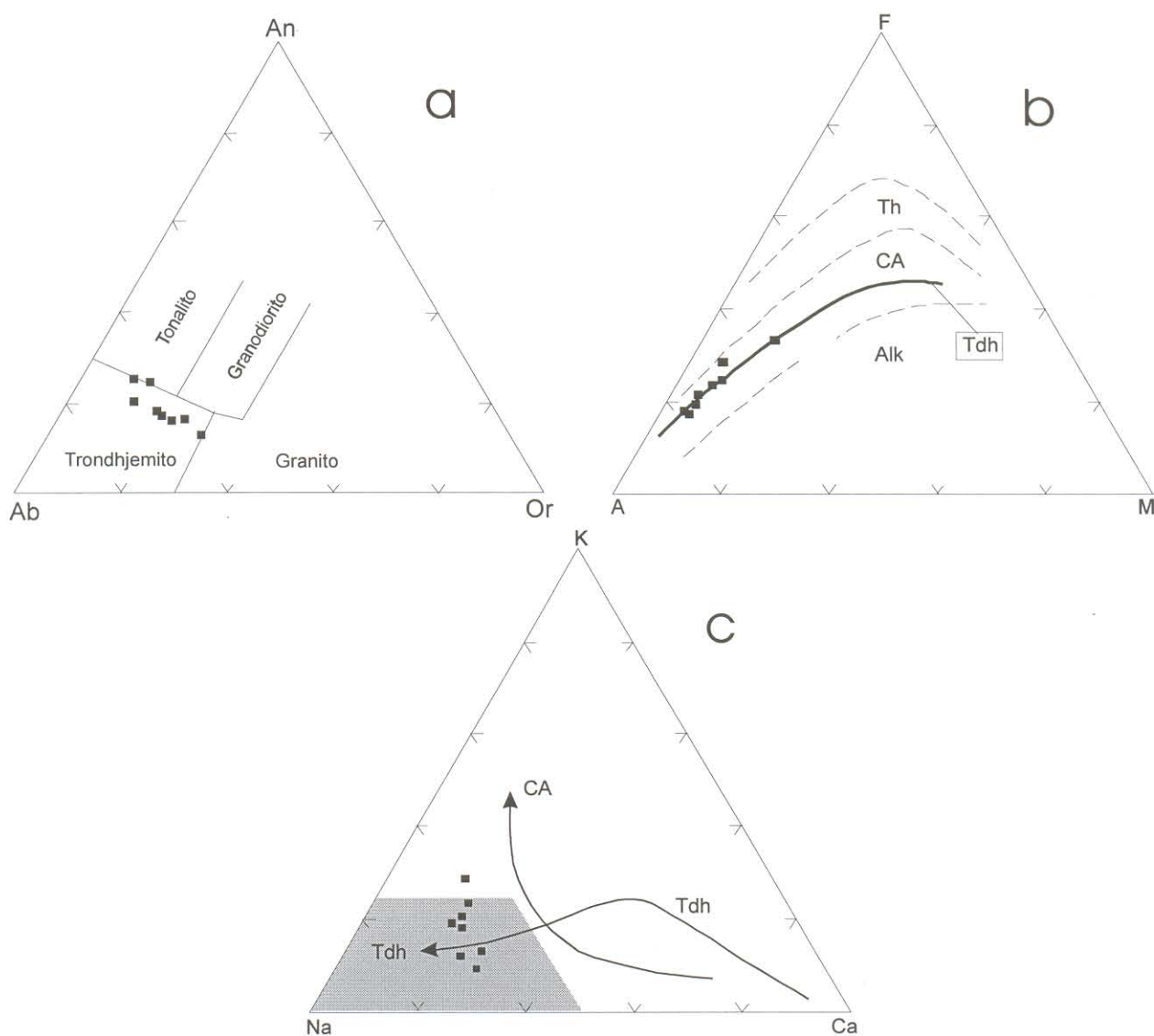


Figura 8.15 - Classificação geoquímica do Trondhjemito Água Fria: (a) Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965; com campos de Barker 1979). As amostras do Trondhjemito Água Fria plotam no campo dos trondhjemitos e, neste sentido se equivalem aos TTG típicos; (b) Diagrama AFM (A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F= $\text{FeO}+0,9*\text{Fe}_2\text{O}_3$; M= MgO) mostrando o caráter cálcio-alcalino do Trondhjemito Água Fria. Os campos são de Irvine & Baragar (1971). Th= toleitos, CA= cálcio-alcalino, Alk= alcalino. A linha Tdh corresponde ao *trend* de diferenciação das suites trondhjemíticas do SW da Finlândia (Barker & Arth 1976); (c) Diagrama K-Na-Ca mostrando que apesar das amostras do Trondhjemito Água Fria plotarem no campo dos granitóides TTG típicos (Tdh) (Martin 1994) elas apresentam maior afinidade com as séries cálcio-alcalinas, pelo seu enriquecimento em potássio. Tdh *trend* trondhjemítico de Barker & Arth (1976) e CA= *trend* cálcio-alcalino.

Neste tipo de diagrama, o Trondhjemito Água Fria mostra um comportamento similar aos dos típicos granitóides TTG.

No triângulo AFM (Figura 8.15b), as amostras estudadas plotam no campo das séries cálcico-alcalina (Irvine & Baragar 1971), bem como alinham-se à extremidade mais fracionada do *trend* trondhjemítico, definido para as suítes do Proterozóico inferior do sudoeste da Finlândia (Arth et al. 1978). Neste diagrama as amostras do Trondhjemito Água Fria comportam-se similarmente ao Complexo Tonalítico Caracol. Entretanto, no diagrama K-Na-Ca (Figura 8.15c), as amostras do Trondhjemito Água Fria, apesar de se posicionarem no campo dos típicos trondhjemitos arqueanos (Martin 1994), mostram um enriquecimento gradual de K nos termos mais ricos em sílica, o que sugere uma afinidade maior com as séries cálcico-alcalinas (Nockolds & Allen 1953, Barker & Arth 1976). Neste diagrama as amostras do Trondhjemito Água Fria mostram, portanto, um comportamento distinto daquele do Complexo Tonalítico Caracol (cf. Figura 8.2c). Nota-se, no entanto, que uma parte significativa dos enclaves correlacionados ao Complexo Tonalítico Caracol mostra analogias nos diagramas An-Ab-Or e K-Na-Ca (Figuras 8.2a, c) com o Trondhjemito Água Fria. Uma possível explicação para esta feição seria o enriquecimento *subsólido* em K_2O nos enclaves devido à interação com o líquido formador do Granito Xinguara.

No diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Figura 8.16a), baseado do índice de Shand, onde os óxidos são expressos em proporção moleculares, observa-se que as amostras do Trondhjemito Água Fria posicionam-se próximas ao limite dos campos metaluminoso e peraluminoso. No diagrama K_2O vs. SiO_2 , as amostras do Trondhjemito Água Fria, posicionam-se no campo das rochas de médio K_2O (Figura 8.16b), enquanto o Complexo Tonalítico Caracol possui características de rochas de baixo K_2O .

8.4.2 – Elementos-traço

O comportamento dos elementos-traço do Trondhjemito Água Fria, apesar de também mostrar irregularidades, é bem mais coerente do que no Complexo Tonalítico Caracol (Figura 8.17). Nos diagramas de Harker para elementos-traço, Ba e Rb apresentaram uma correlação positiva em relação à SiO_2 , comportando-se, portanto, como elementos incompatíveis (Figuras 8.17a, b). O Sr e Zr, por sua vez mostraram uma correlação negativa, indicando que comportaram-se, como elementos compatíveis (Figuras 8.17c, d). O Y varia muito pouco em relação à sílica (Figura 8.17e). As razões K/Rb e Rb/Sr aumentam com a diferenciação, enquanto Sr/Ba diminui (Figuras 8.17f, g, h). As razões Rb/Sr são mais elevadas do que as do Complexo Tonalítico Caracol e as dos granitóides TTG arqueanos (Martin 1985, Condie 1993).

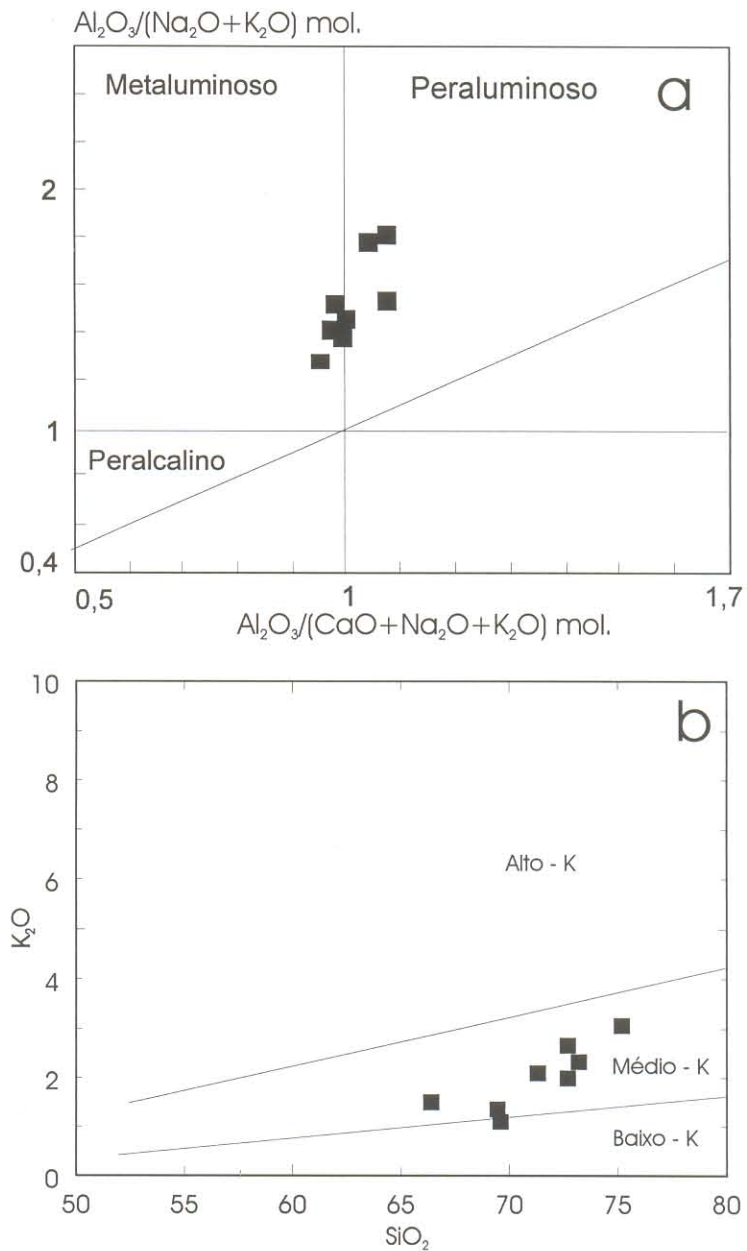


Figura 8.16 - Classificação geoquímica do Trondhjemito Água Fria: (a) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mol. vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mol., mostrando o caráter metaluminoso e peraluminoso deste granitóide; (b) Diagrama binário K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Ewart 1979), mostrando que o Trondhjemito Água Fria plota no campo das rochas de médio potássio.

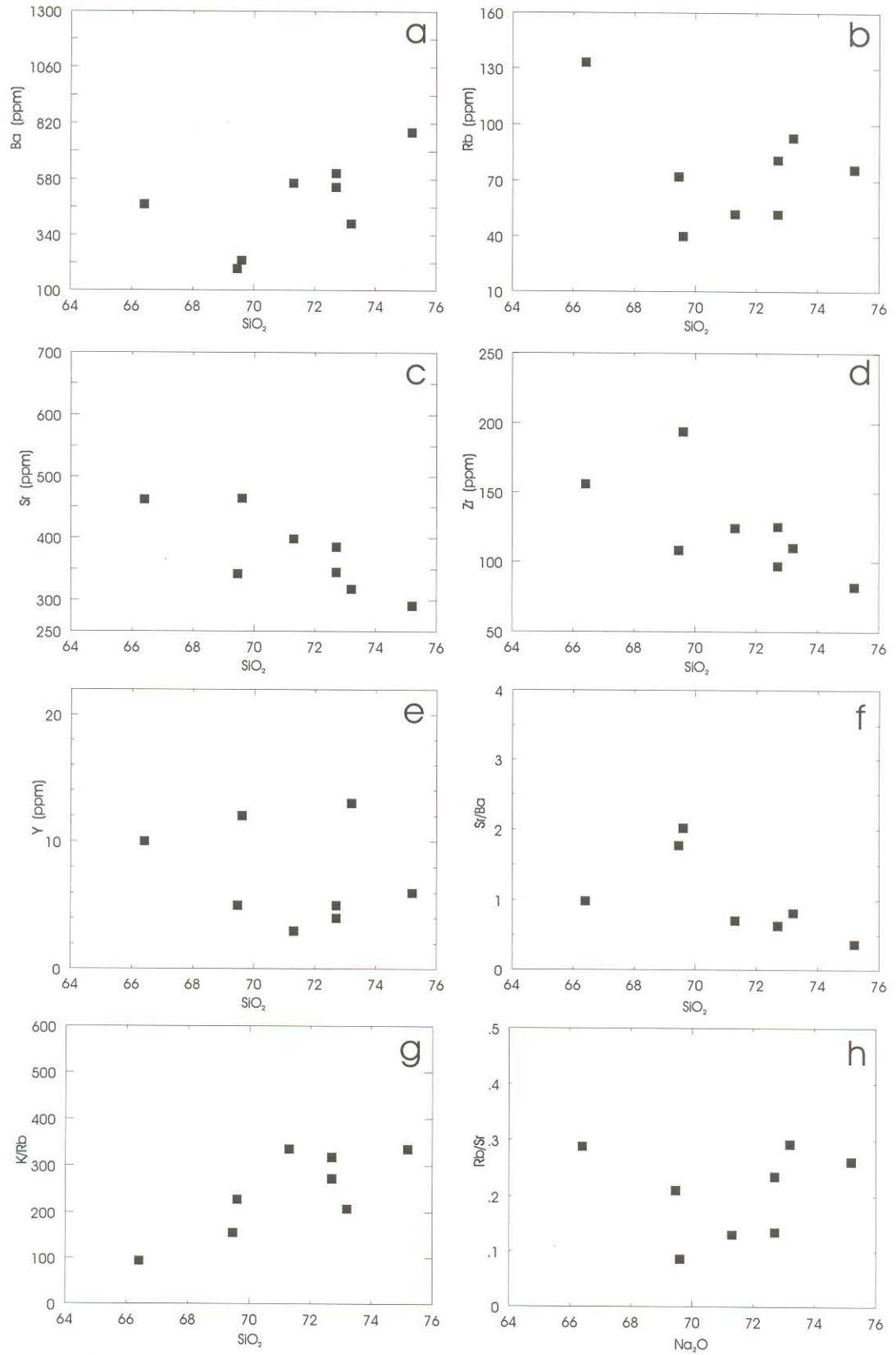


Figura 8.17 - Diagramas de Harker para os elementos traços das amostras do Trondhjemito Água Fria. Óxidos em % em peso.

8.4.3 - Elementos terras raras

Foram analisadas 04 amostras do Trondhjemito Água Fria para elementos terras raras. Os dados foram normalizados em relação aos condritos, conforme os valores de Evensen et al. (1978). Os elementos terras raras do Trondhjemito Água Fria definem em três amostras um padrão caracterizado pelo acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados $\{24,5 < (La/Yb)_n < 87,2\}$, indicando que houve expressivo fracionamento dos elementos terras raras pesados (Figura 8.18a). Este padrão também apresenta concavidade do Dy ao Yb e é similar ao do primeiro grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol $\{22,4 < (La/Yb)_n < 97,5\}$. A amostra AL-13C difere das demais por apresentar, além da razão $(La/Yb)_n$ relativamente baixa (25,11; Tab. An. 8.4, Anexo 8), enriquecimento relativo em elementos terras raras pesados. Isto faz com que o seu padrão se aproxime mais daquele do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões $(La/Yb)_n$ (Figura 8.6c). As anomalias de Eu são fracas, podendo ser negativas ou numa única amostra positivas ($0,7 < Eu/Eu^* < 1,2$). O fracionamento no resíduo da fonte do magma de minerais, tais como granada, anfibólio e clinopiroxênios muito provavelmente foi responsável pelo empobrecimento em elementos terras raras pesadas, conforme discutido a seguir (item 8.4.3).

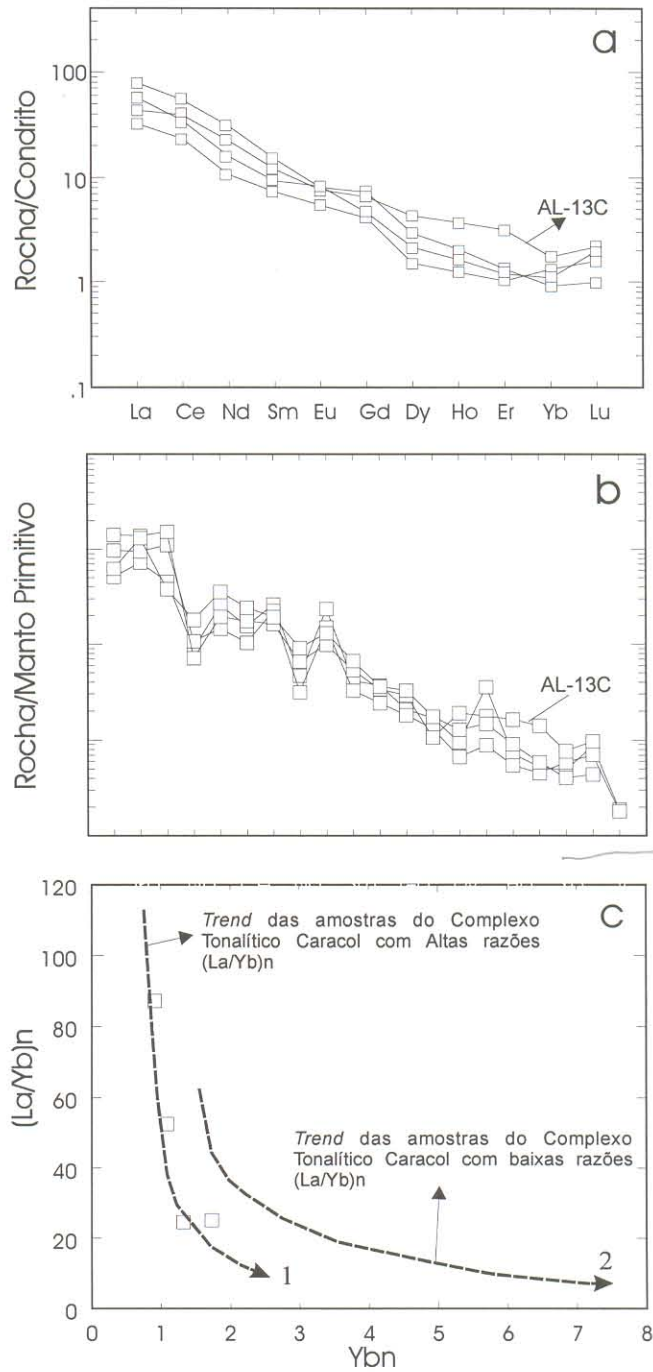
O diagrama de multi-elementos, normalizado de acordo com o manto primitivo (Figura 8.18b; Taylor & McLennan 1985) mostra que o Trondhjemito Água Fria possui em geral um comportamento similar ao do primeiro grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol, com um padrão regular com moderadas anomalias negativas de Nb e Nd e moderada anomalia positiva de Zr. A amostra AL-13C difere das demais em função do seu comportamento particular em termos de elementos terras raras e também pela anomalia negativa de Ti e ausência de anomalia de Y, que, mais uma vez, a aproxima do grupo do Complexo Tonalítico Caracol com baixas razões $(La/Yb)_n$ (Figura 8.7c).

A pesar das diferenças mencionadas em relação aos granitóides TTGs, levando em consideração apenas os valores da razão $(La/Yb)_n$ e de Yb_n , o Trondhjemito Água Fria apresenta uma forte afinidade geoquímica com o grupo de rochas do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(La/Yb)_n$ (Figura 8.18c). Neste diagrama, a amostra AL-13C não se alinha perfeitamente com nenhum dos dois grupos do Complexo Tonalítico Caracol.

8.4.4 – Modelamento geoquímico e petrogênese

8.4.4.1 – Mecanismo de diferenciação

Nos diagramas de Harker para elementos-traço (Figura 8.17) constatou-se que Ba e Rb comportam-se como elementos incompatíveis e Sr e Zr como compatíveis (Figura 8.17). Nos



Quanto?

Figura 8.18 - (a) Padrões de elementos terras raras para as amostras do Trondhjemito Água Fria. Os padrões foram normalizados segundo o condrito de Evensen et al. (1978); (b) Diagrama multi-elementos para as amostras do Trondhjemito Água Fria. Os dados foram normalizados segundo os valores do manto primitivo (Taylor & McLennan (1985); (c) Diagrama $(La/Yb)_n$ vs. Y_{bn} mostrando que as amostras do Trondhjemito Água Fria possuem teores de $(La/Yb)_n$ e Y_{bn} compatíveis com os de granitóides TTG arqueanos típicos e comportamento de modo geral similar ao do grupo do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(La/Yb)_n$.

diagramas Sr vs. Ba, Zr vs. Rb, Zr vs. Ba, e Sr vs. Rb (Figura 8.19), que relacionam log de elementos compatíveis *versus* log de elementos incompatíveis, as amostras do Trondhjemito Água Fria, sem nenhuma exceção, mostraram um empobrecimento acentuado dos elementos incompatíveis Ba e Rb, acompanhados por variações moderadas dos compatíveis Zr e Sr, numa correlação linear indicativa de processo de fusão parcial (Hanson 1978).

8.4.4.2 - Gênese do magma trondhjemítico

Levando-se em consideração as similaridades geoquímicas entre o Trondhjemito Água Fria e o primeiro grupo de amostras do Complexo Tonalítico Caracol, a modelagem geoquímica foi feita utilizando-se as mesmas fontes escolhidas para o Complexo Tonalítico Caracol: toleítos arqueanos (Martin 1987); toleítos arqueanos enriquecidos (Condie 1993), metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996). Como trata-se de uma geração mais nova de granitóides TTG, avaliou-se a possibilidade do Trondhjemito Água Fria vir a ser um produto de fusão parcial dos granitóides TTG mais antigos, que ocorrem na região, tal como sugerido por Martin et al. (1997) para os gnaisses cinza mais jovens e granodioritos porfíricos do Complexo Sete Voltas no Cráton São Francisco. Utilizou-se, para tanto, amostras representativas dos dois grupos de rochas do Complexo Tonalítico Caracol (AL-208 e AL-163). Para o balanço de massa de elementos maiores e menores usou-se o programa XLFRAC (Storner Jr. & Nicolls 1978). Para os elementos terras raras, aplicou-se a equação de fusão parcial em equilíbrio (Shaw 1970) e o programa TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França). As composições químicas dos minerais e os coeficientes de partição usados na modelagem por fusão parcial encontram-se nas tabelas do Anexo 9 (Tab. An. 9.1 e 9.2).

Para o modelamento geoquímico do Trondhjemito Água Fria tanto para elementos maiores e menores, quanto para elementos terras raras, a amostra AL-16 foi escolhida como representativa deste granitóide.

Os ajustes encontrados para os elementos maiores e menores constam da Tabela 8.4. Os três tipos de toleítos arqueanos utilizados nos testes de modelamento mostraram os seguintes resultados: (i) 20% de fusão de toleito Arqueano (Martin 1987) com $\Sigma r^2 = 0,01$; resíduo com hornblenda (8,81%) + granada (36,06%) + clinopiroxênio (26,88%) + ortopiroxênio (5,27%) + plagioclásio An₃₀ (20,65%) + ilmenita (2,31%); (ii) 20% de fusão de toleítos enriquecidos, com $\Sigma r^2 = 0,01$; resíduo com hornblenda (31,71%) + granada (27,49%) + clinopiroxênio (11,67%) + ortopiroxênio (1,93%) + plagioclásio An₄₀ (24,88%) + ilmenita (2,31%); e (iii) 5-10% dos metabasaltos de Identidade com $\Sigma r^2 = 0,02$; resíduo com hornblenda (9,39%) + granada (35,27%) + clinopiroxênio (25,15%) + ortopiroxênio (5,94%) + plagioclásio

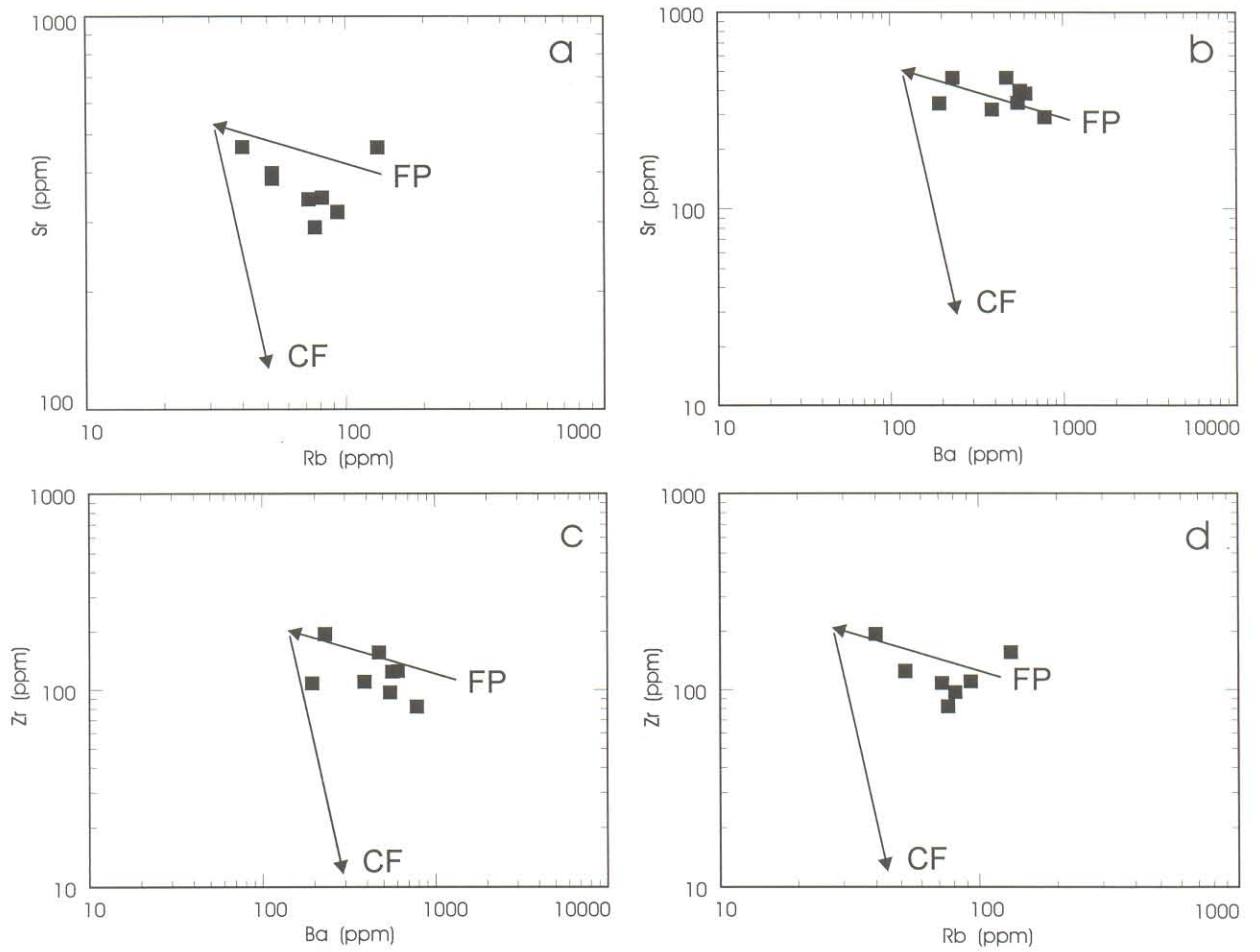


Figura 8.19 - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos incompatíveis (Ba, Rb) *versus* compatíveis (Sr e Zr) para as amostras do Trondhjemito Água Fria. CF = cristalização fracionada e FP = fusão parcial.

Tabela 8.4 - Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de rochas toleíticas como fonte do Trondhjemito Água Fria (TA: Média dos toleitos arqueanos; TAE: médias dos toleitos arqueanos enriquecidos e MBI: média dos Metabasaltos de Identidade).

Wt(%)	Fontes						Magma Calculado						Trondhjemito Água Fria	
	TA Martin (1987)	TAE Condie (1993)	MBI Souza (1994)	AL-208	AL-163	TA	TAE	MBI	AL-208	AL-163	AL-208	AL-163	F=10%	F=65%
	F=20%	F=20%	F=20%	$\Sigma\Delta^2=0,01$	$\Sigma\Delta^2=0,01$	$\Sigma\Delta^2=0,01$	$\Sigma\Delta^2=0,01$	F=5-10%	F=10%	F=10%	F=65%	$\Sigma\Delta^2=0,94$	$\Sigma\Delta^2=0,24$	
SiO ₂	51,41	50,77	48,93	65,93	65,51	70,66	70,66	70,67	70,64	70,64	70,71	70,66	70,66	
Al ₂ O ₃	14,63	15,59	15,61	17,81	16,78	15,67	15,67	15,67	15,63	15,63	15,73	15,67	15,67	
Fe ₂ O _{3t}	12,56	12,61	13,05	3,79	4,75	2,73	2,74	2,75	2,73	2,73	2,81	2,74	2,74	
MgO	7,07	6,97	7,97	1,02	1,46	0,84	0,85	0,85	0,19	0,19	0,57	0,84	0,84	
CaO	10,16	9,03	11,59	4,61	4,35	3,17	3,18	3,18	3,52	3,52	3,36	3,17	3,17	
Na ₂ O	2,48	2,77	1,79	4,40	4,88	5,25	5,25	5,29	5,00	5,00	5,14	5,26	5,26	
K ₂ O	0,37	0,72	0,24	1,95	1,84	1,42	1,45	1,31	1,94	1,94	1,69	1,37	1,37	
TiO ₂	1,32	1,54	0,81	0,49	0,42	0,28	0,29	0,29	0,47	0,47	0,31	0,28	0,28	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Composição do Resíduo (%)														
Hornblenda						8,81	31,71	9,39	6,45	29,36				
Granada						36,06	27,49	35,27	-	-				
Clinopiroxênio						26,88	11,67	25,15	-	-				
Ortopiroxênio						5,27	1,93	5,94	-	-				
Plagioclásio						20,65 ¹	24,88 ²	23,35 ³	61,96*	55,75*				
Biotita						-	-	-	12,47	14,06				
Quartzo						-	-	-	19,12	0,60				
Ilmenita						2,31	2,31	0,90	-	0,23				

Plagioclásio: 1 – An30, 2 – An40; 3 – An50 * análise de plagioclásio da amostra AL-210.

An₅₀ (23,35%) + ilmenita (0,9%). Os resíduos são similares e correspondem a anfibolito com granada (Tabela 8.4), sugerindo uma fonte esta similar à obtida para o grupo do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões (La/Yb)_n.

Os ajustes estatisticamente obtidos utilizando-se como fontes as amostras do Complexo Tonalítico Caracol (AL-208 e AL-163) também forneceram ajustes adequados, embora menos perfeitos que os anteriores, pois mostraram alguns problemas: (i) a partir de 10% de fusão parcial da amostra AL-210, obteve-se um líquido empobrecido em MgO e enriquecido em K₂O e TiO₂, quando comparado a amostra AL-16; $\Sigma r^2 = 0,94$ e um resíduo a base de hornblenda (6,45%) + plagioclásio An₃₀ (61,96%) + biotita (12,47%) + quartzo (19,12%); (ii) a partir de 65% de fusão parcial da amostra AL-163, obteve-se um líquido empobrecido em MgO e enriquecido em K₂O, quando comparado a amostra AL-16; $\Sigma r^2 = 0,24$ e resíduo constituído por hornblenda (29,36) + biotita (14,06%) + plagioclásio (55,75%) + quartzo (0,6) + ilmenita (0,23).

Os testes feitos para os elementos terras raras utilizando como fontes as rochas toleíticas arqueanas, confirmaram a possibilidade destas fontes gerarem líquidos compatíveis com a composição do Trondhjemito Água Fria (Figura 8.20). A partir de 20% de fusão parcial de fonte geoquimicamente correspondente aos toleitos arqueanos de Martin (1987) com um resíduo a base de hornblenda + granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio An₃₀ + ilmenita (Tabela 8.4), obteve-se um líquido, que apresenta no geral um padrão de terras raras similar ao do Trondhjemito Água Fria (AL-16) (Figura 8.20a), embora difira do mesmo pelo leve empobrecimento em terras raras leves, enriquecimento relativo em terras raras pesadas e ausência de discreta anomalia negativa de Eu. No modelo que considera 20% de fusão parcial de uma fonte equivalente aos toleitos arqueanos enriquecidos (Condie 1993) há um melhor ajuste nos elementos terras raras leves, mas também não se observa a pequena anomalia de Eu e a discrepância nos teores de elementos terras raras pesados em relação à composição do Trondhjemito Água Fria (AL-16) é mantido (Figura 8.20b). O melhor ajuste foi verificado quando do modelo que admite a fusão parcial de 5-10% de uma fonte de composição similar a dos metabasaltos relacionados ao *greesntone belt* de Identidade, com resíduo de fusão a base de hornblenda + granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio An₅₀ + ilmenita.

Os testes feitos com base no comportamento dos elementos terras raras admitindo fontes similares em composição aos dois grupos de amostras do Complexo Tonalítico Caracol mostraram como resultados, líquidos completamente diferentes em composição do Trondhjemito Água Fria (AL-16) (Figura 8.21). A partir de 5 a 10% de fusão da amostra AL-210, obtém-se um líquido enriquecido em terras raras leves e com forte anomalia de Eu (Figura 8.21a); no modelo de 65% de fusão parcial da amostra AL-163 do Complexo Tonalítico

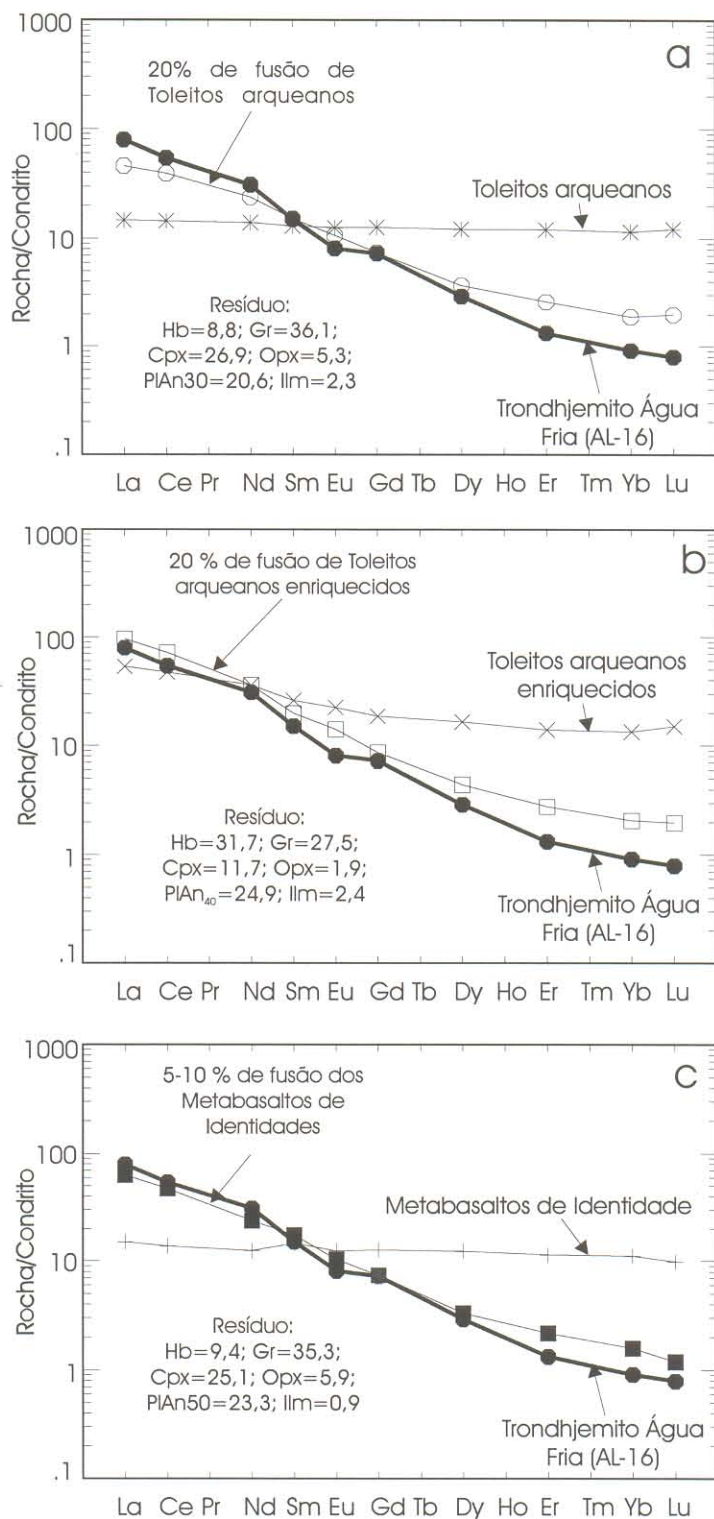


Figura 8.20 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do Trondhjemito Água Fria (AL-16) comparados com os padrões fornecidos pela composição calculada do líquido derivado de: (a) 20% de fusão parcial de toleitos arqueanos; (b) 20% de fusão parcial de toleitos arqueanos enriquecidos e; (c) 5-10% de fusão parcial dos meta-basaltos de Identidade. Nos diagramas são indicados também os resíduos de fusão.

Caracol, tem-se um líquido cujo o padrão de elementos terras raras é muito semelhante com o da rocha fonte assumida (AL-163). Este segundo modelo, embora inadequado para explicar a gênese das rochas dominantes no Trondhjemitó Águas Fria, poderia talvez ser aplicado para a amostra AL-13C.

8.4.4.3 – Discussões

O modelamento tanto para elementos maiores e menores, como para elementos terras raras, mostrou que o líquido inicial do Trondhjemitó Águas Fria (AL-16) pode ter sua origem a partir de 5 a 10% fusão parcial de uma rocha de composição similar aos metabasaltos de Identidade, transformado em um granada-anfibolito. O resultado obtido é similar neste aspecto ao do grupo do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões $(La/Yb)_n$, pois como foi discutido no modelamento do mesmo, granada e anfibólio são fundamentais no resíduo de fusão, para que o líquido gerado seja fortemente empobrecido em elementos terras raras pesados. Por outro lado, no caso do modelamento do Complexo Tonalítico Caracol foram admitidos como possíveis fontes para o grupo com altas razões $(La/Yb)_n$, granada-anfibolito, composicionalmente semelhantes aos toleitos arqueanos (Martin 1987) ou aos metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996), submetidos, respectivamente, a 25-30% ou 10-15% de fusão. No caso do Trondhjemitó Águas Fria, o melhor ajuste foi obtido para os metabasaltos de Identidade e o grau de fusão seria comparativamente menor, tanto para este (5-10%), quanto para os toleitos arqueanos (20%; Tabela 8.4). Portanto, a principal diferença entre os magmas formadores das rochas dominantes no Complexo Tonalítico Caracol {altas razões $(La/Yb)_n$ } e no Trondhjemitó Águas Fria não consistirá na fonte ou processo de geração, mas sim no grau de fusão. O grau decrescente de fusão justificaria a dominância de tonalitos ou de trondhjemitos em cada um deste granitóides. Ele sugere também o resfriamento da crosta arqueana com o tempo, tendo em vista a menor idade do Trondhjemitó Águas Fria.

A hipótese do Trondhjemitó Águas Fria ser um produto de fusão crustal de granitóides TTG mais antigos (cf. Martin et al. 1997) foi testada e mostrou-se inconsistente. No caso de uma fonte similar composicionalmente ao grupo com altas razões $(La/Yb)_n$ do Complexo Tonalítico Caracol seria possível gerar um líquido próximo em composição ao Trondhjemitó Águas Fria, com uma taxa de 10% de fusão (Tabela 8.4). Porém o padrão de elementos terras raras do líquido resultante deste modelo é totalmente inconsistente com aquele do Trondhjemitó Águas Fria (Figura 8.21a). Adotando-se alternativamente como fontes tonalitos com razões $(La/Yb)_n$ comparativamente elevadas, seria necessário uma taxa de fusão de 65%

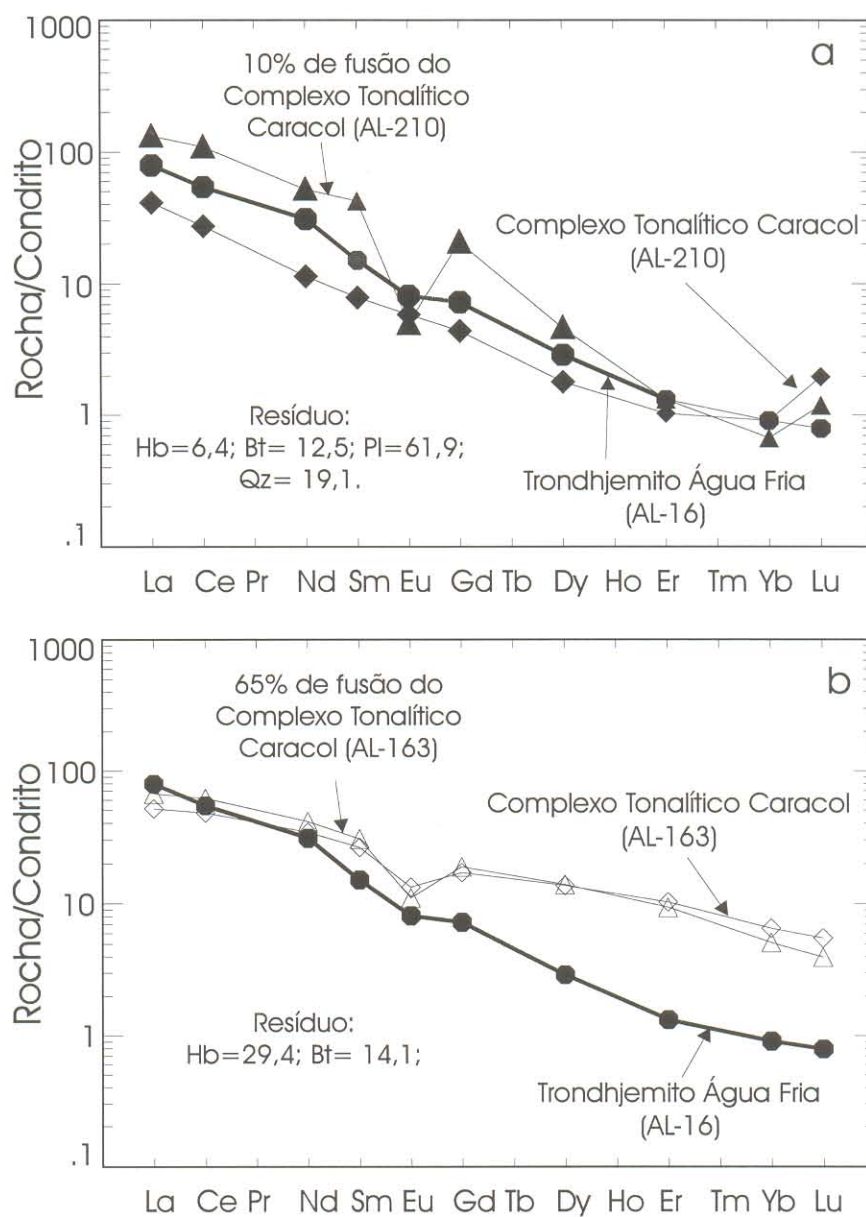


Figura 8.21 - Padrões de elementos terras raras da possível fonte e do Trondhjemito Água Fria (AL-16) comparados com os padrões fornecidos pela composição calculada do líquido derivado de: (a) 5-10% de fusão parcial da amostra AL-210 do Complexo Tonalítico Caracol (domínio NW); (b) 65% de fusão parcial da amostra AL-163 do Complexo Tonalítico Caracol (domínio SW). Nos diagramas são indicados também os resíduos de fusão.

(Tabela 8.4) e os padrões de elementos terras raras do líquido resultante seria do mesmo modo inteiramente contrastante com o dominante no Trondhjemitó Águas Frias (Figura 8.4b).

8.5 – GRANITO XINGUARA

8.5.1 – Considerações gerais

Os aspectos principais da geoquímica do Granito Xinguara serão apresentados e discutidos no presente trabalho na forma de artigo, publicado na *Revista Brasileira de Geociências*, volume 29(3): 429-436, de setembro de 1999, intitulado **GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO GRANITO XINGUARA, TERRENO GRANITO-GREENSTONE ARQUEANO DE RIO MARIA - CRÁTON AMAZÔNICO**. O presente artigo será apresentado aqui em sua forma em que foi aceito para publicação na referida revista.

Após a apresentação da geoquímica do Granito Xinguara, serão discutidos alguns dados geoquímicos adicionais e, com base em modelamento geoquímico, serão avaliados as possíveis fontes do magma formador do Granito Xinguara.

8.5.2 – Reprodução de artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências, volume 29(3): 429-436, de setembro de 1999.

**GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO GRANITO XINGUARA, TERRENO
GRANITO-GREENSTONE ARQUEANO DE RIO MARIA - CRÁTON AMAZÔNICO**

RESUMO

ABSTRACT

INTRODUÇÃO

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO XINGUARA

GEOQUÍMICA

Aspectos Gerais

Comportamento de Rb, Sr e Ba

Elementos Terras Raras

Caracterização da Série Geoquímica

DISCUSSÕES

Petrogênese

**Significado do Magmatismo Granítico Arqueano no Terreno Granito-Greenstone
de Rio Maria**

CONCLUSÕES

Agradecimentos

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Autores:

Albano Antônio da Silva Leite^(1,3)

Roberto Dall'Agnol^(1,2)

Fernando Jacques Althoff^(1,4)

(1) - Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides - GPPG

(2) - Departamento de Geoquímica e Petrologia - CG/UFPA

(3) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - CPGG-CG-UFPA

(4) - Universidade Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS/RS

RESUMO

O Granito Xinguara, um corpo granítico Arqueano situado na porção norte do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do estado do Pará, é intrusivo em granitóides e gnaisses TTG e no Granodiorito Rio Maria. O Granito Xinguara exibe uma marcante homogeneidade composicional, sendo formado essencialmente por leucomonzogranitos metaluminosos a ligeiramente peraluminosos com altos teores de SiO_2 e álcalis, elevadas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, baixos teores médios de MgO e moderados de CaO , havendo, ainda, granitos pegmatóides e leuco-sienogranitos subordinados. A fácies leucomonzogranito foi subdividida com base nos dados geoquímicos nos tipos LMG1 e LMG2, cujos teores de SiO_2 se superpõem. Entretanto, os LMG2 são empobrecidos em Al_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O e enriquecidos em K_2O , Rb, Zr e Y, quando comparados aos LMG1. Em diagramas geoquímicos os LMG1 e LMG2 definem *trends* evolutivos contrastantes, indicando que cristalizaram a partir de líquidos distintos. O comportamento dos elementos litófilos sugere que o fracionamento de feldspato potássico, plagioclásio e biotita controlou a evolução por cristalização fracionada dos magmas do pluton Xinguara. O fracionamento de feldspatos é indicado também pelas expressivas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* , variando de 0,28 a 0,38 nos LMG1). Os LMG1 mostram, em geral, acentuado empobrecimento em terras raras pesados (La_n/Yb_n , variando de 149,07 a 16,63) causado, provavelmente, pela retenção de granada e/ou anfibólios no resíduo de fusão. O acentuado fracionamento de terras raras pesados, o empobrecimento em Y, Ti e Nb, paralelamente ao enriquecimento em P e Sr, comparativamente à composição média da crosta continental superior, bem como os altos valores das razões Rb/Y e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, apontam para uma similaridade dos leucogranitos Xinguara com os leucogranitos cálcico-alcálicos arqueanos do tipo 2. Os dois tipos de leucogranitos Xinguara provavelmente foram derivados a partir de diferentes graus de fusão parcial de uma mesma fonte crustal, possivelmente similar aos granitóides e gnaisses TTG ou afim ao Granodiorito Rio Maria.

Palavras chaves: leucogranitos, cálcico-alcálicos, Arqueano, geoquímica, petrogênese, Cráton Amazônico.

ABSTRACT

GEOCHEMISTRY AND PETROGENETIC ASPECTS OF THE ARCHEAN XINGUARA GRANITE, RIO MARIA GRANITE-GREENSTONE TERRAIN - AMZONIAN CRATON

The Xinguara Granite (XingG), an Archean granitic pluton situated in the northern part of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, southeast of Pará state, is intrusive in TTG granitoids and gneisses and in the Rio Maria Granodiorite. The XingG exhibits a remarkable

compositional homogeneity, being composed essentially by metaluminous to slightly peraluminous leucogranite with high SiO_2 and alkali contents, high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios, low MgO and moderate CaO contents. Subordinate, it also occurs pegmatoid granites and leucosyenogranites. The leucomonzogranite facies was subdivided on basis of the geochemical data in the LMG1 and LMG2 types, whole silica contents are similar. However, the LMG2 type has lower Al_2O_3 , MgO , CaO and Na_2O and higher K_2O , Rb , Zr and Y contents compared to the LMG1 type. In geochemical diagrams the LMG1 and LMG2 types define contrasting evolutive trends, indicating that they crystallized from two different liquids. The behavior of lithophile elements suggests that a moderate fractionation of potassic feldspar, plagioclase and biotite controlled the small degree of differentiation of Xinguara pluton magmas. The fractionation of feldspar is confirmed by the deep Eu negative anomalies (Eu/Eu^* ranging from 0.28 to 0.38 in the LMG1 type). The LMG1 type shows, in general, an accentuated depletion in the heavy rare earth elements (La_n/Yb_n , ranging from 149.07 to 16.63), which is probably due to garnet and/or amphibole retention in the melt residue. The large extent of fractionation of the HREE, the depletion in Y , Ti and Nb parallel to the enrichment in P e Sr in comparison to the average composition of the upper continental crust, as well as the high values of the Rb/Y and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios, indicate a similarity between the Xinguara leucogranites and Archean calc-alkaline leucogranite of type 2. The two types of Xinguara leucogranites were probably derived by different degrees of partial melting from a same crustal protolith, which is possibly similar to the TTG granitoids and gneisses or, alternatively, to the Rio Maria Granodiorite.

Keywords: Leucogranites, Calc-alkaline, Archean, Geochemistry, Petrogenesis, Amazoniam Craton.

INTRODUÇÃO

Os terrenos arqueanos de vários locais do mundo são constituídos fundamentalmente por associações granitóides dominadas por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos que formam as clássicas associações TTG e por *greenstone belts* (Kröner 1991, Condie 1993, Martin 1994). Entretanto, maciços graníticos *stricto sensu*, embora geralmente menos discutidos, também possuem uma distribuição areal importante nesses terrenos (Cassidy *et al.* 1991, Sylvester 1994, Davis *et al.* 1994). Tais granitos formam plutons de dimensões variáveis, comumente intrusivos nas associações TTG. Condie (1993) estima que este magmatismo potássico constitui no mínimo cerca de 20% das rochas expostas nos crátons arqueanos, superando as rochas toleíticas ($\pm 10\%$) e sendo subordinado apenas em relação às suítes TTG (35 a 50%).

No Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) foram identificados os granitos Xinguara (Leite 1995) e Mata Surrão (Duarte 1992), bem como pequenos corpos leucograníticos na região de Identidade (Souza 1994), como representantes deste magmatismo granítico potássico de idade arqueana, o qual é inteiramente distinto da associação TTG. Posteriormente, Althoff (1996) mapeou na região de Marajoara diversos outros corpos de leucogranitos arqueanos, denominados de Granito Garantã. Nos mapeamentos geológicos executados pela CPRM (Araújo & Maia 1991), ficou igualmente comprovado que esses corpos graníticos possuem uma ampla distribuição no TGGRM. Além disso, na região da Serra dos Carajás e adjacências foi identificada uma outra seqüência de leucogranitos arqueanos, definida como Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1994), com idade de 2,73 Ga (Avelar 1996).

A importância do magmatismo potássico na evolução dos terrenos arqueanos da Amazônia Oriental acha-se, portanto, confirmada, reproduzindo-se um quadro similar ao verificado em outros continentes. Apesar disso, carece-se de estudos petrográficos e geoquímicos mais detalhados sobre corpos representativos desse magmatismo. Em razão do exposto, foram desenvolvidos esforços no sentido de caracterizar os granitos Mata Surrão (Duarte 1992), Xinguara (Leite 1995) e Garantã (Althoff 1996).

O presente trabalho tem como objetivo principal discutir a geoquímica e os aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara e contribuir para uma melhor compreensão da natureza desse granito, tendo em vista a sua importância na evolução geológica do TGGRM.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O TGGRM é formado por rochas granitóides e unidades metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, parcialmente recobertas pelas seqüências sedimentares anquimetamórficas arqueanas(?) do Grupo Rio Fresco e cortadas por granitos anorogênicos proterozóicos (Huhn *et al.* 1988, Araújo *et al.* 1994, Dall'Agnol *et al.* 1997).

Geoquimicamente, os granitóides arqueanos do TGGRM foram divididos em três grandes associações (Dall'Agnol *et al.* 1997): (i) granitóides da série trondhjemítica, representados pelo Tonalito Arco Verde (Althoff 1996), Trondhjemito Mogno (Huhn *et al.* 1988), Granitóides e gnaisses TTG de Xinguara (Leite 1995); (ii) Granodiorito Rio Maria e rochas afins (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Souza 1994), pertencentes à série de granitóides cálcico-alcalinos de alto magnésio e; (iii) leucogranitóides de composição monzogranítica e afinidade cálcico-alcalina, representados pelos granitos Xinguara (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997), Mata Surrão (Duarte 1992), Garantã (Althoff 1996) e os leucogranitóides de Identidade (Souza 1994).

O Tonalito Arco Verde tem idade U-Pb em zircão de 2,96 Ga (Macambira & Lafon 1995) e corresponde, juntamente com os *greenstone belts* (2,90 Ga, Macambira & Lafon 1995, e 2,97 Ga, Pimentel & Machado 1994), às rochas mais antigas do TGGRM. Posteriormente, em torno de 2,87 Ga, a região foi cortada por diversos outros granitóides (Granodiorito Rio Maria, Trondhjemito Mogno, Tonalito Parazônia e Granito Mata Surrão) (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). A idade do Granito Xinguara não se encontra, ainda, bem definida, ao passo que um dos corpos que compõem o Granito Guarantã foi datado em 2,87 Ga (Althoff *et al.* 1998).

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DO GRANITO XINGUARA

A área-tipo do Granito Xinguara está localizada nas cercanias de cidade homônima, na porção nordeste do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Fig. 1). Trata-se de um dos melhores exemplos do magmatismo granítico potássico de idade arqueana presente neste terreno.

Figura 1 - Mapa geológico do Granito Xinguara e de localização das amostras analisadas (Leite 1995).

Figure 1 - Geological map of the Xinguara Granite and location of the analyzed samples (Leite 1995).

O Granito Xinguara é um maciço granítico de forma amendoada, medindo cerca de 40 km no eixo maior e até 12 km no eixo menor. O eixo maior orienta-se subconcordantemente ao *trend* geral WNW-ESE da foliação das encaixantes (Fig. 1). Na porção sul o corpo granítico secciona os granitóides tonalito-trondhjemito-granodioritos e o Granodiorito Rio Maria; no norte está associado a trondhjemitos-granodioritos, com os quais intercala-se formando estruturas bandadas, interpretadas como de origem ígnea (Leite 1995, Leite & Dall'Agnol 1997). Os trondhjemitos que ocorrem na parte norte da área são fortemente bandados e, inicialmente, foram correlacionados com os tonalito-trondhjemitos presentes a sul do corpo granítico. Atualmente está sendo avaliada a hipótese de existir mais de uma associação de tonalito-trondhjemitos na região, sendo possível que as rochas trondhjemíticas situadas a norte do corpo sejam mais jovens e estratigraficamente distintas daquelas mapeadas a sul.

A foliação no Granito Xinguara é pouco marcante, sendo mais evidente e penetrativa nas bordas, ao passo que no centro do corpo acha-se ausente ou mal definida. O granito encontra-se afetado por expressivas zonas de cisalhamento dúctil (Leite & Dall'Agnol 1997). A deformação é heterogênea e não penetrativa em escalas meso e macroscópica. Os dados

estruturais sugerem que a colocação do granito foi provavelmente condicionada pelas zonas de cisalhamento, tendo ocorrido durante o desenvolvimento das mesmas.

Petrograficamente o maciço é bastante homogêneo, sendo formado por leucogranitos *subsolvus*. Uma descrição petrográfica detalhada e composições modais de amostras das várias fácies constam em Leite & Dall'Agnol (1997). As proporções de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato são equivalentes. A principal fase máfica é a biotita e, entre os acessórios, encontram-se magnetita, titanita, apatita, alanita, epidoto magmático(?) e zircão. Os constituintes secundários são epidoto, sericita-muscovita e, por vezes, carbonatos, clorita e hidróxidos de ferro. O Granito Xinguara é formado por três fácies petrográficas, predominando amplamente leucomonzogranitos, cortados por fases mais tardias representadas por sienogranitos e granitos pegmatóides. Apesar de terem sido afetadas por graus variados de deformação, as diversas fácies exibem texturas magmáticas facilmente reconhecidas. A deformação materializa-se através da intensa recristalização de cristais de feldspatos e quartzo, processada quando o corpo já se comportava como um sólido.

GEOQUÍMICA

Foram analisadas 20 amostras do corpo granítico (Tab. 1) para elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO e P_2O_5) nos laboratórios da ALBRÁS; o FeO e perda ao fogo foram obtidos no Laboratório de Análises Químicas e Rb, Sr, Zr, Nb e Y no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Centro de Geociências da UFGA. Ba, Th, Ga e os elementos terras raras foram dosados no Laboratório GEOLAB da GEOSOL.

Tabela 1 - Composições químicas e normas C.I.P.W. das amostras do Granito Xinguara.

Table 1 - Chemical analyses and C.I.P.W. norms of the Xinguara Granite.

Aspectos Gerais

Os teores de SiO_2 das amostras analisadas variam de 71,70 a 75,30%, refletindo a notável homogeneidade do corpo. Em vários diagramas geoquímicos é evidente a separação entre as diversas fácies do Granito Xinguara, bem como a discriminação de dois grupos de leucomonzogranitos: leucomonzogranitos do tipo 1 (LMG1), com teores normais de K_2O ($3,0 \leq \text{K}_2\text{O} \leq 5,24\%$; média de 4,77%) e leucomonzogranitos do tipo 2 (LMG2), muito ricos em K_2O ($\text{K}_2\text{O} > 6\%$; média de 6,5 %) (Tab. 1; Fig. 2). Os LMG2 situam-se em um domínio bem definido na porção central do corpo, enquanto os LMG1 são dominantes e ocupam as demais porções do maciço (Fig. 1).

Os conteúdos de SiO_2 dos dois tipos de leucomonzogranitos se superpõem, mas suas composições são distintas em vários aspectos. Em amostras com teores similares de SiO_2 os LMG2 são comparativamente empobrecidos em Al_2O_3 , MgO , CaO e Na_2O e enriquecidos em K_2O , Rb , Zr e Y em relação aos LMG1. Nesses, SiO_2 varia dentro de um intervalo mais amplo do que nos LMG2. Nos dois grupos, os teores de Na_2O e K_2O mantêm-se constantes ou pouco variam com o aumento de SiO_2 (Fig. 2). As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ médias são de 1,26 para os LMG1 e de 2,06 para os LMG2.

Figura 2 - Diagramas de Harker para os leucogranitos Xinguara.

Figure 2 - Harker diagrams for the Xinguara leucogranites.

Os sienogranitos e granitos pegmatóides tendem a ser mais ricos em SiO_2 do que os leucomonzogranitos. Os dois primeiros apresentam baixos valores dos óxidos concentrados nas fases máficas e em CaO , sugerindo a sua derivação a partir de líquidos resultantes de um fracionamento intenso, explicável tanto por cristalização fracionada, quanto por graus de fusão parcial muito baixos. Geralmente, não divergem muito em composição dos leucomonzogranitos de mesmos teores de SiO_2 (Fig. 2). Como o número de análises dos leuco-sienogranitos e granitos pegmatóides foi reduzido não ficam muito claras as possíveis diferenças existentes entre eles.

De acordo com o índice de Shand o Granito Xinguara mostra características metaluminosas e peraluminosas. Nas composições normativas C.I.P.W. (Tab. 1) das diferentes fácies do Granito Xinguara constata-se a presença ora de coríndon normativo, ora de diopsídio normativo. O coríndon normativo aparece sempre com percentuais inferiores à unidade e está ausente na fácies granito pegmatóide. Os teores de diopsídio normativo também são muito baixos, superando levemente a unidade em apenas uma amostra. Conclui-se que a maioria das amostras é ligeiramente metaluminosa e que o Granito Xinguara varia de metaluminoso a ligeiramente peraluminoso.

Comportamento de Rb, Sr e Ba

O comportamento dos elementos litófilos é muito importante para esclarecer a evolução de rochas leucograníticas, pois a distribuição destes elementos é amplamente controlada pelas fases minerais dominantes nestas rochas, com destaque para os feldspatos. É sabido igualmente que o comportamento geoquímico de elementos-traço compatíveis e incompatíveis constitui um bom indicador dos processos petrogenéticos (Hanson 1989). Em razão disso, foram elaborados os diagramas Rb-Sr, Sr-Ba e Rb/Sr-Sr/Ba das amostras estudadas (Fig. 3),

nos quais foram indicados os sentidos de variações das composições dos líquidos em função do fracionamento de determinadas fases minerais (plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita).

Nos diagramas mencionados, constata-se a existência de dois *trends* subparalelos definidos, um deles, pela maioria das amostras dos LMG1 e, o segundo, por aquelas do LMG2. Tais *trends* são fortemente controlados pelo fracionamento de feldspato potássico, porém ao que tudo indica, a influência de plagioclásio e biotita foi igualmente importante. Outro aspecto digno de nota é a variação moderada dos teores dos elementos-traço considerados, bem como das razões Rb/Sr (Tab. 1; Fig. 3). Tal fato, aliado à comparação entre os diagramas mencionados acima com diagramas semelhantes elaborados para o granitos proterozóicos Jamon, Musa e diques associados, nos quais processos de cristalização fracionada foram considerados muito efetivos durante a evolução magmática das fácies graníticas (Dall'Agnol *et al.* 1999), indica - seguindo as evidências sugeridas por Hanson (1989) - que, durante a gênese dos magmas formadores do Granito Xinguara, os processos de cristalização fracionada também atuaram, porém, de forma comparativamente mais moderada. Isso é, em parte, conseqüência do caráter extremamente félsico dos magmas formadores do granito estudado.

Por outro lado, os comportamentos distintos dos LMG1 e LMG2, tanto nos diagramas de Harker (Fig. 2), quanto naqueles baseados nos elementos litófilos (Fig. 3), sugerem ser mais razoável admitir, neste estágio, que esses dois grupos de granitos cristalizaram a partir de dois líquidos distintos.

Figura 3 - Diagramas Rb vs. Sr, Sr vs. Ba e Rb/Sr vs. Sr/Ba para as amostras do Granito Xinguara. Os vetores indicam a influência do fracionamento do plagioclásio (PI), feldspato potássico (FK), hornblenda (Hb) e biotita (Bt) na composição do líquido residual. Simbologia conforme Figura 2.

Figure 3 - Rb vs. Sr, Sr vs. Ba and Rb/Sr vs Sr/Ba plots for samples of the Xinguara Granite. The vectors indicate the influence of fractionation of plagioclase (PI), potassium feldspar (KF), hornblende (Hb) and biotite (Bt) in the composition of the residual liquids. Symbols as in Figure 2.

Elementos Terras Raras

Foram analisadas quatro amostras de LMG1 para elementos terras raras (Tab. 2), sendo os dados normalizados em relação ao condrito conforme os valores de Anders & Grevesse (1989). Os padrões de elementos terras raras (Fig. 4a) mostram enriquecimento acentuado dos terras raras leves (ETRL) em relação aos terras raras pesados (ETRP),

indicando que houve acentuado a moderado fracionamento dos ETRP, conforme revelam as razões $(La/Yb)_n$, (Tab. 2). Estas variam de 149,07 a 16,63 mostrando que o fracionamento de fases enriquecidas em ETRP foi bastante diversificado de uma amostra para outra e que o conjunto de amostras analisadas apresenta algumas diferenças, embora o padrão geral seja mantido. As razões $(La/Sm)_n$ e $(Dy/Yb)_n$ variam de 3,39 a 5,13 e de 1,01 a 3,5, respectivamente, mostrando que o fracionamento interno dos terras raras leves e pesados não foi muito acentuado, sendo mais expressivo nos ETRL.

Tabela 2 - Análises de elementos terras raras dos leucomonzogranitos do tipo 1 do Granito Xinguara.

Table 2 - Rare earth elements data for the type 1 - leucomonzogranite of the Xinguara Granite.

Figura 4 – Diagramas geoquímicos para os leucomonzogranitos Xinguara. (a) Padrões de Elementos Terras Raras para os LMG1, normalizados segundo Anders & Grevesse (1989); CA1 e CA2 granitos cálcico-alcálicos 1 e 2 ; ALK 3 e ALK4: leucogranitos alcalinos 3 e 4 (Sylvester 1994) (b) Diagrama $(Al_2O_3+CaO)/(FeO_t+Na_2O+K_2O)$ vs. $100(MgO+FeO_t+TiO_2)/SiO_2$ (Sylvester 1989); (c) Diagrama de multi-elementos para os LMG1, normalizados em relação à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985); e (d) Diagrama Rb/Y vs. Al_2O_3/TiO_2 para os LMG1 e LMG2. Campos CA1 e CA2, cf. Sylvester (1994). Símbolos como na Figura 2.

Figure 4 – Geochemistry diagrams from the Xinguara leucomonzogranites. (a) Rare earth elements signature for the type 1. Chondrite normalized REE patterns (Anders & Grevesse 1989) for the leucomonzogranites of the Xinguara pluton. CA1-type and CA2-type calc-alkaline granites; ALK3-type e ALK4-type alkaline granites (Sylvester 1994); (b) $(Al_2O_3+CaO)/(FeO_t+Na_2O+K_2O)$ vs. $100(MgO+FeO_t+TiO_2)/SiO_2$ plot (Sylvester 1989) for the Xinguara leucogranites; (c) Upper Continental crust-normalized (Taylor & McLennan 1985) multi-element diagram for LMG1-type leucomonzogranite of the Xinguara Granite; (d) Rb/Y vs Al_2O_3/TiO_2 plot for the Xinguara leucogranites. CA1 and CA2 fields as defined by Sylvester (1994). Symbols as in Figure 2.

A presença constante de expressivas anomalias negativas de Eu, com razões (Eu/Eu^*) variando entre 0,28 e 0,38, é outra feição notável das amostras analisadas. Ela revela uma participação efetiva de plagioclásio + feldspato potássico no fracionamento, seja retidos no resíduo de fusão de uma rocha fonte crustal, seja como fases que sofreram um fracionamento importante durante a cristalização.

O acentuado empobrecimento dos ETRP pode ter sido causado por fracionamento de granada, anfibólio, zircão e piroxênios, fases minerais que concentram notavelmente os ETRP. Pode-se, portanto, admitir, preliminarmente, que uma ou mais destas fases foram retidas no resíduo de fusão, pois o seu fracionamento durante a evolução magmática parece muito improvável. Dentre elas, o fracionamento de granada e/ou anfibólitos parece bem mais provável que o de piroxênios, tendo em vista que os primeiros concentram Y, elemento cujos teores são muito baixos nos leucogranitos Xinguara. Quanto ao zircão, os teores moderados deste elemento nos leucogranitos fortalecem a hipótese de um fracionamento expressivo deste mineral.

Caracterização da Série Geoquímica

Embora a utilização isolada dos diagramas de Pearce *et al.* (1984) não permita definir o ambiente tectônico de colocação de rochas granitóides, pois sabe-se que há granitóides geoquimicamente similares, formados em ambientes tectônicos distintos (Sylvester 1989), os mesmos podem auxiliar na caracterização geoquímica das rochas estudadas, permitindo a eliminação de determinadas hipóteses. As amostras do Granito Xinguara situam-se no limite dos campos dos granitos sin-colisionais e de arcos vulcânicos de Pearce *et al.* (1984), porém os LMG2, devido ao seu enriquecimento relativo em Rb, tendem a adentrar no campo dos granitos sin-colisionais.

Sylvester (1989) propõe a utilização do diagrama $(Al_2O_3+CaO)/(FeO_t+Na_2O+K_2O)$ versus $100(MgO+FeO_t+TiO_2)/SiO_2$ (Fig. 4b) para verificar a natureza das séries magmáticas de rochas granitóides, admitidas como sin-colisionais. Neste diagrama, as amostras do Granito Xinguara concentram-se no campo onde se superpõem os granitóides alcalinos e os cálcico-alcalinos fortemente fracionados, porém as características geoquímicas do Granito Xinguara, tais como os baixos conteúdos de Zr, Y e Nb, e o acentuado a moderado fracionamento de ETRP, sugerem sua maior afinidade com os últimos.

As características geoquímicas do Granito Xinguara sugerem, em princípio, maiores analogias com os granitos cálcico-alcalinos, similares aos de ambientes sin-colisionais e de arcos vulcânicos fanerozóicos. Porém, os dados apresentados não são totalmente conclusivos, pois a convergência geoquímica, típica de leucogranitos ricos em sílica (Chappell & White 1992), dificulta a identificação da série geoquímica a que pertencem os granitos estudados. Essa questão foi aprofundada por Sylvester (1994) que distinguiu, com ênfase em geoquímica, diferentes grupos de leucogranitos arqueanos - cálcico-alcalinos, fortemente peraluminosos e

alcalinos. Procurou-se, em razão disso, estabelecer comparações entre o Granito Xinguara e tais grupos de leucogranitos arqueanos.

Conforme se pode perceber pelos itens precedentes, as características mineralógicas e geoquímicas das rochas estudadas são inteiramente distintas daquelas observadas nos leucogranitos fortemente peraluminosos. Isso permite afastar a hipótese de que as mesmas correspondam a esse grupo de granitos, restando a considerar as alternativas de que elas sejam cálcico-alcalinas ou alcalinas. Sylvester (1994) dividiu cada um dos grupos de leucogranitos em dois subgrupos, os quais serão a seguir comparados com os LMG1 de Xinguara. As composições químicas médias dos vários granitos são fornecidas na Tabela 3.

Tabela 3 - Composições químicas médias do Granito Xinguara e dos leucogranitos cálcico-alcalinos e alcalinos de Sylvester (1994).

Table 3 - Chemical composition of the Xinguara Granite and calc-alkaline and alkaline granites of Sylvester (1994).

Os padrões de elementos terras raras (Fig. 4a) mostram claramente uma maior afinidade geoquímica entre os LMG1 de Xinguara e a composição média dos leucogranitos cálcico-alcalinos do tipo 2 (CA2) de Sylvester (1994). Os mesmos se assemelham sobretudo pelo acentuado fracionamento de ETRP (Cf. valores de La_n/Yb_n ; Tab. 1), pela presença de expressiva anomalia negativa de Eu (mais acentuada, porém, no Granito Xinguara) e pelo enriquecimento em ETRL. A principal diferença entre os LMG1 de Xinguara e os leucogranitos cálcico-alcalinos do tipo 1 (CA1) e os tipos alcalinos 3 e 4 (ALK3 e ALK4) de Sylvester consiste na ausência nos últimos de empobrecimento significativo em ETRP, refletida nos seus padrões subhorizontais para os ETRP (Fig. 4a). Constata-se, no entanto, que a amostra AL-56B, com a menor razão La_n/Yb_n do conjunto estudado (Tab. 1), tende a apresentar um padrão um pouco mais próximo daqueles dos referidos granitos (Fig. 4a).

No diagrama de multi-elementos (Fig. 4c), normalizado em relação à crosta continental superior média (Taylor & McLennan 1985; cf. Sylvester 1994), as amostras dos LMG1 do Granito Xinguara apresentam um comportamento análogo ao dos leucogranitos cálcico-alcalinos e bem distinto daqueles dos tipos alcalinos. O leucogranito Xinguara diverge dos últimos por apresentar acentuadas anomalias negativas de Y, Ti e Nb, bem como enriquecimento relativo em P e Sr e empobrecimento em La e Ce. Os padrões dos granitos CA1 e CA2 são bastante similares, mas os CA2 exibem anomalias negativas de Y, Ti e Nb

mais acentuadas, verificando-se o mesmo no leucogranito Xinguara. Isso reforça as analogias entre este e os leucogranitos CA2 assinaladas anteriormente.

DISCUSSÕES

Petrogênese

Qualquer discussão sobre a petrogênese do Granito Xinguara é limitada por não se dispor de dados isotópicos. Entretanto, algumas idéias preliminares merecem ser assinaladas. O Granito Xinguara apresenta uma notável homogeneidade composicional, conforme indicam os dados petrográficos e geoquímicos. Chama a atenção a natureza granítica e hololeucocrática das diferentes variedades de rochas do corpo, com altos teores de SiO_2 (>71,5%) e álcalis (média de 8,95%), elevadas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (média de 1,57), e teores médios baixos de MgO (0,23%) e moderados de CaO (1,13%). Os padrões de elementos terras raras revelam anomalias significativas de Eu, indicando um fracionamento expressivo de feldspatos e, mais particularmente, de plagioclásio, durante a geração ou evolução do magma granítico.

Os contrastes geoquímicos observados entre os LMG1 e LMG2 indicam uma certa complexidade na origem do magma gerador do Granito Xinguara. Tais contrastes não podem ser explicados somente por processos de diferenciação magmática, tendo em vista que os dois grupos apresentam teores de SiO_2 superpostos e não seguem o mesmo *trend* de diferenciação (Fig. 2). Isso é reforçado pelo comportamento dos elementos litófilos (Fig. 3). É pouco provável, portanto, que os dois tipos de leucomonzogranitos tenham se formado a partir de um mesmo magma parental, apesar de sua aparente associação no espaço e no tempo, a menos que se admita a possibilidade de contaminação em graus variáveis do magma original pelas rochas encaixantes, presentes no interior do corpo sob a forma de enclaves (Leite 1995). A contaminação através dos granitóides TTG não poderia, no entanto, justificar a passagem dos LMG1 para os LMG2, mais potássicos e algo mais alcalinos do que os LMG1. Por outro lado, a contaminação dificilmente poderia ter se dado no sentido inverso, uma vez que os LMG2 têm distribuição relativamente limitada no corpo e seria pouco provável que as rochas contaminadas, no caso os LMG1, ocupassem uma maior área. Há, ainda, enclaves de rochas ricas em clorita e muscovita no corpo granítico (Leite 1995), porém as mesmas não parecem possuir composições químicas adequadas para justificar uma contaminação capaz de explicar as variações geoquímicas observadas entre os LMG1 e LMG2. É mais razoável, portanto, admitir que os LMG1 e LMG2 tenham se originado a partir de líquidos distintos que evoluíram independentemente.

Segundo Ridley (1992) este tipo de magma seria formado em altos níveis crustais, representando o último e maior evento ígneo dos crátons arqueanos. Ele admite duas origens para tais líquidos graníticos: (i) fusão parcial de granitóides e gnaisses TTG, ou (ii) a partir da cristalização fracionada de magmas TTG. Este autor advoga a existência no limite crosta inferior/manto superior de uma camada de rocha fundida, a qual seria a fonte de calor responsável pela geração deste grande volume de magmas graníticos no final do Arqueano. Davis *et al.* (1994) consideram, por sua vez, que a geração de magma granítico potássico no Arqueano seria resultado da colocação de magmas derivados do manto na base da crosta, associada com espessamento crustal, promovendo alta T, metamorfismo de baixa P e fusão crustal. Uma outra possibilidade, aventada por Sylvester (1994), é a de que as associações TTG, admitidas por ele como fontes dos magmas geradores dos granitos arqueanos, poderiam ter-se formado não muito antes destes granitos potássicos arqueanos, e por isso, estariam relativamente aquecidas na época em que os granitos foram produzidos. Com isso, pequenos aumentos de temperatura poderiam induzir a fusão crustal, levando à formação de magmas graníticos. Além dos autores citados acima, Foden *et al.* (1984) e Cassidy *et al.* (1991) também admitem uma origem crustal para os magmas formadores dos granitos arqueanos.

Retornando aos granitos estudados, existe um amplo intervalo composicional e acentuados contrastes geoquímicos, tanto entre o Granodiorito Rio Maria e os leucogranitos estudados, quanto entre estes últimos e as associações TTG (Leite 1995). Não há, portanto, nenhuma evidência de que os líquidos formadores do Granito Xinguara possam resultar de diferenciação magmática através de cristalização fracionada a partir dos magmas formadores das demais associações magmáticas arqueanas da região. Por outro lado, embora os dados disponíveis sobre o Granito Xinguara não permitam concluir que a sua origem se deu a partir da fusão parcial da crosta continental arqueana, os mesmos não se opõem à tal hipótese. Assume-se, com base nisto e nas hipóteses disponíveis na literatura, que os leucogranitos de Xinguara derivaram da fusão de granitóides arqueanos, representados por associações TTG ou afins ao Granodiorito Rio Maria.

Partindo-se da premissa de geração dos magmas graníticos através de processos de fusão parcial, duas hipóteses podem ser postuladas na tentativa de explicar a origem dos magmas dos LMG 1 e LMG2: (i) seriam produtos de diferentes graus de fusão parcial de uma mesma rocha fonte; (ii) poderiam ser derivados de rochas fontes de composições ligeiramente diferentes. Hipóteses análogas foram apresentadas e discutidas por Sylvester (1994) para explicar a origem dos leucogranitos cálcico-alcalinos arqueanos dos tipos 1 e 2, por ele distinguidos. Ele conclui que nenhuma dessas duas hipóteses poderia explicar razoavelmente

as diferenças entre os mencionados granitos e assume, como alternativa, a interpretação que os contrastes entre os mesmos seriam devidos a diferenças nas profundidades de gerações dos respectivos líquidos. Essas se refletiriam na presença de maior proporção de minerais restícticos nos granitos CA1, em relação aos CA2, formados em maiores profundidades na crosta e capazes de uma separação mais efetiva de líquido e resíduo de fusão (Sylvester 1994).

Os leucogranitos LMG1 e LMG2 de Xinguara mostram, entretanto, diferenças composicionais e mineralógicas bem menos expressivas que os dois tipos cálcico-alcálicos de Sylvester e são ambos geoquimicamente similares aos leucogranitos cálcico-alcálicos do tipo 2 (CA2), pois no diagrama Rb/Y vs. Al_2O_3/TiO_2 (Fig. 4d) os leucogranitos estudados concentram-se sem exceção no domínio com altas razões Rb/Y e Al_2O_3/TiO_2 , superpondo-se em parte ao campo dos granitos CA2, mas deles separando-se parcialmente por exibirem razões Al_2O_3/TiO_2 mais elevadas. Logo, a hipótese de existência de diferenças nos níveis crustais de geração dos magmas, de modo análogo ao sugerido por Sylvester, não poderia ser aplicada para justificar os contrastes geoquímicos entre os leucogranitos estudados.

Retornando às hipóteses iniciais, diferentes graus de fusão parcial a partir de uma mesma fonte deveriam se refletir em comportamentos diferenciados de determinados elementos traço, tais como Rb, Y e Th, de um lado, e P, Sr e Cu, de outro, em função de seus diferentes coeficientes de partição entre líquido e resíduo (Sylvester 1994). Tais comportamentos são sugeridos pelos dados geoquímicos do pluton Xinguara (Tab. 1), cujos leucogranitos LMG2 são, em geral, comparativamente enriquecidos em Y e Rb (Fig. 2 e 3), além de Th, e empobrecidos em Sr (Fig. 3), em relação aos LMG1. O P não mostra variações significativas entre os dois grupos e o Cu não foi analisado.

Um teste de modelamento geoquímico efetuado para os elementos maiores através do programa MAGFRAC (Morris 1984), envolvendo a fusão parcial de biotita tonalitos e biotita-hornblenda-quartzo dioritos, encaixantes do pluton Xinguara e, muito provavelmente, similares geoquimicamente às suas rochas fonte, indicou efetivamente percentagens de fusão mais elevadas para a geração de líquidos com composição dos leucogranitos LMG1 (em torno de 20% a partir dos tonalitos e de 15% para os quartzo-dioritos) do que para aqueles do tipo 2 (LMG2) (cerca de 10% para ambos os tipos de rochas). Embora esse teste não forneça uma comprovação definitiva de que as rochas estudadas foram efetivamente geradas por tais processos, ele indica que existe a possibilidade de geração das mesmas a partir de líquidos derivados por diferentes graus de fusão parcial de uma mesma rocha fonte, não havendo, portanto, a necessidade de fontes distintas para explicar os contrastes entre os

leucomonzogranitos LMG1 e LMG2 do pluton Xinguara. Em função disso e das considerações anteriores, a hipótese de derivação dos dois líquidos a partir de uma mesma fonte é assumida neste trabalho. Os dados disponíveis sugerem que, tanto as rochas das associações trondjemíticas, quanto as das séries cálcico-alcálicas ricas em Mg, poderiam funcionar como fontes dos magmas. São, no entanto, necessários dados isotópicos, ora sendo obtidos, para aprofundar essa discussão.

As fácies granitos pegmatóides e sienogranitos são, conforme atestam as relações de campo, tardias e de menor volume (Leite 1995). Seria tentador admitir que estas fácies derivaram dos líquidos residuais dos dois tipos de leucomonzogranitos, porém os altos conteúdos de Ba e Sr dos sienogranitos e os conteúdos comparativamente baixos de Rb dos mesmos e dos granitos pegmatóides não favorecem a hipótese de que eles possam ter tal origem. Logo, é possível igualmente que os líquidos formadores dos mesmos também se relacionem a processos de fusão parcial.

Significado do Magmatismo Granítico Arqueano no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria

O magmatismo monzogranítico rico em K_2O , geralmente formado no final do Arqueano, manifesta-se como corpos intrusivos nos terrenos gnáissicos e nas suites tonalítica-trondjemítica-granodioríticas (TTG), sendo amplamente distribuído em vários locais do globo terrestre (Condie & Hunter 1976, Cassidy *et al.* 1991, Kröner 1991, Sylvester 1994, Davis *et al.* 1994). Geralmente este evento magmático marca um importante estágio na evolução e estabilização da crosta arqueana (Ridley 1992).

O pluton Xinguara é uma das intrusões mais representativas, dentre as diversas que caracterizam o magmatismo granítico rico em potássio de natureza cálcico-alcálica fortemente fracionado de idade arqueana do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. Apesar de estar situado num contexto geológico um pouco distinto daquele do Granito Xinguara, o Granito Mata Surrão (Duarte 1992, Althoff 1996) mostra, além de características geológicas e petrográficas, assinatura geoquímica similar à do Granito Xinguara (Leite 1995, Dall'Agnol *et al.* 1997). O Granito Guarantã, localizado na região de Marajoara, mostra algumas similaridades com o Granito Xinguara, porém exibe um comportamento bem distinto dos elementos terras raras (Althoff 1996).

Por outro lado, os dados estruturais e geocronológicos disponíveis (Souza 1994, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Althoff 1996, Dall'Agnol *et al.* 1997) mostram que os diferentes leucogranitos arqueanos, embora correspondam ao evento final do

magmatismo Arqueano no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, formaram-se, em geral, logo após os granitóides TTG mais jovens e o Granodiorito Rio Maria, datados de 2,87 Ga. Portanto, o intervalo de tempo decorrido para a formação destes leucogranitos foi muito curto e eles não se situam no final do Arqueano, sendo inclusive bem mais antigos do que os leucogranitos da Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991, Avelar 1996), do Complexo Granítico Estrela (Barros 1997) e outros granitos alcalinos arqueanos (Lindenmayer *et al.* 1994), descritos mais a norte.

Embora não se possa definir o volume do magmatismo granítico Arqueano de Rio Maria em relação aos das demais associações, estima-se que o mesmo represente uma porção muito significativa daqueles terrenos, tal como observado nos demais crátons arqueanos.

CONCLUSÕES

O Granito Xinguara é um dos mais expressivos corpos graníticos de idade arqueana do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM). Ele integra o magmatismo leucogranítico potássico que, a exemplo de outros crátons arqueanos, teve importância fundamental na evolução geológica do TGGRM. Esse magmatismo formou-se pouco após os demais tipos de granitóides arqueanos e, embora constitua o último evento magmático expressivo do TGGRM, não data do final do Arqueano, contrariamente ao verificado em certos crátons (Davis *et al.* 1994).

O Granito Xinguara é intrusivo em granitóides e gnaisses TTG e no Granodiorito Rio Maria. Petrograficamente é dividido em três fácies: leucomonzogranitos, granitos pegmatóides e leuco-sienogranitos. Com base em dados geoquímicos, a fácies leucomonzogranito foi subdividida em leucomonzogranitos do tipo 1 e tipo 2 (LMG1 e LMG2). Os conteúdos de SiO₂ dos dois tipos de leucomonzogranitos se superpõem, entretanto os LMG2, quando comparados aos LMG1 são empobrecidos em Al₂O₃, MgO, CaO e Na₂O e enriquecidos em K₂O, Rb, Zr e Y. Os leuco-sienogranitos e granitos pegmatóides tendem a ser mais ricos em SiO₂ do que os leucomonzogranitos e empobrecidos em MgO, FeO_t e CaO.

O pluton Xinguara exibe uma marcante homogeneidade composicional, sendo formado por leucogranitos metaluminosos a ligeiramente peraluminosos com altos teores de SiO₂ e álcalis, elevadas razões K₂O/Na₂O, e baixos teores médios de MgO e moderados de CaO. Os LMG1 e LMG2 definem nos diagramas geoquímicos dois *trends* evolutivos, indicando que cristalizaram a partir de líquidos distintos. O comportamento dos elementos litófilos sugere que processos de cristalização fracionada moderada atuaram durante a formação dos magmas do pluton Xinguara, havendo fracionamento de feldspato potássico, plagioclásio e biotita, sendo o

fracionamento de feldspatos indicado também pelas expressivas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* variando de 0,28 a 0,38 nos LMG1). Os LMG1 mostram, em geral, acentuado empobrecimento nos elementos terras raras pesados (La_n/Yb_n variando de 149,07 a 16,63) causado, provavelmente, pela retenção de granada e/ou anfibólios no resíduo de fusão.

Os dados geoquímicos apontam para uma similaridade do Granito Xinguara com os leucogranitos cálcico-alcálicos arqueanos do tipo 2 (CA2) definidos por Sylvester (1994). Há semelhanças, sobretudo, no acentuado fracionamento de elementos terras raras pesados, na presença de expressiva anomalia negativa de Eu e de empobrecimento em Y, Ti e Nb, paralelamente a enriquecimento em P e Sr (Figs. 4a e c). Os altos valores das razões Rb/Y e Al_2O_3/TiO_2 dos leucogranitos Xinguara (Fig. 4c) também reforçam esta interpretação.

A hipótese de contaminação do magma original pelas rochas encaixantes parece pouco sustentável, sendo mais provável que os dois tipos de leucogranitos do pluton Xinguara tenham se originado a partir de líquidos distintos, os quais evoluíram independentemente. O amplo intervalo composicional e os fortes contrastes geoquímicos entre o Granito Xinguara e suas rochas encaixantes (Granodiorito Rio Maria e as associações TTG) não fortalecem tampouco a hipótese de que os líquidos formadores do pluton Xinguara possam resultar de diferenciação magmática dos magmas formadores das mesmas. Assume-se, portanto, que os leucogranitos Xinguara derivaram da fusão de granitóides arqueanos, representados por associações TTG ou afins ao Granodiorito Rio Maria, sendo mais provavelmente produtos de diferentes graus de fusão parcial de uma mesma rocha fonte, conforme sugerido por testes de modelamento geoquímico, bem como pelo comportamento de Rb, Y, Th e Sr.

Agradecimentos

Gostaríamos de agradecer aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG-CG-UFPa) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho, em especial a C.E.M. Barros, R.O. Silva Jr., C.M. Soares, H.T. Costi e M.A.B.M. Figueiredo. Ao químico R.N. Oliveira da Companhia ALBRÁS pela realização das análises químicas de elementos maiores. Ao Prof. W.K. Schuckman (*in memoriam*) pela realização da maioria das análises de elementos traço. Este trabalho recebeu o apoio financeiro de PADCT-FINEP (Processo 6.5.92.0025.00), CNPq, CAPES e Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (CPGG-CG-UFPa).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Althoff, F.J. 1996. *Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Université Henri Poincaré, Nancy I - France, Tese de Doutorado, 296p.

- Althoff, F.J., Barbey, P.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T.; Leterrier, J.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: Réunion des Sciences de la Terre. *Resumés*. Brest, Soc. Géol. Fr. p. 62.
- Anders, E.; Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 197-214.
- 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: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 299-301.
- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N. 1991. *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará*. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164p.
- Avelar, V.G. 1996. *Geocrologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*. Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 199 pp.
- Barros, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Université Henri Poincaré - Nancy 1, France. Nancy, Tese de Doutorado, 316p..
- Cassidy, K.F.; Barley, M.E.; Groves, D.I.; Perrng, C.S.; Hallberg, J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the Late Archean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research.*, **51**:51-83.
- Chappell, B.W.; White, J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions Royal Society. Edinburgh: Earth Science.*, **83**: 1-26.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**: 1-37.
- Condie, K.C.; Hunter, D.R. 1976. Trace elements geochemistry of Archean granitic rocks from Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **29**:389-400.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S.; Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the Anorogenic, Oxidised Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the Genesis of Proterozoic A-Type Granites. *Lithos*, **46**:431-462.
- Dall'Agnol, R.; Souza, Z. S.; Althoff, F. J.; Barros, C. E. M.; Leite, A. A. S.; Jorge João, X. S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In:

- International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 2. *Extended abstracts and program*, Salvador, 1997, pp. 135-161.
- Davis, W.J.; Fryer, B.J.; King, J.E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Precambrian Research*. **67**:207-241.
- Duarte, K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria-Pa): um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano*. Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 217p.
- Foden, J.D.; Nesbitt, R.W.; Rutland, R.W.R. 1984. The geochemistry and crustal origin of the Archean acid intrusive rocks of the Agnew Dome, Lawlers, Westwen Australia. *Precambrian Research*, **23**: 247-271.
- Hanson, G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: Ribbe, P.H. (Editors) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Reviews in Mineralogy*, **21**: 79-97.
- Huhn, S.R.B.; Santos, A.B.S.; Amaral, A.F.; Ledsham, E.J.; Gouveia, J.L.; Martins, L.B.P.; Montalvão, R.M.G.; Costa, V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria-sul do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*. **3**: 1438-1453.
- Kröner, A. 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics*, **87**:393-410.
- Leite, A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara - sudeste do Estado do Pará*. Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 209p.
- Leite, A.A.S.; Dall'Agnol, R. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra*. **9**: 43-81.
- Lindenmayer, Z.G.; Fyfe, W.S.; Bocalon, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobe, Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17**(40): 153-184.
- Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajá; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**: 263-288.
- Martin, H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11*. Archean crustal evolution, Elsevier, p. 205-259.

- Medeiros, H.; Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais*. **3**:1488-1499.
- Morris, P.A. 1984. MAGFRAC: a basic program for least - squares approximation of fractional crystallization. *Computer & Geosciences*, **10**: 437-444.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pimentel, M.M.; Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. p. 390-391.
- Ridley, J.R. 1992. The thermal causes and effects of voluminous, late Archaean: terrains, processes and metallogeny. *Geology Dept. & University Extension, The University of Western Australia Publications*, **22**:275-285.
- Souza, Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará*. Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, Vol. 1 e 2, 624p.
- Sylvester, R. P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11*. Archean crustal evolution, Elsevier, p. 261-314.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, **97**:261-280.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Backwell Scientific, Oxford, 321p.

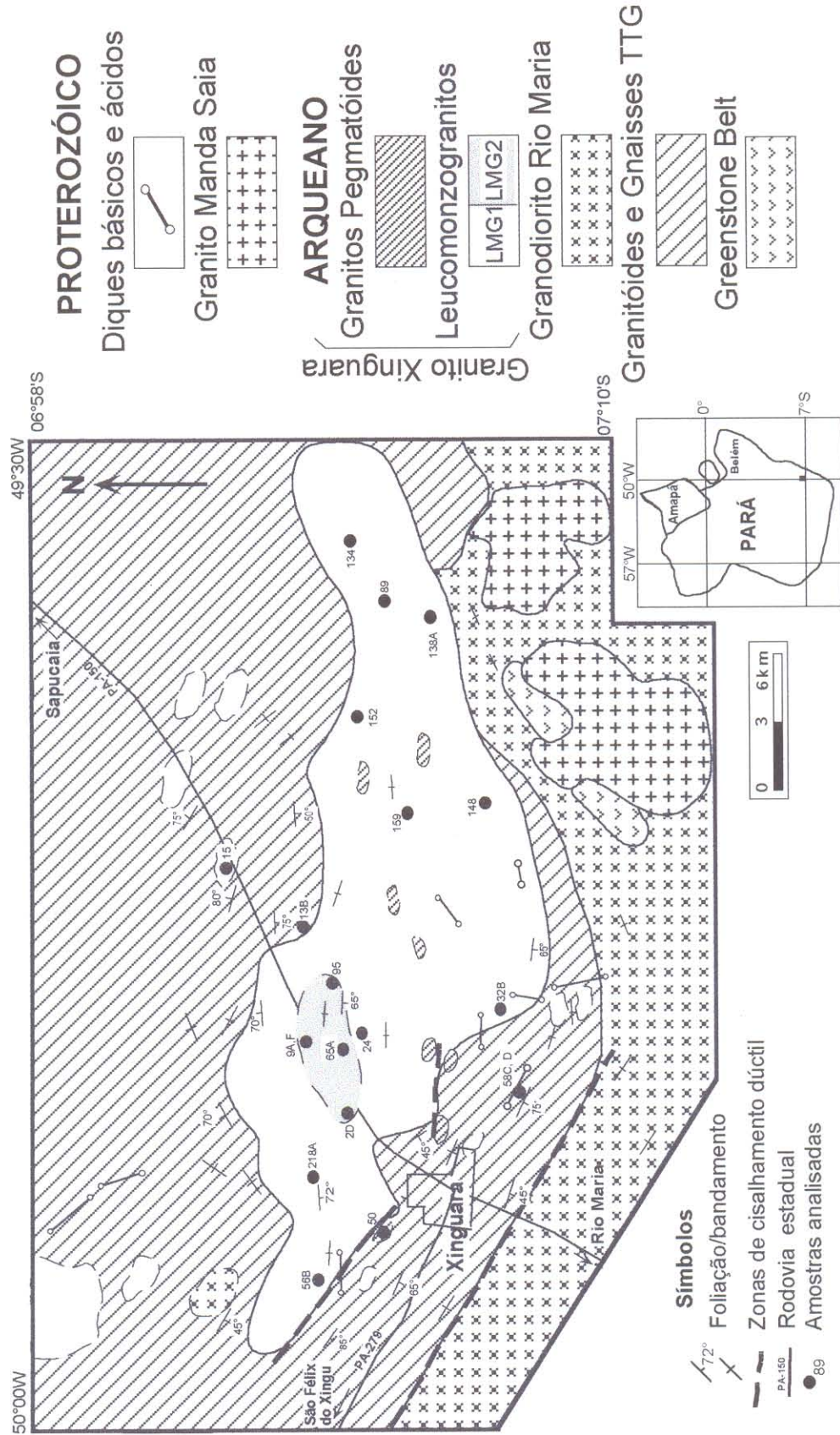


Figura 1 - Leite et. al. (1999)

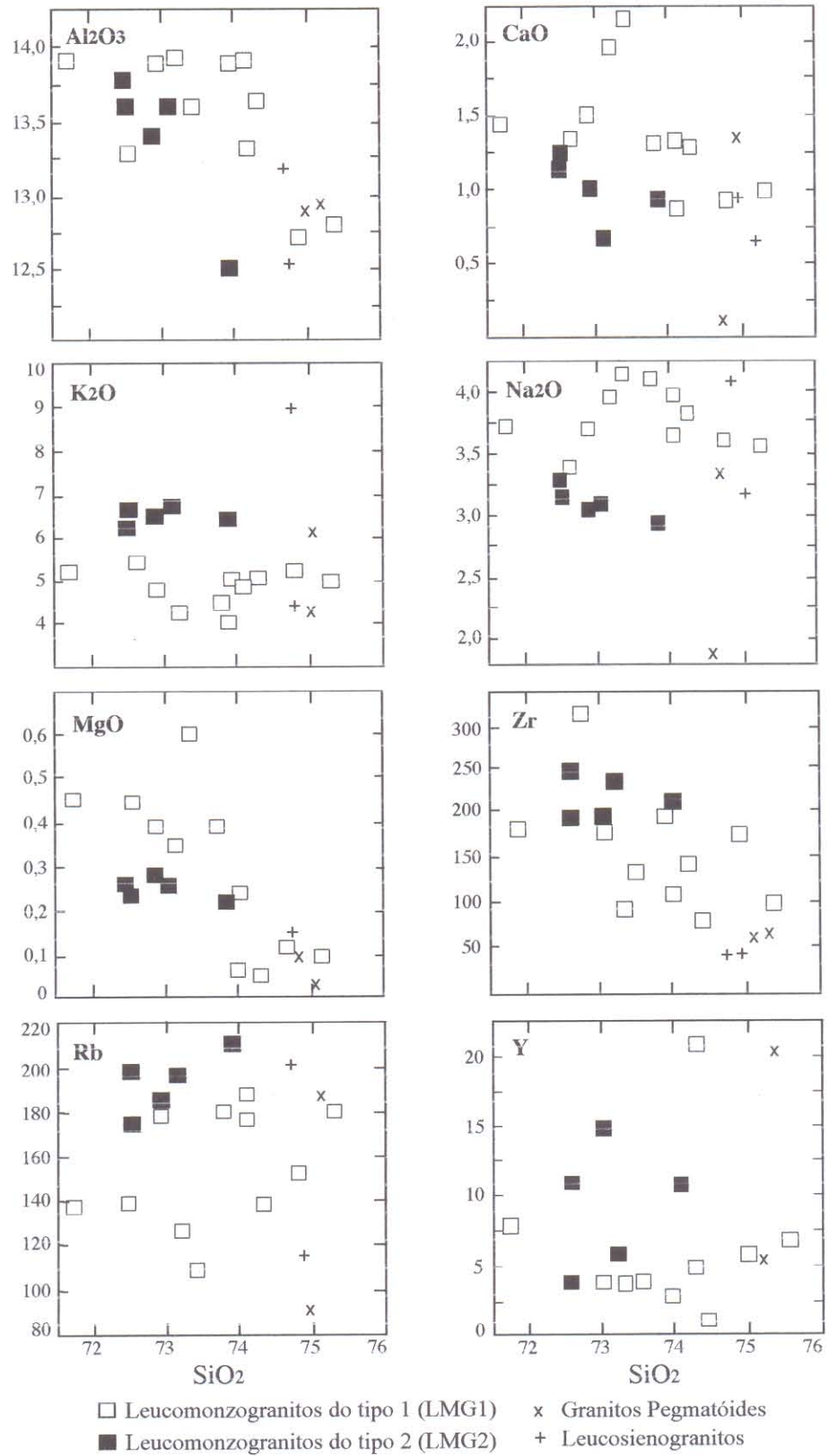


Figura 2 - Leite et al. (1999)

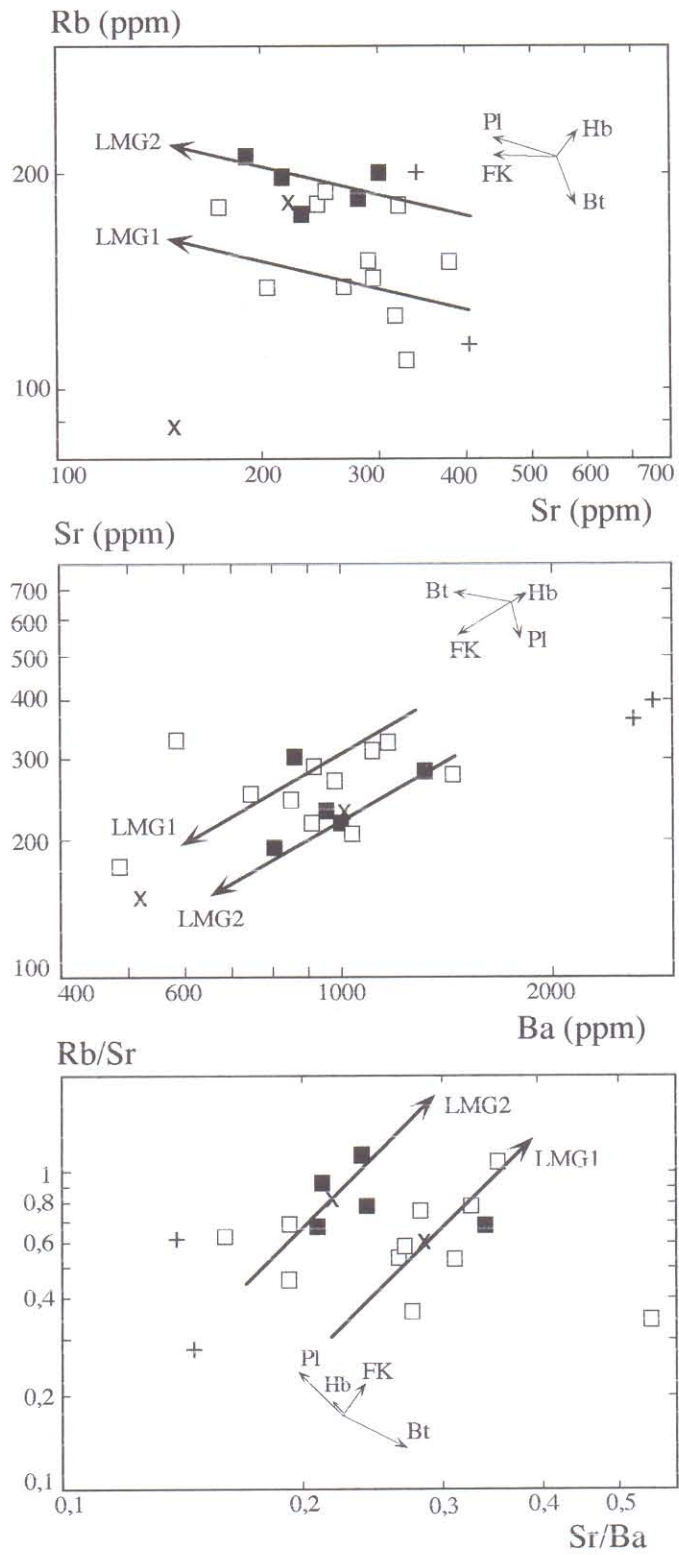


Figura 3 - Leite et al. (1999)

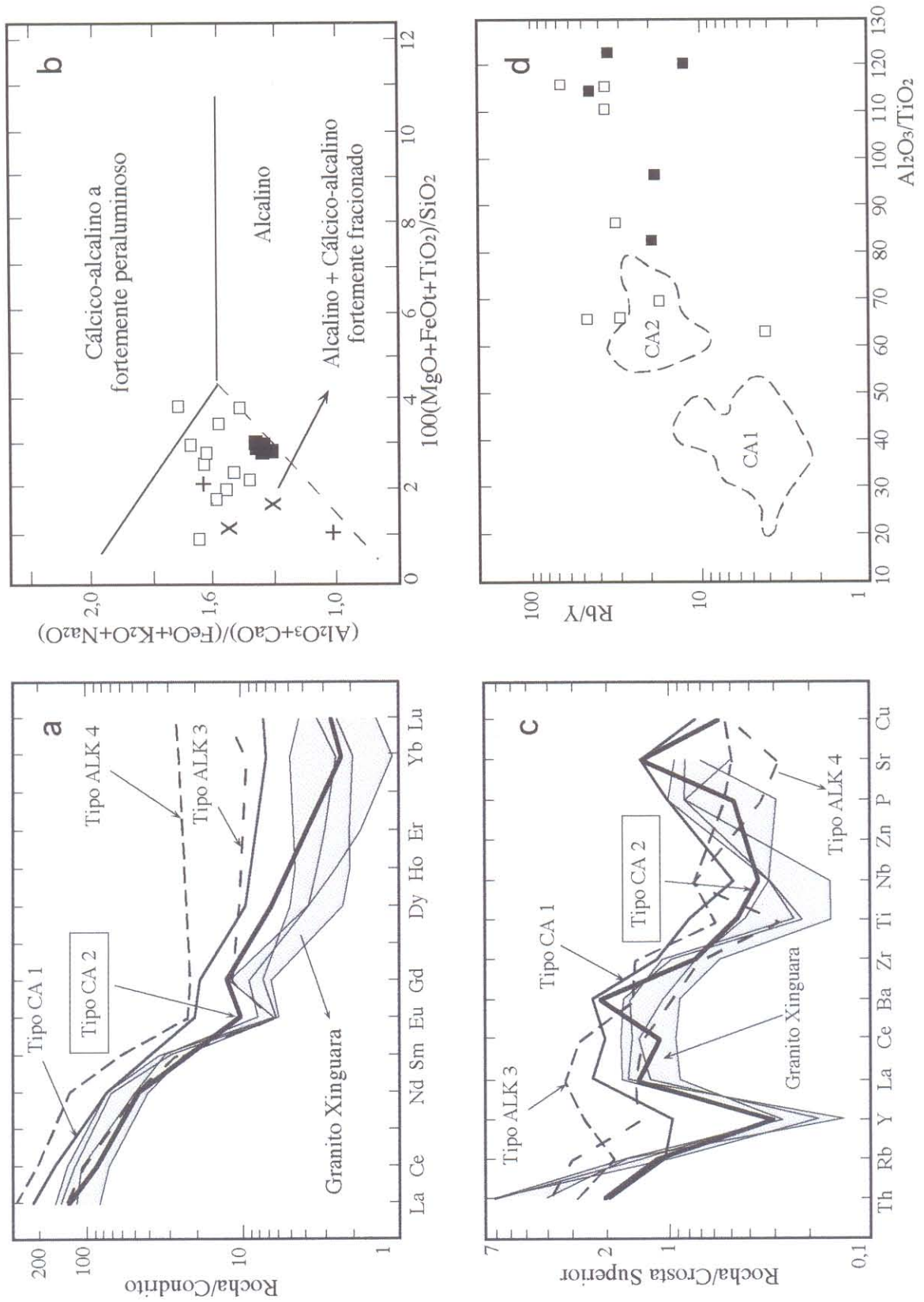


Figura 4 - Leite et al. (1999)

Tabela 1 – Leite et al. (1999)

Leucomonzogranitos do Tipo 1 – LMG1												
	AL-134	AL-148	AL-15	AL-218A	AL-152	AL-89	AL-138A	AL-159	AL-32B	AL-24	AL-56B	Média
SiO₂	71,70	72,90	72,6	73,40	73,40	73,80	74,10	74,10	74,30	74,80	75,30	73,65
TiO₂	0,20	0,15	0,21	0,16	0,21	0,12	0,06	0,12	0,04	0,11	0,08	0,13
Al₂O₃	13,90	13,90	13,3	13,60	13,60	14,00	13,90	13,30	13,60	12,70	12,80	13,54
Fe₂O₃	1,46	1,46	0,08	1,11	1,31	0,92	1,24	1,35	0,97	1,19	1,16	1,11
FeO	0,71	0,56	2,45	0,57	0,86	0,43	0,07	0,28	0,21	0,21	0,14	0,59
MnO	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,45	0,39	0,42	0,36	0,60	0,39	0,05	0,24	0,05	0,12	0,10	0,29
CaO	1,44	1,50	1,3	1,96	2,23	1,30	0,86	1,33	1,29	0,93	0,99	1,38
Na₂O	3,72	3,70	3,38	3,96	4,20	4,10	3,99	3,66	3,83	3,60	3,56	3,79
K₂O	5,22	4,80	5,54	4,29	3,00	4,50	5,03	4,91	5,06	5,24	5,01	4,78
P₂O₅	0,18	0,17	0,2	0,16	0,17	0,05	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15
PF	0,61	0,69	0,61	0,45	0,40	0,39	0,78	0,92	0,34	0,40	0,32	0,54
Total	99,61	100,26	100,12	100,20	100,10	100,02	100,23	100,37	99,85	98,45	99,61	99,97
Ba	1047	1170	1514	1125	589	851	755	916	981	920	484	941,1
Sr	206	319	290	314	326	243	250	217	265	289	174	263,0
Rb	139	180	141	126	109	181	188	177	139	152	181	156,0
Zr	192	186	330	100	140	206	110	152	86	184	106	163,0
Y	8	4	34	4	4	3	21	5	<1	6	7	9,6
Nb	<4	8	12	8	8	8	<4	<4	<4	8	<4	8,6
Ga	13	13	13	14	14	13	13	11	<10	<10	12	12,9
Th	38	59	105	<5	78	78	61	51	<5	78	43	66,0
Qz	27,14	29,82	27,22	29,82	32,46	29,61	30,29	31,47	30,49	32,49	33,79	28,57
Or	31,17	28,49	32,91	25,44	17,80	26,69	29,89	29,18	30,06	31,27	29,82	30,59
Ab	31,80	31,45	28,75	33,62	35,69	34,82	33,95	31,15	32,58	30,76	30,34	31,21
Na	5,88	6,36	4,79	7,52	9,44	6,15	3,37	5,40	5,01	3,06	4,03	5,77
Cn	-	0,30	-	-	-	0,14	0,67	-	-	-	0,06	-
Di	0,12	-	0,33	0,93	0,43	-	-	0,20	0,27	0,53	-	0,11
Hy	1,08	0,98	5,04	0,47	1,48	0,97	0,13	0,51	-	0,06	0,25	1,06
Ae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ns	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	-
Ma	1,79	1,51	0,12	1,44	1,91	1,11	0,08	0,59	0,56	0,39	0,25	1,99
Il	0,38	0,29	0,40	0,30	0,40	0,23	0,11	0,23	0,08	0,21	0,15	0,23
Hm	0,24	0,43	-	0,12	-	0,16	1,19	0,95	0,59	0,93	0,99	0,08
Ap	0,40	0,37	0,44	0,35	0,37	0,11	0,31	0,33	0,33	0,31	0,31	0,39
Rb/Sr	0,67	0,56	0,49	0,40	0,33	0,74	0,75	0,82	0,52	0,53	1,04	0,59
Sr/Ba	0,20	0,27	0,19	0,28	0,55	0,29	0,33	0,24	0,27	0,31	0,36	0,28
Fe₂O₃/FeO	2,06	2,61	0,03	1,95	1,52	2,14	17,71	4,62	4,62	5,67	8,29	1,89
K₂O/Na₂O	1,40	1,30	1,64	1,08	0,71	1,11	1,26	1,34	1,32	1,46	1,41	1,26

Óxidos em % peso; traços em ppm.

Continuação (Tabela 1)

	Leucomonzogranitos do Tipo 2 – LMG2						Leucosienogranitos			Granitos Pegmatóides			Média
	AL-2D	AL-95	AL-09A	AL-09F	AL-65A	Média	AL-13B	AL-58D	Média	AL-50	AL-58C	Média	Geral
SiO ₂	72,50	72,50	72,90	73,10	73,90	72,98	74,70	74,90	74,8	75,00	75,20	75,1	73,75
TiO ₂	0,14	0,12	0,11	0,11	0,15	0,13	0,01	0,09	0,05	0,06	0,04	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	13,60	13,80	13,40	13,60	12,50	13,38	12,60	13,30	12,95	12,90	12,90	12,9	13,38
Fe ₂ O ₃	1,50	1,41	1,57	1,28	1,45	1,44	0,79	1,19	0,99	0,81	0,94	0,88	1,16
FeO	0,34	0,42	0,36	0,56	0,35	0,41	0,07	0,21	0,14	0,07	0,14	0,11	0,45
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	<0,01	0,01
MgO	0,25	0,25	0,28	0,26	0,22	0,25	<0,01	0,17	0,09	0,11	0,04	0,08	0,25
CaO	1,15	1,23	1,00	0,68	0,93	1,00	0,14	1,40	0,77	0,98	0,66	0,82	1,17
Na ₂ O	3,29	3,17	3,06	3,06	2,93	3,10	1,90	3,38	2,64	4,12	3,22	3,67	3,49
K ₂ O	6,29	6,57	6,54	6,69	6,41	6,50	9,23	4,64	6,94	4,42	6,25	5,34	5,48
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,12	0,13	0,13	0,15
PF	0,51	0,60	0,62	0,64	0,31	0,54	0,30	0,50	0,40	0,39	0,40	0,40	0,51
Total	99,74	100,24	100,01	100,16	99,33	99,90	99,88	99,93	99,91	99,98	99,93	99,46	100,04
Ba	871	950	1330	1007	806	993	2367	2744	2555	519	1010	764	1097,8
Sr	300	231	281	216	192	244	323	403	363	150	222	186	260,55
Rb	198	175	185	197	211	193	202	115	158	89	183	136	163,4
Zr	256	198	200	244	216	223	49	55	52	71	73	72	157,7
Y	11	4	15	6	11	9,4	<1	<1	<1	5	20	12	9,87
Nb	5	<4	<4	<4	9	7	<4	<4	<4	8	<4	6	813,00
Ga	11	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<13	12,38
Th	94	90	90	57	77	81,6	9	<5	9	21	<5	<21	59,52
Qz	27,31	26,68	28,22	28,47	31,10	28,32	28,99	34,83	31,69	32,75	31,62	32,21	30,42
Or	37,47	38,97	38,89	39,73	38,26	38,68	54,78	27,58	41,16	26,50	37,12	31,81	32,57
Ab	28,06	26,93	26,06	26,02	25,04	26,41	13,50	28,77	22,45	35,37	27,38	31,36	29,67
An	3,80	4,05	3,54	2,28	2,05	3,43	-	6,07	2,92	3,71	2,31	3,02	4,73
Cn	-	-	-	0,50	-	-	-	0,51	0,04	-	-	-	0,01
Di	0,70	0,80	0,31	-	1,19	0,36	-	-	-	0,33	0,10	0,23	-
Hy	0,30	0,25	0,56	0,65	-	0,46	0,16	0,43	0,23	0,12	0,05	0,07	0,58
Ae	-	-	-	-	-	-	2,30	-	-	-	-	-	-
Ns	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
Ma	0,73	1,04	0,88	1,53	0,77	0,95	-	0,45	0,34	0,05	0,37	0,18	1,11
Il	0,27	0,23	0,21	0,21	0,29	0,25	0,02	0,17	0,10	0,12	0,08	0,10	0,21
Hm	1,01	0,70	0,97	0,23	0,94	0,79	-	0,89	0,76	0,79	0,69	0,76	0,39
Ap	0,35	0,35	0,35	0,37	0,35	0,35	0,31	0,31	0,31	0,27	0,29	0,26	0,31
Rb/Sr	0,66	0,76	0,66	0,91	1,79	0,79	0,63	0,29	0,44	0,59	0,82	0,73	0,64
Sr/Ba	0,34	0,24	0,21	0,21	0,24	0,25	0,14	0,15	0,14	0,29	0,22	0,24	0,25
Fe ₂ O ₃ /FeO	4,41	3,36	4,36	2,29	4,14	3,55	11,29	5,67	7,07	11,57	6,71	8,33	3,47
K ₂ O/Na ₂ O	1,91	2,07	2,14	2,19	2,19	2,10	4,86	1,37	2,63	1,07	1,94	1,45	1,63

Tabela 2 – Leite et al. (1999)

	Leucomonzogranitos do Tipo 1				
	AL-152	AL-89	AL-24	AL-56B	Média
La	36,99	47,47	51,36	26,16	40,49
Ce	89,23	97,23	110,40	59,12	88,99
Nd	30,07	43,22	45,75	25,00	36,01
Sm	6,32	5,80	6,81	4,83	5,94
Eu	0,60	0,44	0,49	0,45	0,49
Gd	2,47	1,77	3,22	1,99	2,36
Dy	1,29	0,76	1,25	1,65	1,23
Ho	0,25	0,15	0,19	0,34	0,23
Er	0,64	0,45	0,38	1,02	0,62
Yb	0,55	0,43	0,24	1,09	0,57
Lu	0,11	0,08	0,04	0,14	0,09
(La/Yb)_n	46,75	76,70	149,07	16,63	49,38
(La/Sm)_n	3,66	5,13	4,72	3,39	4,27
(Dy/Yb)_n	1,57	1,18	3,50	1,01	1,44
Eu/Eu*	0,38	0,32	0,28	0,37	0,33

Tabela 3 – Leite et al. (1999)

	LMG1	LMG2	CA1	CA2	ALK3	ALK4
SiO ₂	73,65	72,98	70,00	71,88	73,33	74,20
TiO ₂	0,13	0,13	0,40	0,23	0,29	0,14
Al ₂ O ₃	13,54	13,38	14,63	14,69	13,08	13,52
FeO _t	1,70	1,48	2,72	1,65	2,35	1,32
MnO	0,02	0,01	0,05	0,03	0,04	0,04
MgO	0,29	0,25	0,74	0,48	0,39	0,23
CaO	1,38	0,99	2,28	1,69	1,21	0,94
Na ₂ O	3,79	3,10	3,89	4,45	3,26	3,74
K ₂ O	4,78	6,5	3,58	3,69	4,78	4,68
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,17	0,08	0,09	0,06
LOI	0,54	0,53	0,78	0,81	0,55	0,75
Ba	941	993	1300	1210	830	505
Sr	263	244	479	455	172	102
Rb	156	193	117	125	211	339
Zr	163	223	218	142	276	134
Nb	8	7	12	9	19	19
Y	9	9	21	7±	58	31
Th	66	81	21	22	29	41
Ga	12	<10	18	17	16	20
La	40,49	-	71	42	98	44
Ce	88,99	-	133	71)	179	86
Nd	36,01	-	45	29	81	28
Sm	5,94	-	7,80	4,4	12	5,3
Eu	0,49	-	1,56	0,7	1,6	0,45
Gd	2,36	-	5,10	3,4	5,4	3,0
Tb	-	-	0,73	0,41	1,8	0,85
Dy	1,23	-	3,20	2,2		3,1
Yb	0,57	-	1,55	0,51	5,5	1,9
Lu	0,09	-	0,24	0,09	0,83	0,37
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	104,15	102,92	36,57	63,86	45,10	96,57
Rb/Y	16,25	25,21	5,57	17,85	3,63	10,93
(La/Yb) _n	49,38	-	38	80	24	22
Eu/Eu*	0,33	-	0,73	0,73	0,46	0,36

LMG1: Leucomonzogranitos do tipo 1, LMG2: Leucomonzogranitos do tipo 2. (Este trabalho). CA1 e CA2: Leucogranitos cálcico alcalinos arqueanos tipos 1 e 2 e ALK3 e ALK4: Leucogranitos alcalinos arqueanos dos tipos 3 e 4 (Sylvester 1994)..

8.5.3 – Alguns dados geoquímicos adicionais

8.5.3.1 – Caracterização geoquímica – elementos maiores, menores e traços

Foram realizadas análises complementares em amostras do corpo principal do Granito Xinguara. Foi dada maior ênfase para análises de elementos terras raras dos leucomonzogranitos do tipo 2 (LMG2), pois os elementos terras raras para esse grupo não foram analisados, quando da publicação do artigo apresentado anteriormente. Foram realizadas também, algumas análises adicionais de elementos maiores e menores, elementos-traço e elementos terras raras em corpos leucomonzogranitos e granodioritos intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol e/ou intercalados ao Trondhjemito Água Fria e geneticamente associados ao Granito Xinguara. Alguns destes corpos possuem limites definidos e são mapeáveis, principalmente aqueles que ocorrem na porção norte da área (cf. Figura 4.1), porém outros que estão em contato direto com o pluton Xinguara, mas precisamente na zona de interação entre o pluton e o Trondhjemito Água Fria tem seus limites, por vezes não tão claros e, portanto não foram mapeados na escala adotada e não constam no mapa geológico da Figura 4.1. Neste caso, podem estar incorporados tanto no Granito Xinguara, como no Trondhjemito Água Fria. Todas as análises químicas realizadas constam da tabela Tab. An. 8.5 (Anexo 8), onde também são apresentados algumas razões de elementos consideradas fundamentais para as discussões petrológicas.

No geral, os novos dados obtidos para os leucomonzogranitos Xinguara (LMG1 e LMG2), mostraram-se concordantes com os apresentados em Leite et al. (1999). Isto pode ser visualizado nos digramas de Harker para elementos maiores e traços (Figura 8.22), onde é nítida a separação dos dois *trends* geoquímicos (LMG1 e LMG2). Os corpos de composição leucomonzogranítica e granodiorítica afins do Granito Xinguara, possuem um comportamento geoquímico similar aos leucomonzogranitos dos tipos 1 e 2 definidos por Leite et al. (1999) (Figura 8.22). Nos diagramas da Figura 8.22 as rochas destes corpos que possuem composição modal granodiorítica (AL-86, AL-202 e AL-205) tendem a se alinhar com os LMG2, o mesmo acontece o leucomonzogranito AL-75, enquanto as amostras AL-258 e AL-87, que correspondem, respectivamente a um granodiorito e leucomonzogranito parecem ter mais afinidades geoquímicas com os LMG1. Vale salientar que as amostras AL-86, AL-87 e AL-75 estão localizadas precisamente na zona de interação entre o Granito Xinguara e o Trondhjemito Água Fria. Isto pode explicar, por exemplo a variação composicional destes corpos de granodiorito a monzogranitos ou até o enriquecimento em Sr e Ba verificado sistematicamente nestes corpos em relação aos LMG1 e LMG2 (ver tabela Anexo 8, Tab. An. 8.5). As amostras AL-202 e AL-205, correspondem a um pequeno corpo que ocorre na porção

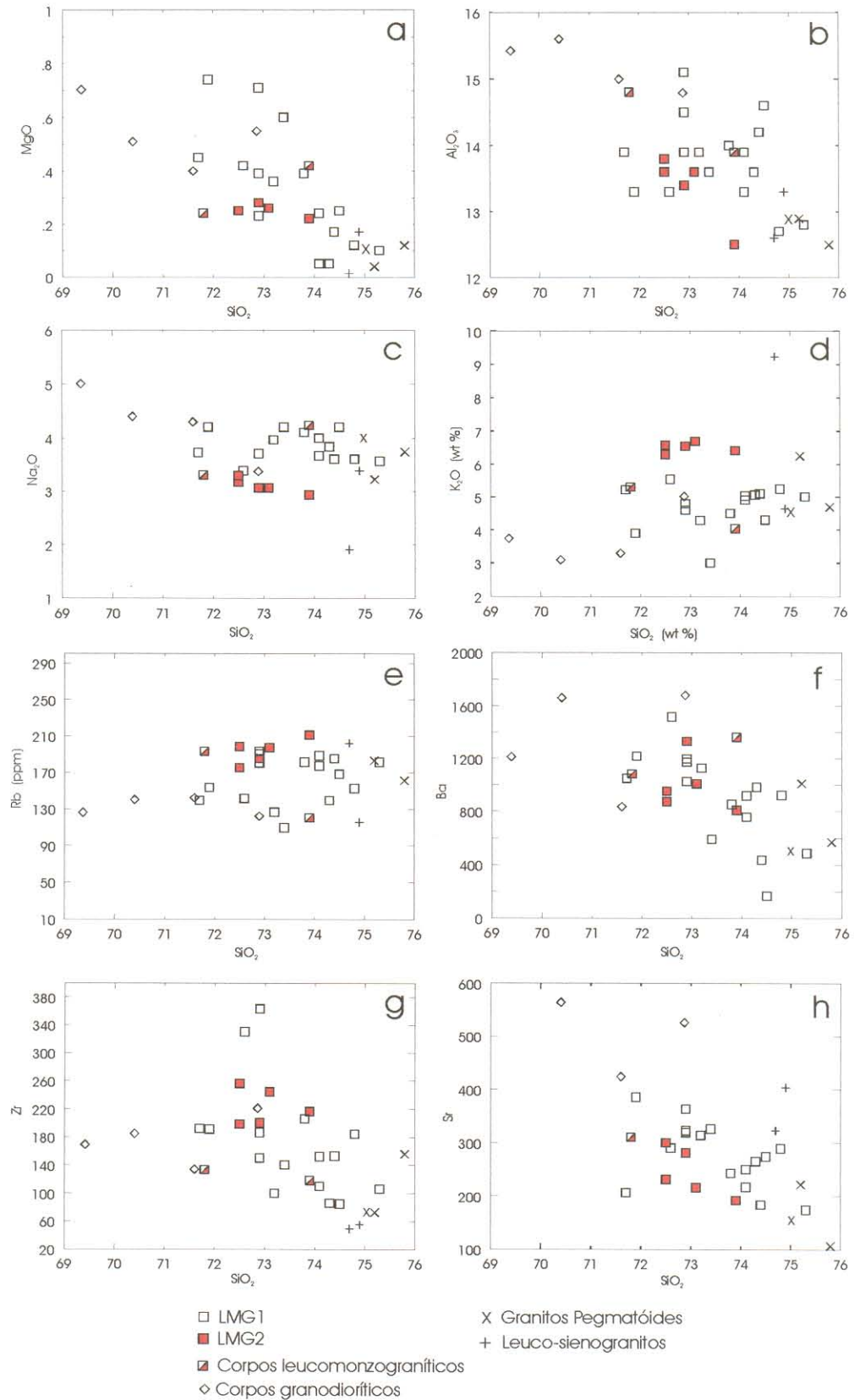


Figura 8.22 - Diagramas de Harker para os leucogranitos do pluton Xinguara. Óxidos em % em peso, traços em ppm.

noroeste da área (Figura 4.1), que a princípio teria sido interpretado como fazendo parte do Trondhjemito Água Fria, no entanto os seus dados estruturais e geoquímicos são sem dúvida mais compatíveis com o Granito Xinguara.

Nos diagramas das Figuras 8.22a, b, c, d, os LMG1, LMG2 e os corpos leucograníticos mostram correlação negativa acentuada de MgO e Al₂O₃ e discreta de Na₂O e positiva de K₂O em relação à sílica. Nos diagramas que correlacionam elementos-traço em relação a SiO₂, Rb mostra uma correlação positiva e comporta-se portanto, como elemento incompatível, enquanto Ba, Zr e Sr revelam uma correlação global negativa e comportam-se de modo geral como elementos compatíveis (Figuras 8.22e, f, g, h), embora Ba e Zr mostrem uma grande dispersão de valores e seja sugerida uma possível correlação positiva entre Zr e SiO₂, se forem considerados apenas os LMG2 e os granodioritos.

8.5.3.2 – Elementos terras raras

Não há de fato grandes diferenças entre os LMG1, LMG2 e os corpos leucomonzograníticos e granodioríticos, em termos de elementos terras raras. Com exceção da amostra AL-56B que destoa do conjunto dos LMG1, as razões (La/Yb)_n destes grupos se superpõem: 45,06 < (La/Yb)_n < 144,41 nos LMG1; 93,03 < (La/Yb)_n < 113,09 nos LMG2 e 49,73 < (La/Yb)_n < 133,88 nos corpos leucograníticos. O mesmo acontece com a anomalia de Eu: 0,28 a 0,76 nos LMG1, 0,34 a 0,51 nos LMG2 e 0,51 a 0,93 nos corpos leucograníticos, embora as anomalias de Eu, sejam menos acentuadas nos corpos de composição granodiorítica, como era de se esperar.

Os leucomonzogranitos do tipo 1 (LMG1) do Granito Xinguara definidos por Leite (1995) e Leite et al. (1999) mostraram analogias, tanto no diagrama de elementos terras raras, normalizados segundo os valores de Anders & Grevesse (1989), como no diagrama de multi-elementos, normalizados em relação à crosta superior média (Taylor & McLennan 1985), com a composição média dos leucomonzogranitos cálcico-alcálicos do tipo 2 (CA2) definidos por Sylvester (1994) (Figuras 8.23a, b). Não havia sido feita, no entanto, uma comparação, com base nestes diagramas, entre os leucomonzogranitos do tipo 2 do Granito Xinguara (LMG2) e os do tipo 1 (LMG1) e os tipos definidos por Sylvester (1994) (leucomonzogranitos cálcico-alcálicos dos tipo 1 e 2 – CA1 e CA2; leucomonzogranitos alcálicos tipo 3 e 4 – ALK3 e ALK4). Nos diagramas das Figuras 8.23c, d; os leucomonzogranitos do tipo 2 (LMG2) exibem padrões de elementos terras raras e de multi-elementos similares aos padrões dos LMG1 e do tipo CA2 de Sylvester (1994). Destacam-se nestes padrões, o acentuado fracionamento de terras raras pesadas, fortes anomalias negativas de Eu, enriquecimento em terras raras leves, acentuados

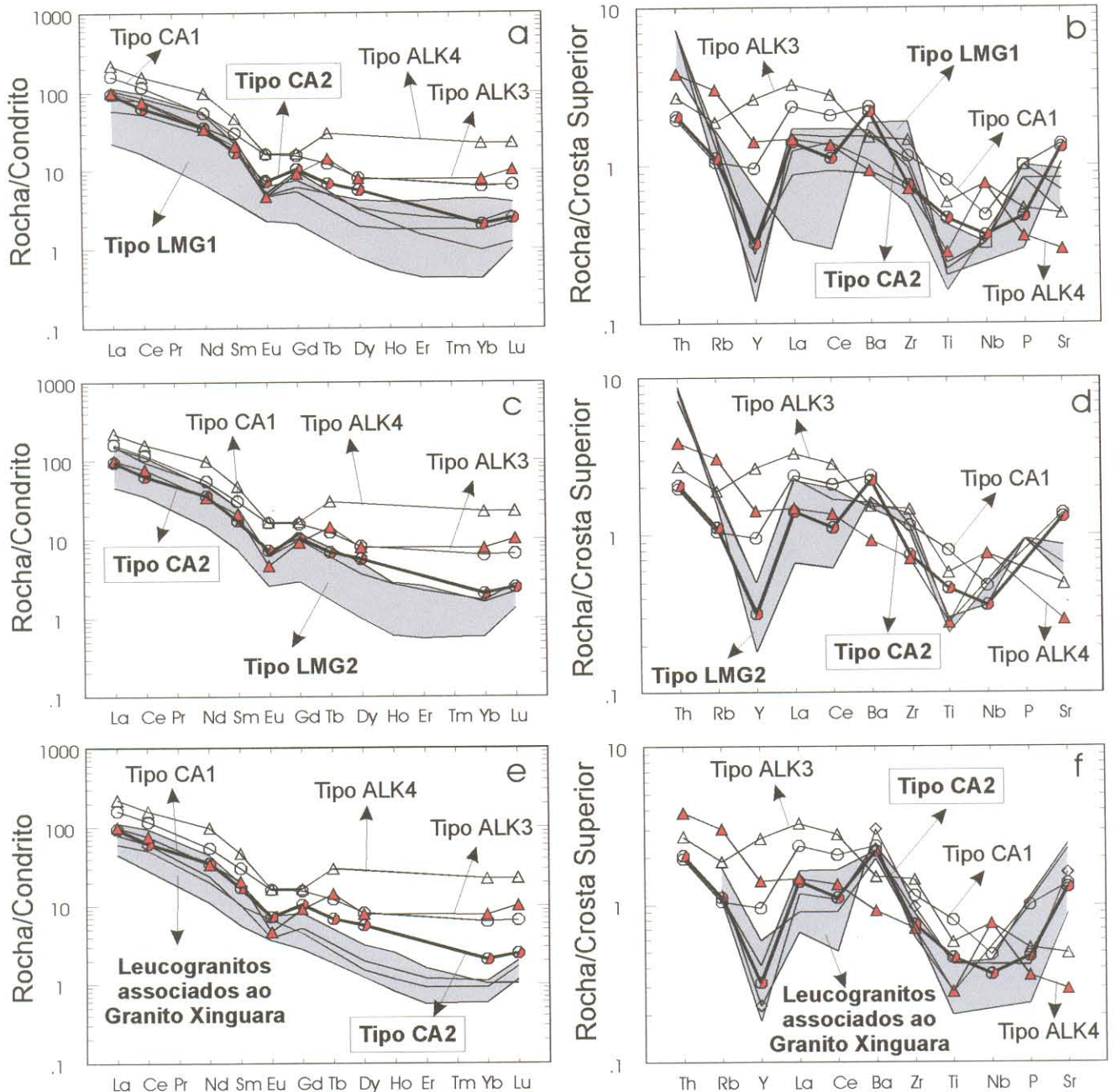


Figura 8.23 - Diagramas geoquímicos para os leucomonzogranitos Xinguara. (a) Padrões de elementos terras raras para os LMG1, normalizados segundo Anders & Grevesse (1989); (b) Diagrama de multi-elementos para os LMG1, normalizados em relação à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985); (c) Padrões de elementos terras raras para LMG2; (d) Diagrama multi-elementos para o LMG2; (e) Padrão de terras raras para os leucogranitos associados ao Granito Xinguara; (f) Padrão de multi-elementos para os leucogranitos associados ao granito Xinguara. LMG1 e LMG2 leucomonzogranitos Xinguara dos tipos 1 e 2 (Leite et al. 1999); CA1 e CA2 granitos cálcico-alcálinos 1 e 2; ALK 3 e ALK4: leucogranitos alcalinos 3 e 4 (Sylvester 1994).

empobrecimento em Y, Ti e Nb. É importante ressaltar que os dois tipos de leucomonzogranitos do pluton Xinguara não apresentam nenhuma analogia com os tipo alcalinos de Sylvester (1994) devido ao enriquecimento em P e Sr e empobrecimento em La e Ce relativos aos primeiro.

Os corpos leucomonzogranitos e granodioritos associados ao Granito Xinguara possuem padrões de elementos terras raras e de multi-elementos similares aos do LMG1 e LMG2, e, apesar de mostrarem-se um pouco mais empobrecidos em elementos terras raras pesados do que os cálcico-alcalinos do tipo 2 de Sylvester (1994), o padrão global de terras raras é mantido (Figuras 8.23e, f). Consta-se no diagrama multi-elementos (Figura 8.23f) que é justamente este grupo o que mostra analogias geoquímicas mais acentuadas com os leucomonzogranitos do tipo CA2 (Sylvester 1994). Eles revelam uma anomalia negativa de Ce e positiva de Ba, as quais estão igualmente presentes nos CA2 e acham-se ausentes nos LMG1 e LMG2.

8.5.4 – Modelamento geoquímico e petrogênese

8.5.4.1 – Mecanismo de diferenciação

Quando as amostras dos dois tipos de leucomonzogranitos do Granito Xinguara são plotadas em diagramas de Harker para elementos-traço verifica-se que o Rb comporta-se como elemento incompatível, enquanto Ba, Zr e Sr agem de modo geral, como compatíveis (Figuras 8.22 e, f, g, h). Nos diagramas Sr vs. Rb, Ba vs. Rb e Zr vs. Rb (Figura 8.24), que relacionam log de elementos compatíveis *versus* log de elementos incompatíveis os dois grupos de leucomonzogranitos tendem a se separar e a definir dois *trends* paralelos. As amostras destes leucomonzogranitos do pluton Xinguara mostraram um acentuado empobrecimento dos elementos compatíveis Sr e Zr em relação ao incompatível Rb, o que sugere que os dois *trends* foram fortemente controlados por um processo de cristalização fracionada (Figura 8.24). O *trend* no diagrama Ba vs. Rb é ambíguo e, portanto, menos conclusivo.

8.5.4.2 - Protólitos dos magmas do pluton Xinguara

Vários estudos tem concluído que leucomonzogranitos arqueanos foram derivados de fontes crustais (Condie & Hunter 1976, Ridley 1992, Davis et al. 1994, Condie 1993, Sylvester 1994). Os granitóides TTG arqueanos são os constituintes mais abundantes dos crátons arqueanos (Condie 1993). Na região do Terreno Granito-Greestone de Rio Maria, onde estão inseridas as rochas estudadas, além dos granitóides TTG, ocorrem ainda abundantes granodioritos arqueanos ricos em Mg. Estes dois grupos de granitóides são provavelmente

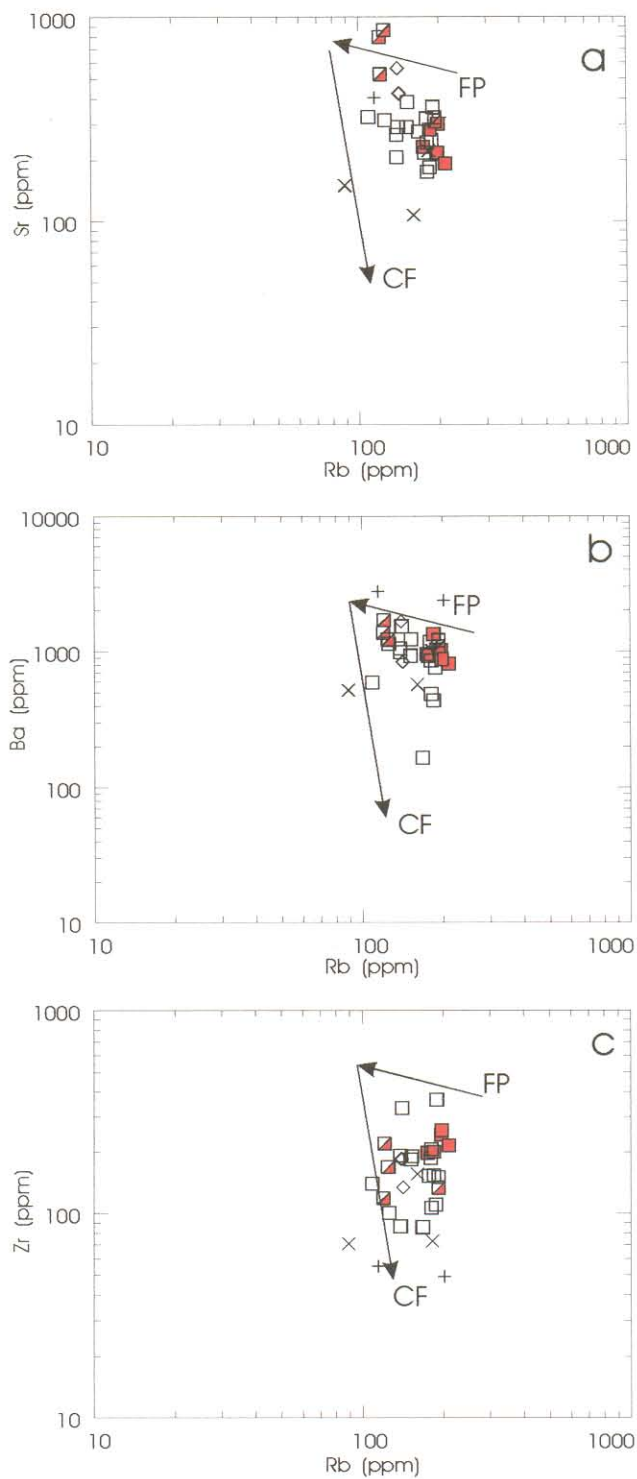


Figura 8.24 - Diagramas mostrando o comportamento dos elementos incompatíveis (Rb) versus compatíveis (Sr, Ba, Zr) para as amostras do pluton Xinguara. Símbolo como na Figura 8.22.

similares geoquimicamente às rochas arqueanas que ocorrem em maiores profundidades, sendo possíveis candidatos a protólito do magma formador do Granito Xinguara.

Uma discussão preliminar sobre a gênese dos magmas do pluton Xinguara foi apresentada no artigo referente a geoquímica do Granito Xinguara (Leite et al. 1999). Neste artigo, assumiu-se tentativamente a hipótese de que os leucomonzogranitos de Xinguara derivaram da fusão parcial de granitóides arqueanos afins geoquimicamente ao Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol ou ao Granodiorito Rio Maria. Concluiu-se também que, os contrastes geoquímicos entre os LMG1 e LMG2 não poderiam ser explicados por processos de fracionamento a partir de um único líquido magmático. Duas hipóteses foram aventadas para explicar a gênese dos líquidos geradores dos LMG1 e LMG2 do pluton Xinguara. Eles poderiam ser produto de diferentes graus de fusão parcial a partir de uma mesma rocha fonte ou poderiam ser derivados da fusão de rochas fontes ligeiramente diferentes.

Neste tópico, a partir da modelagem geoquímica de elementos maiores e menores e elementos terras raras, utilizando-se como fontes o Complexo Tonalítico Caracol (AL-210 e AL-163), Tonalito Arco Verde (92-5) e Granodiorito Rio Maria (ALF-243C), serão avaliadas estas duas hipóteses, bem como as possíveis fontes dos líquidos leucomonzogranitos. Para o balanço de massa de elementos maiores e menores usou-se o programa XLFRAC (Storner Jr. & Nicolls 1978). Para os elementos terras raras, aplicou-se a equação de fusão parcial em equilíbrio (Shaw 1970) e o programa TRACES (H. Martin, Université Blaise Pascal, França). As composições químicas dos minerais e os coeficientes de partição usados na modelagem por fusão parcial encontram-se nas tabelas do Anexo 9 (Tab. An. 9.1 e 9.2).

Para o modelamento geoquímico dos leucomonzogranitos de Xinguara foram selecionadas as amostras AL-152 e AL-2D, como representativas dos líquidos iniciais dos leucomonzogranitos dos tipos 1 (LMG1) e 2 (LMG2), respectivamente.

O modelamento para os elementos maiores e menores (Tabelas 8.5 e 8.6) mostraram os seguintes resultados:

- Os leucomonzogranitos do tipo 1 (LMG1) poderiam ser produzidos a partir de: (i) 50% de fusão parcial do Tonalito Arco Verde, este teste mostrou $\Sigma r^2 = 0,46$ e um resíduo com plagioclásio (66,06%) + biotita (17,85%) + quartzo (15,34%) + ilmenita (0,75%); (ii) 50% de fusão do Granodiorito Rio Maria, com $\Sigma r^2 = 0,01$ e um resíduo a base de hornblenda (7,92%) + feldspato potássico (11,06%) + plagioclásio (41,47%) + biotita (26,37%) + quartzo (12,98%) + titanita (0,16%) (iii) 40% de fusão do Complexo Tonalítico Caracol (AL-210), com $\Sigma r^2 = 0,55$ e resíduo constituído por hornblenda (13,88%) + plagioclásio (69,06%) + biotita (7,66%) + quartzo (8,37%) + magnetita (0,15%); e (iv) 50% de fusão do Complexo Tonalítico Caracol (AL-

Tabela 8.5 - Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de fontes crustais (Tav: Tonalito Arco Verde; GDrms: Granodiorito Rio Maria; Tonalito Caracol amostras AL-210 e AL-163) para os leucomonzogranitos do tipo 1 (LMG1) do Granito Xinguara.

Wt(%)	Fontes										Magma calculado				Granito Xinguara	
	Tav		GDrms		Tonalito Caracol		Tav		GDrms		AL-163		LMG1			
	92-5(1)	ALF-243C(1)	ALF-243C(1)	ALF-243C(1)	AL-208(1)	AL-163(1)	F=50%	F=50%	F=50%	F=50%	F=40%	F=50%	AL-163	LMG1		
SiO ₂	68,07	66,52	66,03	65,51	73,92	73,78	73,78	73,80	73,78	73,80	73,78	73,78	73,76	73,76		
Al ₂ O ₃	16,58	14,50	17,76	16,78	13,90	13,68	13,68	13,82	13,67	13,82	13,67	13,67	13,67	13,67		
Fe ₂ O _{3t}	3,64	4,74	3,78	4,75	2,80	2,25	2,25	2,32	2,31	2,32	2,31	2,31	2,28	2,28		
MgO	0,98	2,81	1,02	1,46	0,33	0,68	0,68	0,25	0,68	0,25	0,68	0,68	0,60	0,60		
CaO	3,38	4,04	4,59	4,35	2,27	2,28	2,28	2,46	2,24	2,46	2,24	2,24	2,24	2,24		
Na ₂ O	4,64	3,86	4,39	4,88	4,30	4,24	4,24	3,72	4,33	3,72	4,33	4,33	4,22	4,22		
K ₂ O	2,36	3,06	1,94	1,84	2,92	3,07	3,07	3,20	3,01	3,20	3,01	3,01	3,01	3,01		
TiO ₂	0,34	0,47	0,49	0,42	0,09	0,22	0,22	0,47	0,23	0,47	0,23	0,23	0,21	0,21		
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
Composição do Resíduo (%)																
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	7,92	13,88	24,37	-	-	-	-		
Feldspato potássico	-	-	-	-	-	-	-	11,06	-	-	-	-	-	-		
Plagioclásio	-	-	66,06	66,06	66,06	66,06	41,47	69,94	69,06	69,94	69,06	69,06	69,06	69,06		
Biotita	-	-	17,85	17,85	17,85	17,85	26,37	7,66	2,67	7,66	2,67	2,67	2,67	2,67		
Quartzo	-	-	15,34	15,34	15,34	15,34	12,98	8,37	1,75	8,37	1,75	1,75	1,75	1,75		
Ilmenita	-	-	0,75	0,75	0,75	0,75	-	-	0,75	-	-	0,75	0,75	0,75		
Magnetita	-	-	-	-	-	-	-	0,15	1,39	-	-	1,39	1,39	1,39		
Titanita	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	-	-		

1 – Althoff 91996), 2 – Este trabalho

Tabela 8.6 - Resultados obtidos na modelagem de fusão parcial de fontes crustais (Tav: Tonalito Arco Verde; GDrmm: Granodiorito Rio Maria; Tonalito Caracol, amostras AL-210 e AL-163) para os leucomonzogranitos do tipo 2 do Granito Xinguara (LMG2).

Wt(%)	Fontes				Magma Calculado				
	Tav	GDrmm	Tonalito Caracol	Tav	GDrmm	AL-208	AL-163	LMG2	
	92-5 (1)	ALF-243C (1)	AL-208 (1)	AL-163 (1)	F=20% $\Sigma\Delta^2=0,22$	F=30% $\Sigma\Delta^2=0,22$	F=25% $\Sigma\Delta^2=0,20$	F=20% $\Sigma\Delta^2=0,19$	AL-2D (2)
SiO ₂	68,07	66,52	66,03	65,51	73,29	73,12	73,22	73,14	73,16
Al ₂ O ₃	16,58	14,50	17,76	16,78	13,92	13,59	13,91	13,59	13,72
Fe ₂ O _{3t}	3,64	4,74	3,78	4,75	2,06	2,05	1,97	1,87	1,90
MgO	0,98	2,81	1,02	1,46	0,40	0,06	0,17	0,37	0,25
CaO	3,38	4,04	4,59	4,35	0,97	1,08	1,25	1,11	1,16
Na ₂ O	4,64	3,86	4,39	4,88	3,55	3,67	2,95	3,71	3,32
K ₂ O	2,36	3,06	1,94	1,84	6,34	6,29	6,37	6,36	6,35
TiO ₂	0,34	0,47	0,49	0,42	0,31	0,25	0,20	0,12	0,14
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Composição do Resíduo (%)									
Hornblenda						16,50	17,20	16,46	
Plagioclásio					64,16	43,83	69,74	63,42	
Biotita					9,39	15,45	0,62	3,42	
Quartzo					24,03	124,22	11,36	14,73	
Ilmenita							0,83	0,67	
Magnetita					2,42		0,25	1,29	

1 – Althoff 91996), 2 – Este trabalho

163), com $\Sigma r^2 = 0,02$ e resíduo constituído de hornblenda (24,37%) + plagioclásio (69,94%) + biotita (2,67%) + quartzo (1,75%) + ilmenita (0,75%) + magnetita (1,39%) .

- Os leucomonzogranitos do tipo 2 (LMG2) poderiam ter sua gênese relacionada a: (i) 20% de fusão do Tonalito Arco Verde, com $\Sigma r^2 = 0,22$ e resíduo com plagioclásio (64,16%) + biotita (9,39%) + quartzo (24,03%) + magnetita (2,42%); (ii) 30% de fusão do Granodiorito Rio Maria, com $\Sigma r^2 = 0,22$ e resíduo a base de hornblenda (16,50%) + plagioclásio (43,83%) + biotita (15,45%) + quartzo (24,22%) (iii) 25% de fusão do Complexo Tonalítico Caracol (AL-210), com $\Sigma r^2 = 0,2$; resíduo com hornblenda (17,2%) + plagioclásio (69,74%) + biotita (0,62%) + quartzo (11,36%) + ilmenita (0,83%) + magnetita (0,25%); e (iv) 20% de fusão do Complexo Tonalítico Caracol (AL-163), com $\Sigma r^2 = 0,19$ e resíduo a base de hornblenda (16,46%) + plagioclásio (63,42%) + biotita (3,42%) + quartzo (14,73%) + ilmenita (0,67%) + magnetita (1,29%) .

Tendo em vista as variadas opções apresentadas nesta etapa do modelamento, os testes para os elementos terras raras são decisivos para avaliar as prováveis fontes destes líquidos. Os líquidos obtidos a partir de diferentes graus de fusão (40% e 25% para os LMG1 e LMG2, respectivamente) do Complexo Tonalítico Caracol (AL-210) mostraram padrões de terras raras, bem próximos aos do Granito Xinguara (AL-152 e AL-2D), porém verifica-se que nos líquidos obtidos, há um certo empobrecimento em elementos terras raras leves (Figura 8.25a). O modelamento partindo da fusão da amostra AL-163 do Complexo Tonalítico Caracol, por sua vez, mostrou também graus de fusão diferentes para os LMG1 e LMG2 (50% e 20%, respectivamente), porém, nos padrões de elementos terras raras resultantes há um contraste acentuado em relação aos líquidos do Granito Xinguara. Este contraste é devido ao relativo empobrecimento em elementos terras raras leves e enriquecimento em terras raras pesados mostrado pelo granito (Figura 8.25b). O modelamento de fusão a partir do Tonalito Arco Verde e do Granodiorito Rio Maria também mostrou resultados bastante compatíveis com os possíveis líquidos do Granito Xinguara (Figuras 8.25c, d). Para o primeiro, é possível obter líquidos de composições similares aos LMG1 e LMG2 a partir de 50% e 15% de fusão, respectivamente. No caso de fonte equivalente ao Granodiorito Rio Maria, um líquido análogo ao LMG1 é obtido quando se alcança 50% de fusão, e também próximo do LMG2 com apenas 30% de fusão, conforme indicado no modelamento de maiores. O ajuste dos elementos terras raras não é perfeito em nenhum caso, mas a disposição geral do padrão é muito similar a do Granito Xinguara nos três caso destacados (Complexo Tonalítico Caracol, AL-210; Tonalito Arco Verde e Granodiorito Rio Maria) (Figuras 8.25c, d).

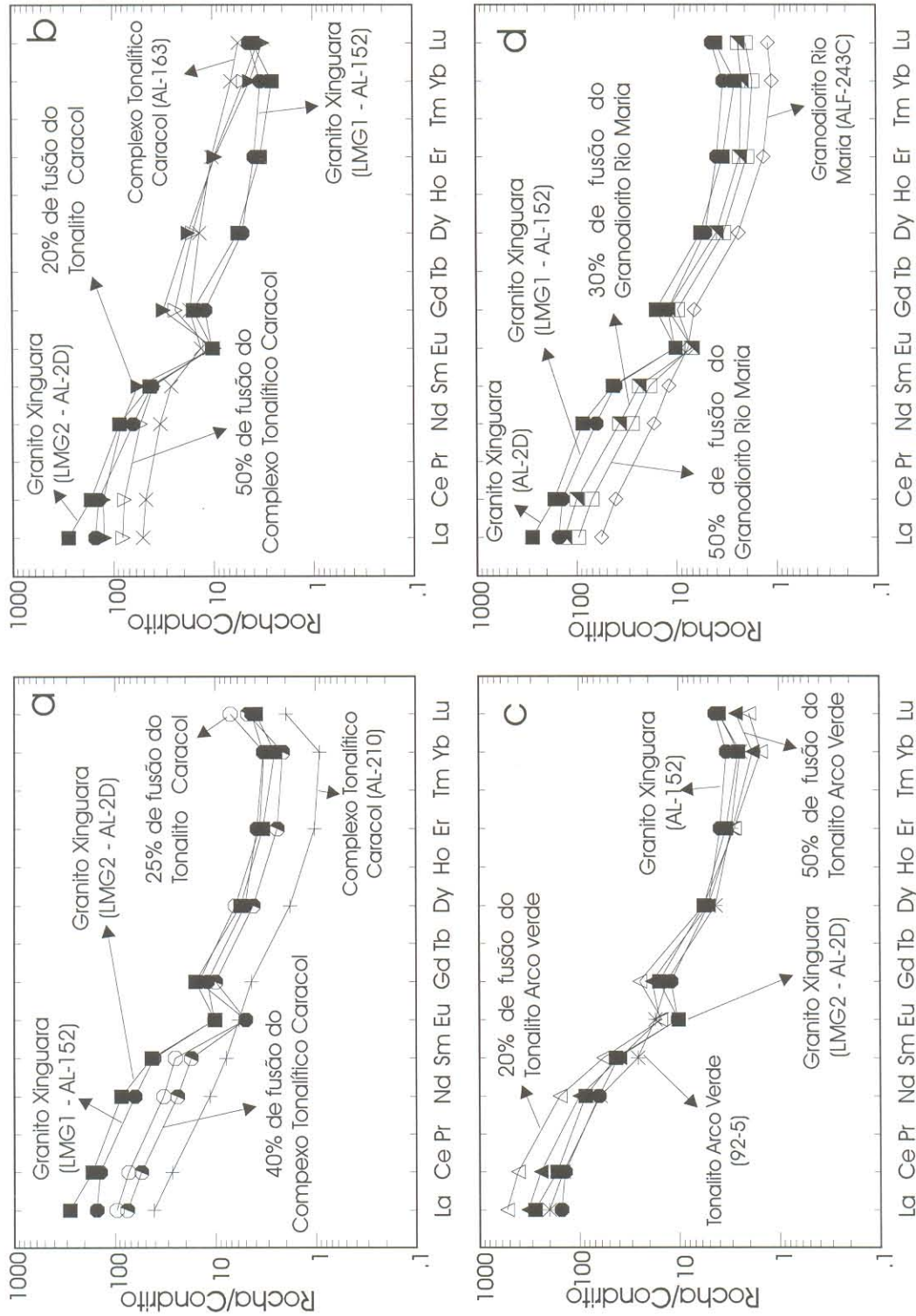


Figura 8.25 - Padrões de elementos terras raras dos líquidos iniciais assumidos para o Granito Xinguara (LMG1 - AL-152 e LMG2 - AL-2D) comparados com aqueles dos líquidos obtidos no modelamento a partir da fusão parcial dos granitóides arqueanos de Xinguara: Complexo Tonalítico Caracol: (a) AL-210 (domínio NW), (b) AL-163 (domínio SW); (c) Tonalito Arco Verde (92-5); e (d) Granodiorito Rio Maria (ALF-243C)..

8.5.4.3 – Discussões

O modelamento geoquímico, tanto para elementos maiores e menores, como para elementos terras raras, indica que os líquidos LMG1 e LMG2 podem ser gerados por diferentes graus de fusão parcial de fontes arqueanas de composições similares tanto aos granitóides TTG de Rio Maria, representados pelo Tonalito Arco Verde e o Complexo Tonalítico Caracol, quanto ao Granodiorito Rio Maria. A fusão do Tonalito Arco Verde para gerar o líquido LMG1, deixa como resíduo uma rocha de composição biotita-quartzo-diorítica (ver tabela 8.5); para o líquido LMG2, o resíduo é um biotita-tonalito. O Complexo Tonalítico Caracol, deixa como resíduos, tanto para o LMG1 como para o LMG2, uma rocha de composição quartzo-diorítica com anfibólio e biotita, a qual é abundante no resíduo do LMG1 e escassa naquele do LMG2.. Os resíduos deixados pelo Granodiorito Rio Maria são anfibólio-biotita-quartzo-monozodiorito e biotita-anfibólio-tonalito, respectivamente, para o LMG1 e LMG2.

A diferença de idade de cristalização entre Granito Xinguara e do Granodiorito Rio Maria é de cerca de 10 Ma, o que poderia inviabilizar a hipótese desta rocha ter funcionado como protólito do magma do Granito Xinguara. No entanto, nada impede que possa ter existido em profundidade uma rocha mais antiga, de composição similar ao Granodiorito Rio Maria, que tenha servido de fonte para os magmas leucograníticos.

Após a fusão, os dois líquidos gerados (LMG1 e LMG2) evoluíram sob influência de um processo de cristalização fracionada moderada. O comportamento de Sr, Ba e Rb sugere que o fracionamento foi fortemente controlado pela cristalização de feldspato potássico + plagioclásio + biotita.

8.6 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd

8.6.1 – Introdução e considerações sobre a utilização dos isótopos de Nd

Os isótopos radiogênicos são considerados bons indicadores petrogenéticos, devido ao fato dos mesmos não serem afetados por processos de fracionamento químico que acompanham a evolução magmática. Assim o líquido formado durante a fusão parcial herdaria a composição isotópica de sua fonte e não se modificaria por processos de cristalização fracionada (Wilson 1989). Sm e Nd fazem parte do grupo dos elementos terras raras e de acordo com Faure (1986), são incompatíveis no manto, o que provoca um aumento das suas concentrações com o grau de diferenciação. Todavia, o Nd é mais incompatível do que o Sm, portanto, concentra-se mais durante o fracionamento, fazendo com que a razão Sm/Nd seja menor nas rochas crustais em relação às rochas derivadas do manto.

A evolução isotópica do Nd na Terra é baseada em um padrão, denominado de CHUR (Chondritic Uniform Reservoir, De Paolo 1981), que representa a Terra primordial. A fusão parcial do CHUR geraria magmas com razões Sm/Nd mais baixas. Desta forma rochas derivadas deste magma (fonte enriquecida) teriam atualmente razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inferiores ao CHUR, e, conseqüentemente, o sólido residual (fonte empobrecida) apresentaria razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que o CHUR. Para comparar as diferenças entre as razões isotópicas, De Paolo & Wasserberg (1976) introduziram o parâmetro ϵNd .

De acordo com Sato & Tassinari (1997), o parâmetro ϵNd consiste na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, com o reservatório condritico padrão (CHUR). Se, quando da cristalização da rocha, o magma parental tiver uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} >$ condrito, o ϵNd é positivo. Neste caso a fonte deste magma possui razão Sm/Nd $>$ condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior. Se o magma parental possuir uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} <$ condrito, o ϵNd será negativo e a fonte destas rochas terá uma razão Sm/Nd $<$ condrito, e o magma teria uma origem crustal. Em síntese, quando o ϵNd é positivo a fonte é em geral mantélica. Quanto maior for seu valor, mais empobrecido será o manto. Já no caso do ϵNd indicar valores negativos, a fonte dos magmas é em primeira aproximação crustal, e quanto maior for a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativo será o valor de ϵNd . No caso da participação de fontes do manto e da crosta no processo, os valores de ϵNd em geral variam, podendo ser negativos ou positivos, dependendo da contribuição do material de cada uma destas fontes. Neste caso, a interpretação da idade modelo é mais complexa.

8.6.2 - Apresentação e interpretações dos dados isotópicos

Foram determinadas as composições isotópicas de Nd de 10 amostras representativas dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, na Unidade de Geologia Isotópica do Serviço Geológico da Finlândia. As análises foram efetuadas pelo pesquisador O. T. Rämö, estando os dados aqui apresentados vinculados a um projeto de pesquisa em colaboração entre os mesmo e os professores R. Dall'Agnol e M.J.B. Macambira, que conta com a participação do autor da presente tese e de outros colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG). As análises foram assim distribuídas: quatro amostras do Complexo Tonalítico Caracol, três do Granodiorito Rio Maria, três do Trondhjemito Água Fria, uma do Granito Xinguara e uma de enclave tonalítico contido do pluton Xinguara. Os conteúdos de Sm e Nd das varias amostras constam da Tabela 8.7, juntamente com as razões isotópicas

Tabela 8.7 – Dados de Sm-Nd para os granitóides arqueanos da região de Xinguara.

Amostra	Tipo de Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
Tonalito Caracol (2948 ± 5 Ma para AL-216; 2936 ± 3 Ma para AL-163; 2924 ± 2 Ma para AL-210)							
AL-216	Biotita tonalito (domínio sul)	1,44	10,75	0,08069	0,510485±11	+2,1	2936
AL-210	Biotita tonalito (domínio NW)	2,40	13,13	0,11040	0,5110750±8	+1,9	2919
ALF-237A	Biotita tonalito (domínio SW)	7,93	62,20	0,0770	0,510480±10	+2,6	2860
AL-163	Biotita tonalito (domínio SW)	2,87	10,61	0,1635	0,511820±8	-3,4	3876
Enclave tonalítico confido do Granito Xinguara							
AL-65B	Biotita tonalito (enclave)	4,02	10,09	0,1509	0,511727±8	-0,5	3249
Granodiorito Rio Maria (2878 ± 4 Ma)							
AL-141	Biotita-hornblenda-granodiorito	7,39	46,99	0,09500	0,410772±12	+1,2	2923
AL-166	Hornblenda-biotita-granodiorito	4,44	26,20	0,1024	0,510911±9	+1,1	2929
AL-214	Biotita-hornblenda-quartzo-diorito	5,89	29,26	0,1216	0,511235±15	+0,4	3010
Trondhjemitó Água Fria (2864 ± 21 Ma)							
AL-13C	Biotita-trondhjemitó	1,61	8,07	0,1203	0,411267±9	+1,4	2914
AL-16A	Biotita-trondhjemitó	1,96	11,24	0,1053	0,511017±10	+2,0	2857
AL-122	Biotita-trondhjemitó	2,14	12,50	0,1036	0,510964±11	+1,6	2885
Granito Xinguara (2865 ± 1 Ma)							
AL-24	Biotita-leucomonzogranito	6,07	38,94	0,09414	0,510787±8	+1,6	2882

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ϵNd e as idades T_{DM} . Os dados listados nesta tabela também podem ser visualizados no diagrama ϵNd vs. Idade (Figura 8.26).

Foram realizadas análises isotópicas em amostras representativas dos três domínios do Complexo Tonalítico Caracol: AL-216 (domínio sul), AL-163 e ALF-237A (domínio sudoeste) e AL-210 (domínio noroeste). As idades de cristalização Pb/Pb em zircão, obtidas neste trabalho para as amostras AL-210, AL-163 e AL-210 foram 2.948 ± 5 , 2.936 ± 3 e 2.924 ± 2 Ma, respectivamente. As amostras dos domínios sul e noroeste (AL-216 e AL-210) são similares geoquimicamente e mostram um padrão de elementos terras raras análogos aos típicos granitóides TTG da série trondhjemítica, valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,08069 e 0,1104 e o ϵNd em suas respectivas idades de formação mostra valores positivos de +2,1 e +1,9. Suas idades T_{DM} são de 2.936 e 2.919 Ma, valores estes bem próximos de suas idades de cristalização (Tabela 8.7, Figura 8.26). A amostra AL-163 diverge geoquimicamente das demais; possui um padrão de terras raras similares as granitóides pós-arqueanos, com razão $(\text{La}/\text{Yb})_n$ baixa e Yb_n alto, além de apresentar uma moderada anomalia negativa de Eu. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,1635 e o ϵNd (a 2.936 ± 3 Ma) mostra valor negativo de -3,4, completamente distintos dos das demais amostras. A sua idade T_{DM} de 3.878 Ma, excede muito a sua idade de formação. Adicionalmente, foi selecionada uma outra amostra do domínio sudoeste (ALF-237A, localizada a 1,5 km de distância da amostra AL-163), com o intuito de verificar se os resultados discrepantes se estendem para todo o domínio sudoeste. A amostra ALF-237A mostra valores da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,077, ϵNd (a 2.936 ± 3 Ma) valor positivo de +2,6 e idade T_{DM} de 2.860 Ma. Estes valores são discordantes dos da amostra AL-163, mas análogos aos verificados nas amostras AL-216 e AL-210. O enclave tonalítico no Granito Xinguara (AL-65B) possui várias analogias geoquímicas com a amostra AL-163, principalmente no padrão de terras raras. Os dados isotópicos obtidos para esta amostra são: razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1509, ϵNd (a 2.948 Ma) negativo de -0,5 e idade T_{DM} de 3.249 Ma. Estes dados embora não sejam coincidentes com os da amostra AL-163, sugerem que também esta amostra destoa do conjunto dominante no tonalito.

O Complexo Tonalítico Caracol exhibe no momento de sua formação ϵNd positivos e negativos (-3,4 a +2,6). Isto pode sugerir a participação de material crustal e mantélico na sua gênese, ou pode ser reflexo de fontes diferentes, para os líquidos formadores dessas duas rochas, conforme foi indicado pelo modelamento geoquímico. Um protólito de geoquímica similar a de um toleito Arqueano transformado em granada-anfibolito foi sugerido como fonte do grupo dominante no Complexo Tonalítico Caracol {grupo com altas razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$, representado pela amostra AL-210}, enquanto a fusão de uma fonte toleítica similar, mas

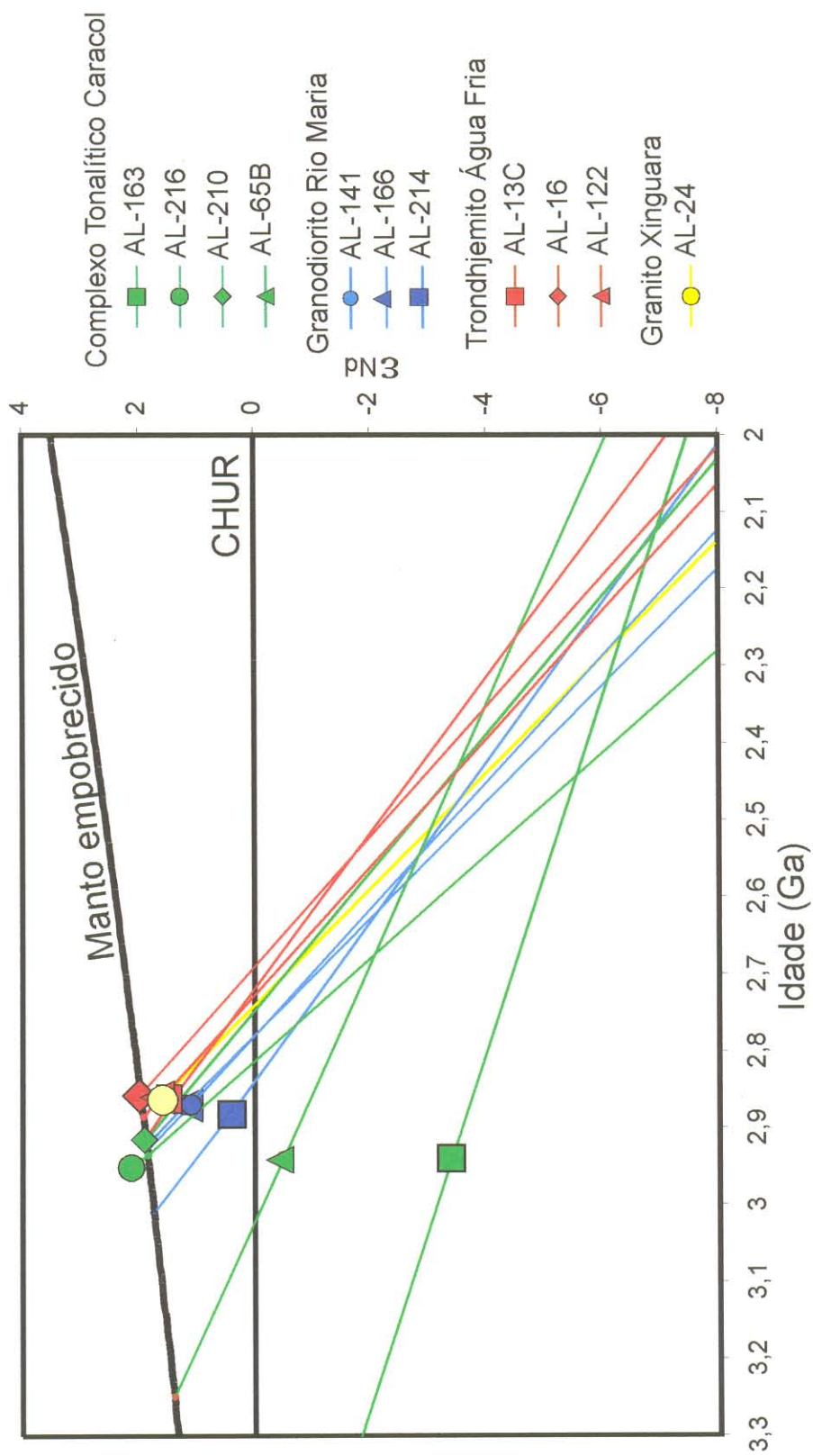


Figura 8.26 - Diagrama ϵ_{Nd} versus idade mostrando a composição isotópica de Nd dos granitóides arqueanos da região de Xinguara. O diagrama mostra também a evolução do manto empobrecido (De Paolo 1981) e do CHUR (Chondritic Uniform Reservoir; De Paolo & Wasserburg 1976).

representada por um anfibolito sem granada, foi requerida para gerar um líquido de composição próxima a da amostra AL-163. As idades T_{DM} do grupo dominante do Complexo Tonalítico Caracol são próximas das idades de cristalização e indicam que o mesmo se associa à formação de uma crosta juvenil. As idades mais antigas obtidas para as amostras AL-163 e AL-65B sugerem, que o grupo de baixas razões $(La/Yb)_n$ do Complexo Tonalítico Caracol derivou de uma provável crosta oceânica primitiva, bem mais antiga do que a responsável pela geração do primeiro grupo. Algumas idades entre 3,0 e 3,2 Ga foram obtidas em zircões herdados em rochas da Província Mineral de Carajás, tendo sido interpretadas como indicativas de crosta mais antiga (Machado et al. 1991, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996). Idades T_{DM} próximos de 3,66 Ga, mais antigas do que as idades de cristalização dos granitóides TTG do Maciço Sete Voltas, no Cráton de São Francisco foram também interpretadas por Martin et al. (1997) como indicativas de existência de uma crosta primordial.

O Granodiorito Rio Maria foram analisadas as amostras AL-141, AL-166 e AL-214. As duas primeiras são granodioritos e a última um quartzo-diorito. A idade de cristalização Pb/Pb em zircão do quartzo-diorito (AL-214) é de 2.878 ± 4 Ma. Os valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,095 a 0,1216 e o ϵNd (a 2.878 ± 4 Ma) mostra valores positivos que variam de +1,2 a +0,4. Suas idades T_{DM} variam de 2.923 a 3.010 Ma, valores estes um pouco mais elevados do que a idade de cristalização do Granodiorito Rio Maria. Os valores positivos de ϵNd sugerem fontes mantélicas para o Granodiorito Rio Maria e as idades T_{DM} muito próximas daquelas do granodiorito indicam o caráter juvenil do mesmo.

Foram analisadas as amostras AL-13C, AL-16A e AL-122 do Trondhjemitó Águas Fria. A idade de cristalização Pb/Pb em zircão, obtida para este granitóide foi de 2.864 ± 21 Ma (Macambira et al. 2000). Os padrões de terras raras destas amostras são similares aos das amostras do Complexo Tonalítico Caracol (AL-216 e AL-210), ou seja, são enriquecidos em terras raras leves e mostram forte fracionamento de elementos terras raras pesados. Os valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,1203 a 0,1036 e o ϵNd (a 2.864 Ma) mostra valores positivos que variam de +1,4 a +2,0. As idades T_{DM} variam de 2.857 a 2.914 Ma. Os valores de ϵNd positivos sugerem uma fonte mantélica para o Trondhjemitó Águas Fria. O seu caráter juvenil também é bem evidente no diagrama ϵNd vs. Idade (Figura 8.26).

Do Granito Xinguara foi analisada apenas uma amostra (AL-24). A idade de cristalização Pb/Pb em zircão, obtida para este pluton é de 2.865 ± 1 Ma. Os dados do modelamento geoquímico e os padrões de terras raras de suas amostras são indicativas de fontes crustais. O valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,09414 e o ϵNd (a 2.865 Ma) mostra-se

positivo (+1,6) e a idade T_{DM} é de 2.882 Ma. No diagrama ϵNd vs. Idade, percebe-se que a amostra do Granito Xinguara se situa sobre a linha evolutiva da amostra AL-210 a 2.865 Ma a mesma está bem afastada do percurso das amostras do Granodiorito Rio Maria. No modelamento de fonte do Granito Xinguara foram indicadas como possíveis fontes do seu magma o Tonalito Arco Verde, o Complexo Tonalítico Caracol e o Granodiorito Rio Maria. De acordo com os dados de isótopos de Nd, dos dois últimos, o Complexo Tonalítico Caracol é o candidato mais provável a fonte do Granito Xinguara do que o Granodiorito Rio Maria.

O diagrama da Figura 8.26 mostra que, exceto os tonalitos que compõem o segundo grupo do Complexo Tonalítico Caracol (AL-163) e o enclave AL-65B, o tempo decorrido desde a separação do manto das fontes dos granitóides arqueanos de Xinguara até as suas cristalizações foram muito curtos, implicando na formação de uma crosta continental juvenil no período de 2,9 a 3,0 Ga, como atestam as idades T_{DM} , bem próximas as idades de cristalização dos granitóides (Figura 8.26 e Tabela 8.7). Tal fato já havia sido destacado por Macambira & Lancelot (1996), Rämö et al. (em preparação) e Souza et al. (no prelo).

CAPÍTULO 9

9 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

9.1 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA ARQUEANA DA REGIÃO DE XINGUARA

Em termos de área aflorante, os terrenos arqueanos da região de Xinguara são caracterizados pela dominância de rochas granitóides sobre os *greenstone belts*. Estes são representados na região pelas seqüências de Sapucaia (Oliveira 1993, 1994, Oliveira et al. 1995) e de Identidade (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1996, Souza et al. 1997), que fazem parte do Supergrupo Andorinhas. Souza et al. (no prelo) obtiveram para os metabasaltos, metagabros e metadacitos da seqüência de Identidade uma idade isocrônica Sm-Nd de 3.046 ± 32 Ma e somente para os dacitos uma idade Pb-Pb em rocha total de 2.944 ± 88 Ma. Idades de 2.979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994) e 2.971 ± 18 Ma e $2.904 +29/-22$ Ma (Macambira 1992) foram obtidas para as rochas da seqüência Lagoa Seca, localizada mais a sul. Os diversos granitóides presentes na região de Xinguara foram formados entre 2.950 e 2.860 Ma, indicando um período relativamente curto de intensa atividade magmática no Mesoarqueano. Idades semelhantes, concentradas no período de 2.980 a 2.850 Ma, têm sido obtidas para granitóides análogos de outros domínios do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Macambira & Lafon 1995, Dall'Agnol et al. 1997, Avelar et al. 1999, Althoff et al. 2000, Macambira et al. 2000).

A possibilidade de existência de uma crosta mais antiga no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é sugerida pelas idades de 3.200 a 3.000 Ma obtidas em zircões detríticos de quartzitos do Grupo Rio Fresco (Macambira & Lancelot 1991), bem como em zircões herdados dos granitos anorogênicos Musa e Jamon (Machado et al. 1991, Macambira & Dall'Agnol 1997). No presente trabalho, apenas duas idades T_{DM} em Nd de 3.876 Ma e 3.249 Ma, fornecidas, respectivamente, por uma amostra do Complexo Tonalítico Caracol com baixa razão $(La/Yb)_n$ e um enclave no Granito Xinguara, similar geoquimicamente a este mesmo tonalito, são superiores a 3.000 Ma. Ambas apresentam também valores de ϵNd negativos e discrepantes em relação às demais amostras desta mesma unidade. Estes dados sugerem, igualmente, a possibilidade de existência de uma crosta mais antiga na região, mas, considerando o número limitado de dados e o fato de idades T_{DM} de Nd deverem ser interpretadas com precaução (Arndt & Goldstein 1987), as evidências não são inteiramente conclusivas. Portanto, a evolução geológica a ser discutida aqui vai centrar-se no período de

2.970 a 2.860 Ma, quando certamente ocorreram os principais eventos responsáveis pela formação das rochas arqueanas de Xinguara.

As seqüências komatiíticas a toleíticas presentes nos *greenstone belts* de Identidade e Sapucaia são interpretadas como relacionadas à formação de uma crosta oceânica primitiva, desenvolvida em um ambiente de arco-de-ilhas (Souza et al. no prelo). Parte das rochas formadoras desta crosta oceânica komatiítica a basáltica teria sido submetida a metamorfismo, sendo transformada em rochas anfíbolíticas. Isto poderia ser associado com processos de sagdução ou subducção que fariam com que estas rochas fossem deslocadas para níveis litosféricos mais profundos. A medida em que profundidades maiores fossem sendo atingidas, as novas condições de pressão e temperatura acentuariam o desequilíbrio destas rochas e levariam à sua fusão parcial, facilitada pela presença nas mesmas de minerais hidratados, gerando magmas do tipo TTG.

Estes magmas deram origem ao Complexo Tonalítico Caracol, formado por rochas com idades variáveis entre 2.948 e 2.924 Ma, que devem corresponder, portanto, ao intervalo aproximado de tempo de atuação do processo responsável pela sua gênese. Esta hipótese é corroborada pelos valores de ϵNd positivos (+1,9 a +2,6) e idades T_{DM} de cerca de 2.936 a 2.860 Ma obtidos nas rochas dominantes neste complexo (grupo com altas razões La_n/Yb_n), que são indicativos de fonte mantélica com pouco tempo de residência crustal para os seus magmas. Em outras palavras, haveria neste período a formação de uma crosta juvenil (Macambira & Lancelot 1996, Dall'Agnol et al. 1999, Rämö et al. inédito). Esta linha de raciocínio encontra igualmente sustentação no modelamento geoquímico, que indicou rochas toleíticas transformadas em granada-anfíbolito como os mais prováveis protólitos dos magmas destes granitóides. As analogias petrográficas e geoquímicas entre as rochas do Complexo Tonalítico Caracol e os granitóides TTG arqueanos típicos, cuja gênese é explicada por um modelo análogo (Martin 1993, 1994, Martin et al. 1997), também reforçam esta interpretação.

Os dados estruturais, geocronológicos e petrológicos indicam que o Complexo Tonalítico Caracol não é homogêneo, tendo sido formado a partir de mais de uma intrusão e de mais de um líquido magmático. Admite-se, portanto, que a fusão parcial das seqüências metabasálticas teria gerado, ao longo de um período de aproximadamente 20 Ma, diversos líquidos geoquimicamente afins e similares aos granitóides TTG das séries trondhjemiticas. Estes líquidos ascenderam diapiricamente a níveis crustais mais rasos, intrudindo as seqüências de *greenstone belts*, formando estruturas dômicas que causaram deformação nas suas encaixantes.

Nesta etapa da evolução, resultou um terreno formado essencialmente por seqüências metamáficas amoldadas entre corpos tonalítico-trondhjemíticos, cujo comportamento seria dúctil. Isto é sugerido pela existência no Complexo Tonalítico Caracol de um bandamento composicional cuja formação iniciou-se durante o estágio *submagmático* se prolongando ao longo do estágio subsolidus de alta temperatura. As variações na direção do bandamento composicional em diferentes domínios do complexo evidenciam a existência de tais estruturas dômicas. As mesmas foram, concomitante e/ou posteriormente à sua colocação, afetadas por uma deformação regional coaxial, causada por um campo de esforços regional, cujo eixo principal de esforço (σ_1) orientava-se na direção N40-50E horizontal, enquanto que σ_2 era vertical. Esta deformação coaxial levou ao achatamento dos corpos tonalíticos, à verticalização, dobramento e transposição do seu bandamento, e gerou bandas de cisalhamento conjugadas. Só localmente foram preservadas estruturas com atitudes relacionadas ao estágio de formação dos domos, pois as mesmas foram em sua grande maioria transpostas e condicionadas à orientação regional dominante, WNW-ESE a NW-SE.

Após a colocação e cristalização do Complexo Tonalítico Caracol do domínio sudoeste, o mesmo foi afetado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo. Considerando que diques e pequenos veios do Granito Xinguara, dispostos subparalelamente à foliação do tonalito na zona de cisalhamento, não mostram feições deformacionais compatíveis com uma deformação por cisalhamento simples, concluiu-se que esta zona implantou-se antes da cristalização do Granito Xinguara, portanto no período entre 2.936 Ma e 2.865 Ma. O significado desta zona de cisalhamento na evolução geológica da região ainda é obscuro. Ela poderia representar um possível cavalgamento relacionado à evolução do Cinturão Itacaiúnas, cuja idade provável é de cerca de 2.740 Ma (Avelar et al. 1999). Porém, as evidências estruturais de sua formação anterior à colocação do Granito Xinguara, que, por sua vez, também precede o referido evento, eliminariam esta hipótese. Além disso, não há na região estudada outras evidências de deformação que possam ser atribuídas a efeitos do referido cinturão.

Segue-se na evolução arqueana de Xinguara um período de aproximadamente 50 Ma sem registro de formação de rochas, o que sugere uma estabilização tectônica que precedeu uma nova fase de intensa atividade magmática.

A colocação e cristalização do Granodiorito Rio Maria, que deu-se há cerca de 2.875 Ma (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot 1996, Dall'Agnol et al. 1999), marca o início deste novo período (Souza et al. no prelo). Ficou demonstrado anteriormente que o Granodiorito Rio Maria possui afinidades com os granitóides sanukitóides ou granitóides arqueanos ricos em Mg (Althoff 1996, este trabalho). A origem destes

granitóides é relacionada geralmente à fusão de um manto enriquecido em elementos incompatíveis, gerando um magma intermediário que, por cristalização fracionada e diferentes graus de interação com a crosta sílica, geraria as rochas granodioríticas mais evoluídas (Stern et al. 1989, Stern & Hanson 1991). Tais rochas possuem afinidades com as séries modernas ricas em Mg, as quais são geradas em ambientes tectônicos com alto fluxo térmico (Stern & Hanson 1991). As evidências geoquímicas indicam, portanto, que o magma gerador do Granodiorito Rio Maria seria derivado de um manto enriquecido e o alto fluxo térmico seria compensado em terrenos arqueanos pelos seus gradientes geotérmicos mais elevados do que os encontrados em terrenos fanerozóicos. Os valores de ϵNd (+0,4 a +1,2, Tabela 8.7) e as idades T_{DM} (3.010 a 2.923 Ma, Tabela 8.7) fornecidos pelas amostras do Granodiorito Rio Maria indicam um caráter juvenil para os seus magmas, porém os seus valores de ϵNd são inferiores àqueles do Trondhjemito Água Fria e Granito Xinguara, possivelmente refletindo a influência do manto enriquecido nos magmas formadores do Granodiorito Rio Maria.

Este modelo implica a existência no momento de formação do magma progenitor do Granodiorito Rio Maria de um manto enriquecido. O mesmo poderia resultar dos processos de formação do Complexo Tonalítico Caracol, quando certamente houve liberação de fluidos e líquidos félsicos que ascenderiam e contaminariam o manto superior, situado a profundidades relativamente pequenas em função da pequena espessura da crosta arqueana. Um novo desequilíbrio térmico na região, que poderia ser relacionado à retomada do processo de subducção (Condie 1993, Martin 1994) ou à formação de plumas mantélicas (Choukroune et al. 1997), conforme discutido por Choukroune (2000), forneceria o aporte de temperatura necessário para o início do processo de fusão. Um dos ambientes mais favoráveis para a geração de tais magmas seria uma cunha de manto enriquecido acima de uma crosta oceânica em processo de subducção (Stern & Hanson 1991).

O Granodiorito Rio Maria seria, na realidade, o produto de processos de *mingling* (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1995) entre magmas máficos, ora representados pelos enclaves e, possivelmente, por corpos menores mais máficos, como o corpo quartzo-diorítico que ocorre a sul de Xinguara, e magmas félsicos. Tais magmas ascenderam para níveis crustais não muito profundos, pois a geobarometria de anfibólio indica um ambiente de transição entre a epizona e mesozona, com pressão de cerca de 3 kbar e profundidade em torno de 10 km para o final da sua cristalização. Isto também é corroborado pelo fato de a intrusão do Granodiorito Rio Maria ter causado metamorfismo de contato de fácies anfilito em metabasaltos de baixo grau do *greenstone belt* de Identidade (Souza 1994, Souza & Dall'Agnol 1995).

A ascensão do magma foi provavelmente controlada por falhas profundas, dando-se a expansão lateral do mesmo em níveis crustais rasos, resultando um corpo lacolítico (Souza et al. 1992, Souza & Dall'Agnol 1995). Portanto, o Granodiorito Rio Maria corresponderia a um corpo não diapírico (Brun et al. 1990), que foi afetado quando de sua colocação pelos esforços atuantes a nível regional. A deformação foi coaxial e gerada por esforços com orientação similar àquela determinada para o Complexo Tonalítico Caracol. Isto é sugerido pela orientação WNW-ESE da foliação do Granodiorito Rio Maria que foi adquirida a partir do estágio submagmático. A interferência entre tais esforços e os resultantes da expansão do corpo, causou a formação no Granodiorito Rio Maria de zonas de cisalhamento expressivas, exemplificadas por aquela observada na porção oeste da área. (Figura 4.1). O Granodiorito Rio Maria e os seus enclaves máficos comportaram-se de modo dúctil, como indica o desenvolvimento de uma foliação penetrativa marcada principalmente pelos enclaves, que são oblatos e não mostram contraste de viscosidade expressivo com o granodiorito (Souza & Dall'Agnol 1995; este trabalho).

Cerca de 10 a 12 Ma após a colocação do Granodiorito Rio Maria, houve as colocações do Trondhjemito Água Fria e Granito Xinguara, demonstrando a continuidade dos processos magmáticos, porém com mudanças expressivas na natureza dos magmas gerados. A quase contemporaneidade entre estes granitóides foi definida com base nas feições estruturais, que indicaram a coexistência dos seus magmas, bem como no fato de suas idades de cristalização serem praticamente coincidentes.

O Trondhjemito Água Fria também foi gerado a partir da fusão de uma crosta oceânica toleítica transformada em anfíbolito com granada, pois o modelamento geoquímico indicou que a sua fonte deveria ser similar àquela que formou o magma do grupo dominante do Complexo Tonalítico Caracol. Neste caso, o modelo assumido seria de derivação de uma segunda geração de magma TTG a partir da fusão parcial de uma crosta oceânica em subducção. Esta hipótese é coerente com o caráter juvenil do Trondhjemito Água Fria, indicado por seus valores de ϵ_{Nd} (+2,0 a +1,4) e idades T_{DM} (2.914 a 2.885 Ma) (Tabela 8.7). A hipótese alternativa, de um processo de sagducção (Choukroune et al. 1997), é deixada de lado por se admitir que o espessamento e gradual resfriamento da crosta sílica e maior participação na mesma de rochas félsicas, tornaria o processo de sagducção inviável. Este evento de subducção deve ter se iniciado alguns milhões de anos antes da geração do magma trondhjemítico. Tal evento poderia ser igualmente o responsável pelo aquecimento térmico que levou à fusão das rochas fonte do magma gerador do Granodiorito Rio Maria.

A ascensão dos magmas formadores do Granodiorito Rio Maria e do Trondhjemito Água Fria causou um gradual e acentuado aquecimento das rochas tonalíticas (TTG) presentes na base da crosta, levando à sua fusão parcial e à formação dos líquidos que geraram o Granito Xinguara e rochas afins. O modelamento geoquímico sugeriu que tais líquidos foram gerados a partir de diferentes graus de fusão de uma fonte similar em composição geoquímica aos tonalitos Caracol (este trabalho) e Arco Verde (Althoff 1996, Althoff et al. 2000). A assinatura geoquímica crustal, o caráter cálcico-alcálico fortemente fracionado (Figura 8.23) e os dados de isótopos de Nd (Figura 8.26, Tabela 8.7) dos leucomonzogranitos do Granito Xinguara são compatíveis com esta hipótese.

Os magmas formadores do Granito Xinguara e do Trondhjemito Água Fria foram alojados em níveis não muito profundos da crosta superior, em profundidades similares àquelas atingidas pelo Granodiorito Rio Maria. A colocação dos primeiros deu-se quase ao mesmo tempo, possivelmente com o Trondhjemito Água Fria precedendo o Granito Xinguara. Isto permitiu que ambos coexistissem nos estágios finais de suas cristalizações no estado parcialmente líquido e possibilitou que ambos reagissem ductilmente aos esforços da deformação regional e desenvolvessem estruturas bandadas com intercalações de granitos e trondhjemitos ao longo das zonas de contato. A ascensão do magma formador do Trondhjemito Água Fria foi provavelmente diapírica, havendo uma provável expansão do corpo próximo do seu nível final de alojamento. O contraste entre as feições estruturais do pluton Xinguara e do Trondhjemito Água Fria sugere que os seus mecanismos de colocação não foram idênticos. É possível que no caso do corpo Xinguara, os magmas tenham ascendido através de fraturas profundas e se expandido no nível crustal de alojamento, através de mecanismos de *ballooning* (Castro 1987, Pitcher 1993, Barros 1997, Molyneux & Hutton 2000). Esta seria uma alternativa para uma colocação diapírica que, provavelmente, seria dificultada pelo fato do magma ter sido gerado na crosta (Petford 1996). A interferência entre os esforços oriundos da deformação regional, cujo eixo principal tinha orientação N30E horizontal, com os esforços resultantes da expansão destes corpos magmáticos (Pons et al. 1992, 1995), causou o alongamento dos mesmos segundo uma direção próxima da foliação regional WNW-ESE.

Os dados estruturais aliados aos geoquímicos indicam que a colocação do pluton Xinguara deu-se não a partir de uma intrusão única, mas sim por vários pulsos de magma granítico. O último pulso corresponderia às porções menos deformadas do corpo granítico onde a recristalização é quase ausente (Figura 6.22). A interação dos esforços de expansão, relacionados com a colocação deste último pulso com o esforço regional, somada aos efeitos térmicos da intrusão tardia seria responsável pela recristalização tanto das porções

previamente formadas do pluton granítico, quanto das zonas do Trondhjemito Água Fria adjacentes ao contato. O Complexo Tonalítico Caracol e o Granodiorito Rio Maria não seriam afetados pelos processos de recristalização provocados pela intrusão do granito, porque certamente estariam a temperaturas comparativamente mais baixas do que a do Trondhjemito Água Fria e não atingiriam as temperaturas mínimas necessárias para a recristalização de feldspatos ($> 550^{\circ}\text{C}$; Voll 1976, Tullis 1983, Gapais 1989).

A Figura 9.1 mostra um quadro simplificado da evolução geológica da região de Xinguara, sintetizando o modelo proposto.

9.2 - COMPARAÇÕES COM MODELOS DE EVOLUÇÃO DO ARQUEANO

A evolução de terrenos arqueanos é um tema amplamente discutido. A discussão prende-se a duas hipóteses principais. Alguns autores defendem para o Arqueano uma interação entre placas tectônicas similar à que ocorre atualmente (p. ex. Condie 1993, Martin 1994, Windley 1998). Outros acreditam que, pelo menos em determinadas províncias, a crosta arqueana não era suficientemente rígida para que processos de tectônica de placas tenham sido efetivos (Choukroune et al. 1995, 1997, Collins et al. 1998, Chardon et al. 1998).

Choukroune et al. (1997) fazem uma comparação entre a Província Superior no Canadá e o Cráton Dharwar na Índia, terrenos vistos por eles como representativos dos dois modelos mencionados acima e cujas evoluções estão bem estabelecidas (Figura 9.2). A Província Superior mostra evidências de acreção lateral, ou seja, evolução ligada a subducção. O Cráton Dharwar é tido como exemplo típico de um protocráton estável retrabalhado por plumas termais. Tais plumas, associadas com desequilíbrios gravitacionais, levariam ao afundamento dos *greenstone belts* por sagdução, causando a fusão parcial das suas camadas basais, gerando magmas TTG. Estes formam diápiros e ascendem, intrudindo os *greenstone belts*, resultando na formação de estruturas em domos e bacias. Algumas das características que, na opinião de Choukroune et al. (1997), são importantes para diferenciar os dois terrenos são:

(1) O Cráton Dharwar é caracterizado pela presença de estruturas diapíricas resultantes de um deslocamento vertical, as quais sofreram posteriormente um achatamento relacionado com um evento transpressional. Já o sul da Província Superior é uma região dominada por tectônica tangencial, que reflete uma colagem tectônica de terrenos e indica acreção lateral da crosta (Althoff et al. 2000).

(2) Os terrenos TTG em Dharwar formam grandes corpos arredondados, sem nenhuma evidência clara de zonalidade em termos de idade. Na Província Superior as idades dos corpos

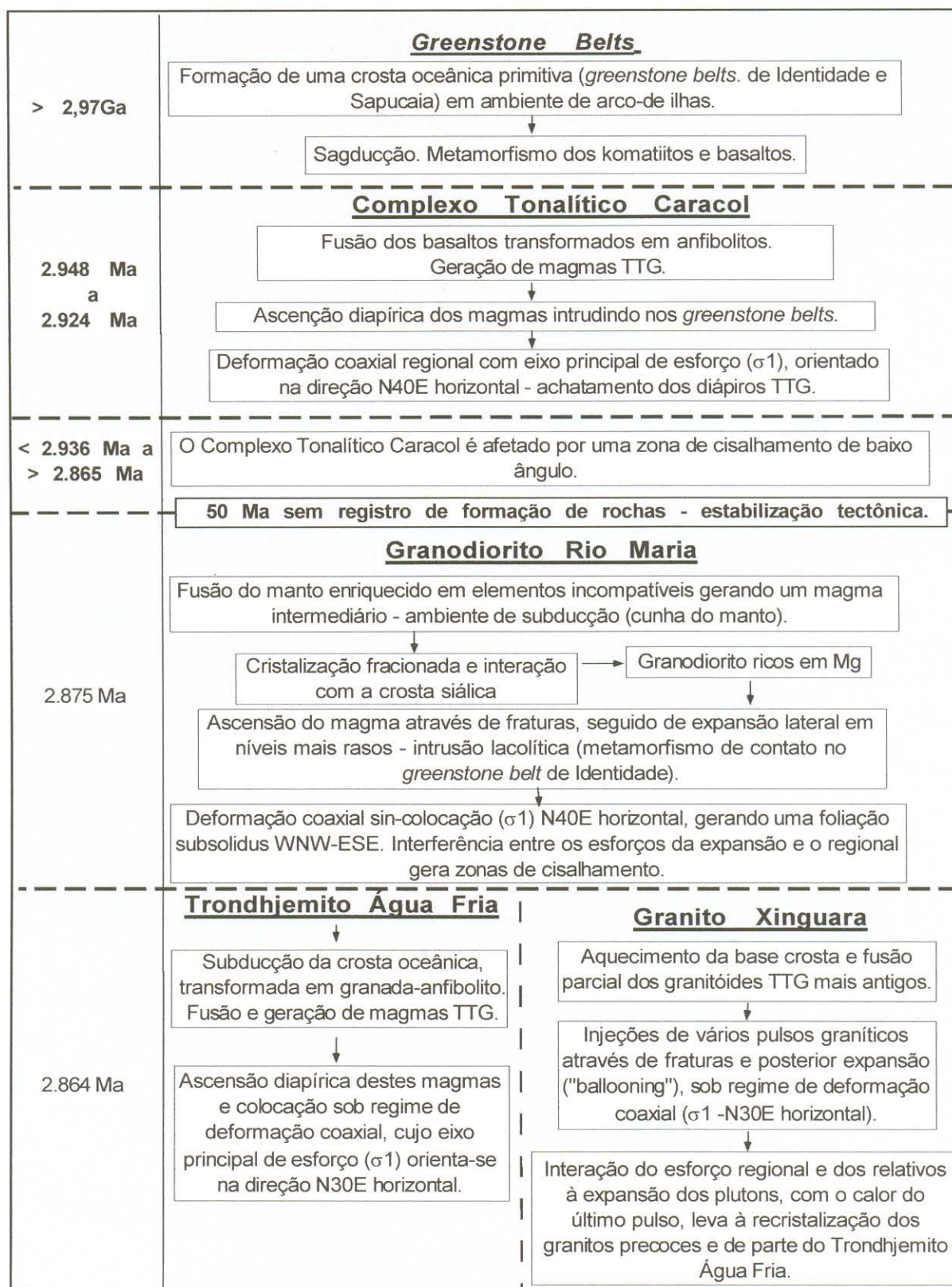


Figura 9.1 - Quadro simplificado da evolução geológica das rochas arqueanas da região de Xinguara.

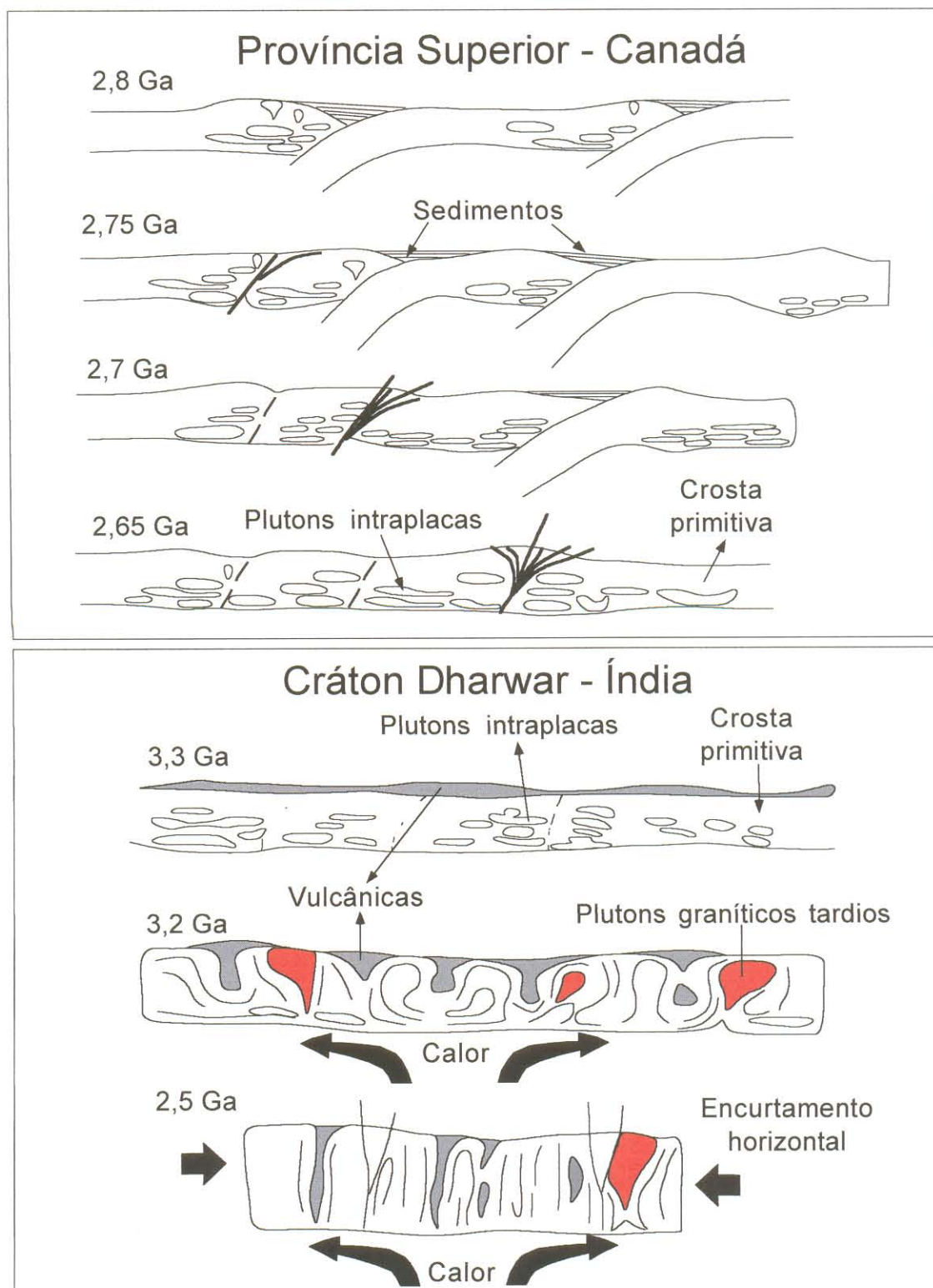


Figura 9.2 - Estágios de evolução crustal da Província Superior e do Cráton Dharwar. No modelo, o Cráton Superior foi formado por acreção lateral relativa a um protocráton, enquanto o Cráton Dharwar foi retrabalhado por plumas termais, as quais atuaram em um protocráton estabilizado (Choukroune et al. 1997).

ígneos decrescem com a progressão da acreção e os tonalitos formam corpos alongados e lineares, cuja origem é compatível com um arco plutônico;

(3) Não existem evidências de cavalgamentos ou falhas inversas de baixo ângulo no Cráton Dharwar;

(4) O material acrescido na Província Superior era imaturo em termos de residência crustal e de fontes mantélicas. As litologias presentes no Cráton Dharwar mostram um longo tempo de residência crustal e representam um estágio diferenciado de evolução crustal.

A conclusão de Choukroune et al. (1997) é que estes dois terrenos representam apenas diferentes estágios de evolução crustal. A estruturação observada no Cráton Dharwar seria reflexo de um evento termal (plumas) que retrabalhou um protocráton formado precocemente, mas que poderia ter passado antes por uma história acrescional similar a da Província Superior. Esta conclusão têm implicações importantes. Uma delas seria que o Cráton Dharwar teria passado primeiro por um período de acreção e depois por um período de tectônica vertical. Ou seja, haveria um processo envolvendo tectônica de placas, antes daquele comandado pela atuação das plumas. Seguindo este raciocínio, os autores citados consideram que a evolução da Província Superior, que ocorreu a partir de 2,8 Ga, poderia corresponder à primeira etapa da evolução do Cráton Dharwar, que teria acontecido antes de 3,2 Ga. É importante salientar que a evolução proposta por Choukroune et al. (1997) para o Cráton Dharwar considera um encurtamento importante após a colocação dos diápiros e é baseada essencialmente em dados estruturais, sem uma argumentação petrológica.

Na Figura 9.3 estão colocados perfis de vários crátons arqueanos (Pilbara, na Austrália; Cráton Dharwar, no sul da Índia; Escudo Man, no oeste da África e a Província Hebei, na China) segundo Choukroune et al. (1995). A grande diferença entre estas regiões reside na intensidade do encurtamento horizontal pós-diapírico. A intensidade é mínima em Pilbara e máxima na Província Hebei. Se compararmos a região de Xinguara com os exemplos mostrados na Figura 9.3, podemos estimar que ela possui um encurtamento provavelmente intermediário àqueles observados no Cráton Dharwar e no Escudo Man. As evidências disto são a dominância de estruturas subparalelas, alinhadas segundo o padrão regional dominante, associadas com a ocorrência em determinados locais de foliações totalmente divergentes, interpretadas como relíquias de estruturas dômicas. Porém, no caso da região de Xinguara, exceto pelas poucas idades T_{DM} em duas amostras do Complexo Tonalítico Caracol, não existem evidências de uma história acrescional prévia, como sugerido para o Cráton Dharwar. Além disso, como em Xinguara as rochas arqueanas ainda têm seus aspectos ígneos

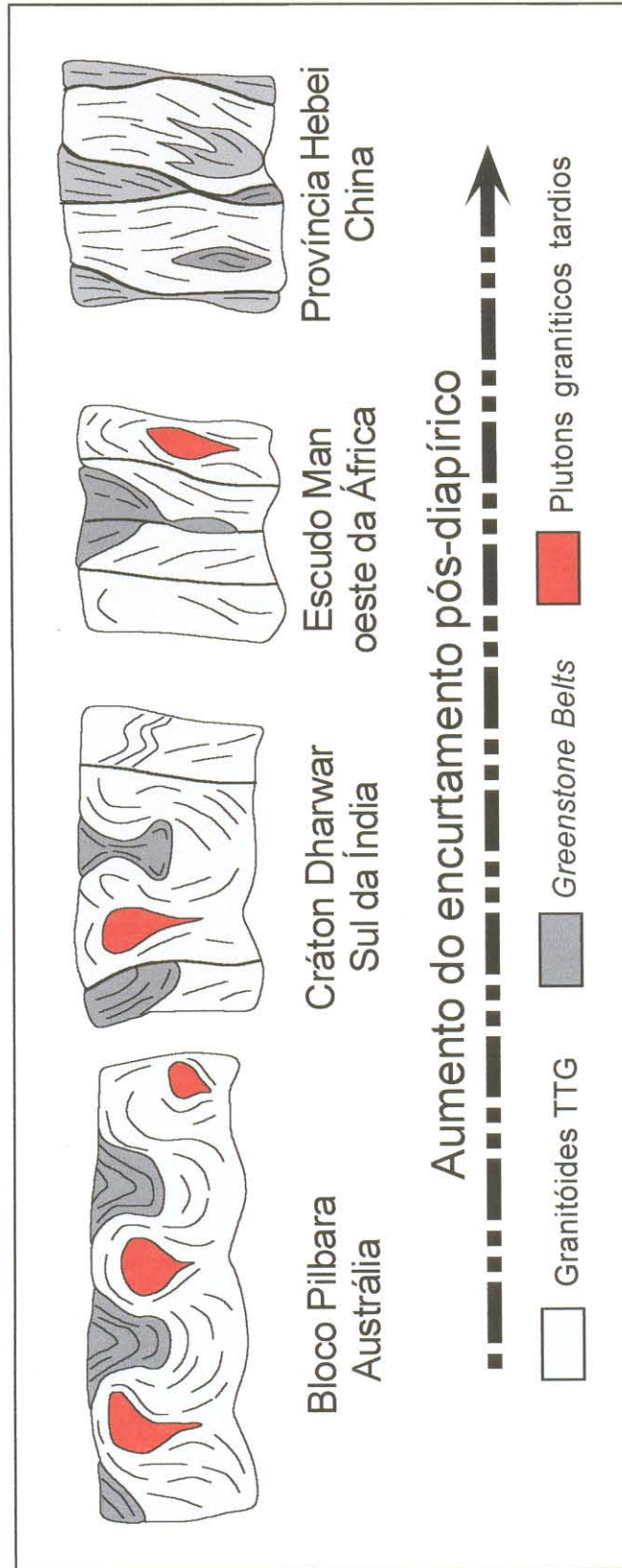


Figura 9.3 - Evolução da crosta arqueana com base nas investigações de Choukroune et al. (1995) nos crátons da Austrália (Bloco Pilbara), Índia (Cráton Dharwar), oeste da África (Escudo Man) e na China (Província Hebei). A intensidade do encurtamento horizontal pós-diapírico é mínimo no Bloco Pilbara e alcança o máximo na Província Hebei.

preservados, não seria razoável admitir que uma etapa prévia de evolução pudesse passar despercebida.

Se compararmos o primeiro estágio da evolução da região de Xinguara, em torno de 2,95 Ga, com aquela dos crátons de Pilbara e Dharwar, constata-se muitas analogias em termos litológicos e estruturais. Em Xinguara, os granitóides TTG mais antigos (Complexo Tonalítico Caracol) são colocados em meio a seqüências de *greenstone belts* (Identidade e Sapucaia) e todo o conjunto é afetado por uma deformação coaxial ou encurtamento N40E, que reorienta as estruturas ligadas à formação dos diápiros. Um quadro similar é observado nos dois crátons mencionados. No entanto, quando se considera à evolução arqueana de Xinguara no segundo estágio, a partir de 2,87 Ga, tem-se fortes evidências de mudança no comportamento crustal, pois, contrariamente à etapa anterior, são formados em curto espaço de tempo, diversos granitóides distintos geneticamente. Uma parte expressiva destes granitóides corresponde a leucogranitos de derivação crustal, que testemunham um estágio de estabilização crustal do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Esta estabilização se deu na região antes do final do Arqueano, contrariamente ao verificado em outros crátons (Ridley 1992, Davis et al. 1994, Sylvester 1994). As novas condições reinantes em Xinguara em 2,87 Ga eram certamente distintas das do período anterior e conseqüentemente diferiam significativamente do modelo de evolução representado pelo Cráton Dharwar. Neste, os dados geocronológicos mostram que também existiram dois estágios de evolução, porém os mesmos envolvem dois conjuntos de *greenstone belts* e TTG, os quais se sucederam no tempo. A idade do conjunto mais antigo situa-se em torno de 3,2 Ga e a do mais jovem entre 2,8 e 2,5 Ga, terminando com a colocação do batólito granítico de Closepet (Choukroune 2000).

Uma possível explicação para o contraste na evolução geológica dos terrenos arqueanos de Xinguara entre os dois períodos, seria a mudança de regime tectônico. No primeiro estágio, em torno de 2,95 Ga, a evolução seria mais próxima daquela observada nos crátons de Pilbara e Dharwar, gerando um terreno a base de domos TTG e bacias *greenstone belts*, possivelmente associado com uma tectônica predominantemente vertical. Neste estágio se iniciaria a estabilização e espessamento da crosta arqueana, que se tornaria mais rígida. Isto tornaria possível que, a partir de aproximadamente 2,87 Ga, se instalasse um processo comandado pela tectônica de placas, mais próximo em certo sentido do que ocorreu na Província Superior no Canadá (ver Figura 9.2), porém dele diferindo pela ausência de estruturas tangenciais marcantes. Este contraste pode ser devido ao fato de a crosta arqueana de Xinguara neste período estar ainda submetida a temperaturas relativamente elevadas, que

lhes forneciam uma certa ductilidade, favorecendo um achatamento generalizado, ao invés de propiciar o desenvolvimento de cavalgamentos (Althoff et al. 2000).

Na Figura 9.4 é esboçado um modelo de evolução geológica para a região de Xinguara. Este modelo, poderia explicar tanto a formação dos *greenstone belts* e granitóides TTG mais antigos (Complexo Tonalítico Caracol), como as dos granitóides arqueanos mais jovens. Um magmatismo associado à zona de subducção explicaria a formação do Granodiorito Rio Maria, seguindo o modelo para a gênese dos granodioritos ricos em Mg, sugerido por Stern & Hanson (1991). Este ambiente tectônico seria adequado também para a formação da segunda geração de granitóides TTG (Trondhjemito Água Fria), a partir da fusão da crosta oceânica subductante, transformada em anfibolito com granada. Os magmas geradores do pluton Xinguara seriam produto de diferentes graus de fusão parcial dos granitóides TTG, situados na base da crosta, sendo o calor necessário para fundir a crosta continental, proveniente do aquecimento devido à ascensão dos magmas formadores do Granodiorito Rio Maria e Trondhjemito Água Fria.

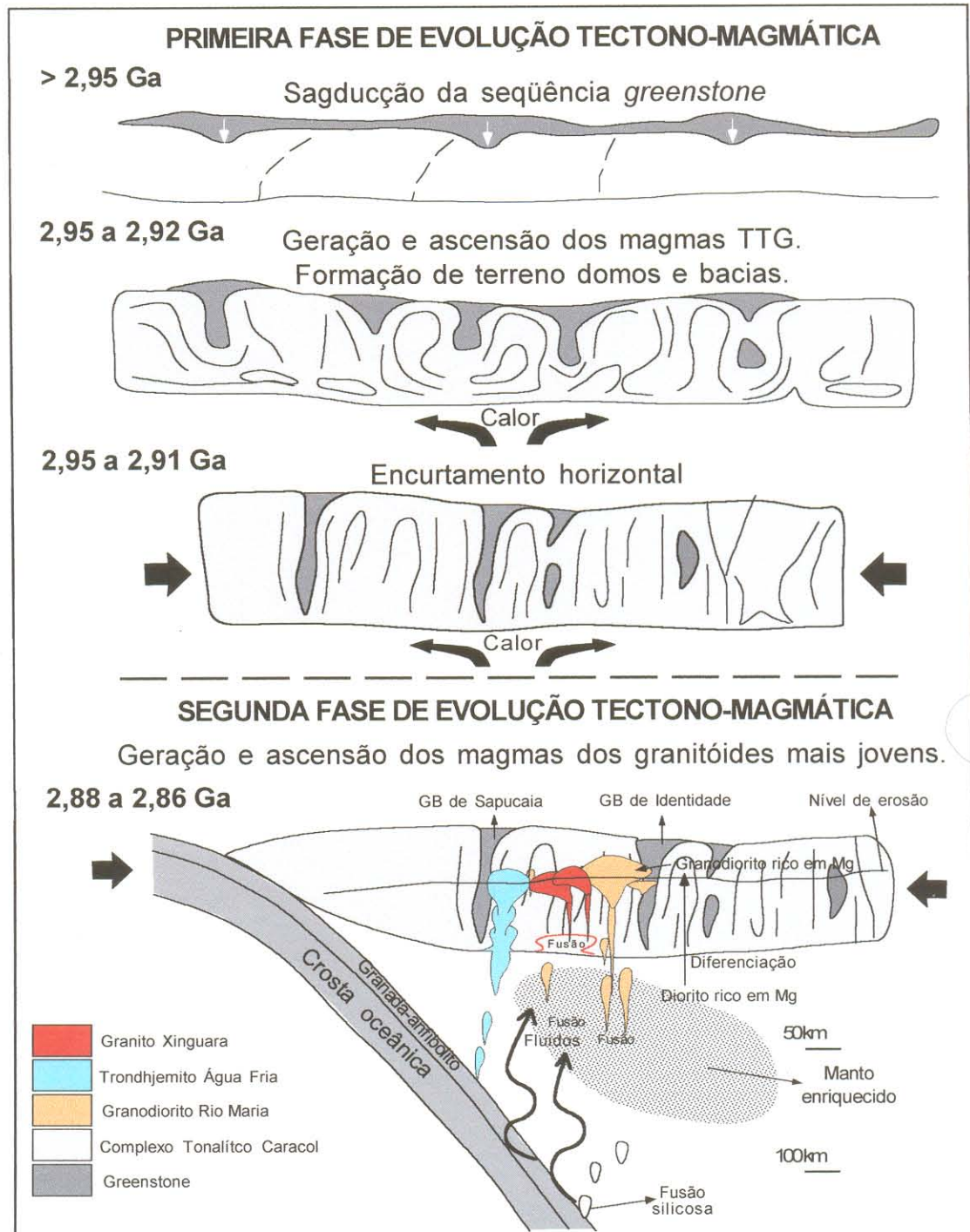


Figura 9.4 - Modelo de evolução tectono-magmática para a crosta arqueana de Xinguara em duas fases (inspirado em Stern & Hanson 1991 e Choukroune et al. 1997). Primeira fase (>2,95 a 2,92 Ga): sagdução das seqüências *greenstones*; fusão dos basaltos transformados em anfibólitos, gerando magma TTG, ascensão destes magmas intrudindo os *greenstones* - terreno domos e bacias. Segunda fase (2,88 a 2,87 Ga): mudança no estilo tectônico, processos de subducção foram efetivos. A 2,87 Ga fusão do manto enriquecido em elementos incompatíveis gerou um magma parental diorítico rico em Mg, que por diferenciação formou granodioritos ricos em Mg (Granodiorito Rio Maria). A 2,86 Ga fusão da crosta oceânica subductante, transformada em granada-anfibólito gerou líquido trondhjemítico (Trondhjemito Água Fria). Por fim, neste mesmo período houve a fusão de granitóides TTG, na base da crosta gerando líquidos graníticos (Granito Xinguara).

CAPITULO 10

10 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados geológicos, petrográficos, mineralógicos, estruturais, geocronológicos e geoquímicos apresentados e discutidos no decorrer deste trabalho chegou-se às seguintes conclusões:

(1) Granitóides e gnaisses, anteriormente agrupados no Complexo Xingu, foram individualizados em duas novas unidades (i) Complexo Tonalítico Caracol, que possui enclaves e megaenclaves de *greenstone belts*, indicando o seu posicionamento estratigráfico posterior a estes; (ii) Trondhjemitóide Água Fria, intrusivo no *Greenstone Belt* de Sapucaia e no Complexo Tonalítico Caracol, como atestam os enclaves presentes, e contemporâneo do Granito Xinguara, como indicam os dados estruturais e geocronológicos. Corpos granodioríticos idênticos ao Granodiorito Rio Maria, presentes nas regiões de Rio Maria e Marajoara, também ocorrem na região de Xinguara, justificando a sua correlação com o mesmo. Na região de Xinguara, o Granodiorito Rio Maria é intrusivo no Complexo Tonalítico Caracol, sendo cortado pelo Trondhjemitóide Água Fria e pelo Granito Xinguara.

(2) Os dados petrográficos permitem enquadrar os quatro grupos de granitóides arqueanos da região estudada nas séries magmáticas de Lameyre & Bowden (1982) com modificações de Bowden et al. (1984). O Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemitóide Água Fria são modalmente rochas de composição trondhjemitica-tonalítica e trondhjemitica-granodiorítica, respectivamente, e ambos, seguem o *trend* da série cálcico-alcálica tonalítica-trondhjemitica; o Granodiorito Rio Maria possui, além de composições granodioríticas que são dominantes nesta unidade, composições quartzo-dioríticas subordinadas e alinha-se segundo a série cálcico-alcálica granodiorítica. Finalmente, o Granito Xinguara, de composição predominantemente leucomonzogranítica, com rochas leuco-sienograníticas e granodioríticas associadas, incide no campo dos granitos crustais, sendo, no entanto de natureza cálcico-alcálica e não correspondendo ao leucogranitos crustais de Lameyre & Bowden (1982), que são fortemente peraluminosos e com afinidades com os granitos do tipo-S.

(3) Os tipos texturais de epidoto designados de Ep1 e Ep2, encontrados como fase acessória no Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemitóide Água Fria e no Granito Xinguara, mostram, além de características texturais, composições coincidentes com as de epidotos magmáticos (teor de pistacita – $Ps = Fe^{+3}/Fe^{+3}+Al$ entre 27% a 31%; Tulloch 1986, Wyhnal et al. 1991). A preservação de epidoto magmático nestes granitóides sugere uma rápida ascensão do magma. No entanto a preservação do mesmo é função também da temperatura, fO_2 e conteúdo de água do magma (Schmidt & Thompson 1996). Sial et al. (1999) e Brasilino et

al. (1999) consideram que a dissolução do epidoto a baixa pressão é função do tempo, tamanho do cristal e da temperatura. A conclusão destes últimos autores é que a presença de epidoto magmático em granitos colocados em níveis crustais relativamente rasos é uma evidência conclusiva da origem da fusão em alta pressão e de sua rápida migração. A rápida ascensão do magma é usualmente associada a processo de colocação por diapirismo. No entanto, a subida do magma através de falhas e expansão no local da colocação (*ballooning*) também pode ser considerada (Brasilino et al. 1999).

(4) As relações de campo e os dados isotópicos Pb-Pb por evaporação de zircão indicam dois períodos importantes de formação de rochas granitóides arqueanas na região de Xinguara: (i) 2.948 ± 5 a 2.924 ± 2 Ma – geração, colocação e deformação do Complexo Tonalítico Caracol, correlacionado ao Tonalito Arco Verde, situado na região de Marajoara na parte sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Althoff 1996, Althoff et al. 1995, 2000) e aos granitóides TTG da região de São Félix do Xingu (Avelar 1996, Avelar et al. 1999). As idades obtidas confirmam um intenso magmatismo TTG Arqueano no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria no período de 2,97 a 2,92 Ga (Machado et al. 1991, Macambira & Lancelot 1996, Avelar et al. 1999, Dall’Agnol et al. 1997 e Althoff et al. 2000); (ii) 2.878 ± 4 a 2.865 ± 1 Ma – geração, colocação e deformação em um curto período de tempo (10 - 15 Ma) do Granodiorito Rio Maria, Trondhjemitó Água Fria e do Granito Xinguara, cerca de 50 Ma após a formação dos primeiros granitóides TTG.

(5) Em termos estruturais, um bandamento N-S acha-se preservado localmente no domínio NW do Complexo Tonalítico Caracol. Esta estrutura é transposta para uma foliação WNW-ESE regional, dominante nos demais plutons graníticos que ocorrem na região de Xinguara e também no domínio sul do Complexo Tonalítico Caracol. O Granodiorito Rio Maria mostra geralmente enclaves máficos fortemente achatados, os quais definem uma foliação paralela ao *trend* regional. A deformação destes enclaves deu-se durante o *estágio submagmático* do Granodiorito Rio Maria. Já, localmente, em zonas de cisalhamento, encontram-se enclaves estirados. O Trondhjemitó Água Fria apresenta um bandamento magmático de orientação próxima ao *trend* regional WNW-ESE. O plúton Xinguara também possui forma alongada segundo este mesmo *trend*. A foliação é fraca, sendo localmente subhorizontal no centro e bem pronunciada e com mergulhos fortes na borda da intrusão. Em exame microscópico, o Granito Xinguara mostra recristalização variável, mas muitas vezes moderada a forte dos feldspatos.

(6) Quanto ao esforço regional existente na época de colocação dos granitóides, a orientação dos seus eixos principais, determinada pela análise de pares de bandas de cisalhamento conjugadas, é a seguinte: σ_1 N40-50E horizontal, σ_2 vertical e σ_3 N130

horizontal. Esse esforço regional atuou durante o estágio submagmático do Complexo Tonalítico Caracol, pois afetou o seu bandamento composicional, formando dobras e *boudins*. Este esforço foi também responsável pela transposição de estruturas N-S presentes no domínio noroeste do Complexo Tonalítico Caracol para a estruturação WNW-ESE regional. Esforços com estas mesmas orientações geraram também as principais estruturas de deformação, desde o estágio submagmático ao *subsolidus*, no Granodiorito Rio Maria, Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara. A orientação geral dos esforços, portanto, pouco variou durante as duas etapas da evolução arqueana da região de Xinguara.

(7) Sobre a colocação dos corpos granitóides, as variações na atitude da foliação do Complexo Tonalítico Caracol de N-S/vertical no domínio noroeste para NW-SE a WNW-ESE no domínio sul sugerem que os seus corpos formaram estruturas dômicas que foram em grande parte obliteradas pelas intrusões mais jovens. A colocação do Complexo Tonalítico Caracol teria se dado por diapirismo, formando as estruturas dômicas que, seriam afetadas ainda no estágio submagmático pela deformação coaxial regional, sofrendo um expressivo achatamento e transposição da foliação original que, estaria preservada apenas localmente. Onde a foliação dômica era próxima de NW-SE e E-W, ela foi apenas acentuada pela deformação coaxial. Para o Granodiorito Rio Maria, os dados de geobarometria de anfibólio indicam uma pressão de cerca de 3 kbar, correspondendo a em torno de 10 km de profundidade e, portanto, uma colocação em ambiente de transição entre a epizona e mesozona. Os efeitos de metamorfismo de contato registrados nas rochas metabásicas do *Greenstone* de Identidade são coerentes com esta estimativa e também sugerem uma colocação não diapírica para este granitóide (Souza & Dall'Agnol 1995). Algumas características estruturais do Granito Xinguara, tais como a variação na intensidade e na atitude da foliação (WNW-ESE, N-S, subhorizontal), a disposição espacial coerente das zonas de recristalização e a deformação causada nas suas encaixantes, permitem considerar que a colocação do pluton Xinguara deu-se através da migração do magma através de falhas profundas e posterior expansão em níveis crustais mais superiores (*ballooning*). A colocação do Trondhjemito Água Fria deveu-se a um processo diapírico e provável expansão próxima do seu local de alojamento.

(8) O Complexo Tonalítico Caracol é um típico granitóide TTG da série trondhjemítica, conforme atestam os seguintes parâmetros geoquímicos: $Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2 < 5$, razão $K_2O/Na_2O < 0,5$, $(La/Yb)_n < 150$ e $Yb_n < 8$. Entretanto, o comportamento dos elementos litófilos e, sobretudo, terras raras, revelou duas assinaturas geoquímicas distintas em rochas desta unidade: um grupo com altas razões $(La/Yb)_n$ $\{23,43 < (La/Yb)_n < 97,43\}$ e outro com baixas razões $(La/Yb)_n$ $\{7,86 < (La/Yb)_n < 32,99\}$. O Granodiorito Rio Maria ao contrário, segue o *trend* cálcico-alcálico, é comparativamente rico em magnésio e mostra características distintas das

associações TTG, como $Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2 > 5$, razão $K_2O/Na_2O > 0,5$, $(La/Yb)_n = 73$ e $Yb = 3,21$. A afinidade geoquímica do Granodiorito Rio Maria com as série cálcico-alcálicas típicas, verificada nos diagramas K-Na-Ca e AFM (Figuras 8.12b, c), pode, no entanto, ser em certa medida enganosa, pois as associações cálcico-alcálicas típicas de margens continentais são bem mais ricas em Al_2O_3 e CaO e mais pobres em MgO, Cr e Ni. O Granodiorito Rio Maria, na verdade, apresenta características geoquímicas similares aos granodioritos arqueanos ricos em Mg ou Suíte Sanukitóide (Althoff 1996) da Província Superior definida por Stern et al. (1989) e Stern & Hanson (1991), o que reforça o seu contraste geoquímico com os granitóides TTG. O Trondhjemito Água Fria, apesar de mais novo, mostra um comportamento geoquímico similar ao Complexo Tonalítico Caracol, no sentido de possuir igualmente afinidade com os granitóides TTG. No entanto difere do primeiro pelo enriquecimento relativo em K_2O e razão K_2O/Na_2O mais elevada. O Granito Xinguara mostra assinatura geoquímica similar a dos leucomonzogranitos arqueanos cálcico-alcálicos fortemente fracionados do tipo CA2 (Sylvester 1994). Possui alto K_2O e padrão de terras raras indicativo de origem crustal.

(9) Os testes de balanço de massas sugerem que o Complexo Tonalítico Caracol não foi formado a partir de uma fonte homogênea, o que justifica as diferenças geoquímicas observadas entre algumas de suas rochas. O líquido gerador das rochas dominantes no Complexo Tonalítico Caracol, correspondente àquelas com altas razões $(La/Yb)_n$, seria oriunda de um magma derivado da fusão de metabasaltos arqueanos não enriquecidos, previamente transformados em granada-anfibolito. Uma fonte com composição similar à da média de metabasaltos arqueanos (Martin 1987) ou à dos metabasaltos de Identidade (Souza & Dall'Agnol 1996) seria adequada para gerar tais líquidos, porém a partir de diferentes graus de fusão, respectivamente, 25-30% ou 10-15% de fusão, bem menor no caso dos metabasaltos de Identidade. Por sua vez, o líquido formador dos tonalitos com baixas razões $(La/Yb)_n$ poderia também ser derivado de uma fonte similar às mencionadas, porém não idênticas a elas. Entretanto, tais rochas fonte deveriam se apresentar sob a forma de anfibolitos sem granada para justificar as diferenças geoquímicas em relação ao outro grupo. Portanto, a diferença fundamental não estaria na fonte em si dos dois tipos de líquidos, mas no fato de suas assembléias metamórficas serem ou não portadoras de granada. Este quadro é em parte distinto do identificado por Martin et al. (1997) nas associações TTG do Complexo Sete Voltas no Cráton São Francisco. Os dados de Nd para o Complexo Tonalítico Caracol confirmaram a existência dos dois grupos, os quais mostram valores de ϵNd muito variáveis (+1,9 a -3,4), além de diferenças acentuadas nas idades T_{DM} . As rochas dominantes no Complexo Tonalítico Caracol derivaram de fonte mantélica com pouco tempo de residência crustal (T_{DM} de 2,94 Ga). Uma amostra isolada do segundo e um enclave no Granito Xinguara apresentaram valores de

ϵNd negativos e idades $T_{\text{DM}} > 3,2$ Ga, sugerindo participação de uma fonte mais antiga e com maior tempo de residência crustal.

O Trondhjemito Água Fria pode ter sido gerado a partir de 5 a 10% de fusão parcial de metabasaltos de composição química similar aos metabasaltos que ocorrem no *Greenstone belt* de Identidade, transformados em granada-anfibolitos. O resultado obtido é similar neste aspecto ao do grupo do Complexo Tonalítico Caracol com altas razões (La/Yb), porém, no caso do Trondhjemito Água Fria o grau de fusão seria comparativamente menor. Portanto, a principal diferença entre os magmas formadores das rochas dominantes no Complexo Tonalítico Caracol {altas razões (La/Yb)_n} e no Trondhjemito Água Fria não consistiria na fonte, mas sim no grau de fusão.

Os líquidos LMG1 e LMG2 do Granito Xinguara se originaram a partir de diferentes graus de fusão parcial de fontes arqueanas de composição similar aos granitóides TTG mais antigos que ocorrem no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, representados pelo Complexo Tonalítico Caracol e pelo Tonalito Arco Verde. Uma outra alternativa de fonte seria uma rocha similar ao Granodiorito Rio Maria. Porém, a diferença de idade de cristalização entre o Granito Xinguara e o Granodiorito Rio Maria é de apenas 10 a 12 Ma, o que inviabilizaria a hipótese desta rocha ser fonte do magma do Granito Xinguara. No entanto, poderia ter existido em profundidade uma rocha mais antiga, de composição similar ao Granodiorito Rio Maria, que teria servido de fonte para os magmas leucograníticos. Entretanto, de acordo com os dados de isótopos de Nd, os granitóides TTG são uma fonte mais provável do que o Granodiorito Rio Maria para gerar o magma formador do Granito Xinguara.

(10) A evolução geológica das rochas arqueanas da região de Xinguara ocorreu em duas fases. A primeira fase ocorreu no período de $<2,95$ a $2,91$ Ga, a qual mostrou várias analogias com a evolução dos crátons Pilbara (Austrália) e Dharwar (Índia) (Choukroune et al. 1997). Neste período foi formado um terreno a base de domos TTG e bacias *greenstone belts*, associado com um tectônica dominantemente vertical. A segunda fase ocorreu a partir de aproximadamente $2,88$ Ga e mostra fortes evidências de mudanças no comportamento da crosta, pois ao contrário da etapa anterior, são formados em um curto espaço de tempo, vários granitóides geneticamente diferentes. Inclui-se aí, leucogranitos de derivação crustal, os quais marcam a estabilização crustal do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, que ao contrário de outros crátons, deu-se bem antes do final do Arqueano. Neste estágio se daria o espessamento e estabilização da crosta arqueana de Xinguara, que se tornaria mais rígida. A partir daí o processo de convergência e subducção de placas seria mais efetivo. Neste contexto, dar-se-ia a fusão de um manto enriquecido em elementos incompatíveis que geraria o magma parental do Granodiorito Rio Maria. A fusão da crosta oceânica subductante,

transformada em granada-anfibolito geraria o magma dos granitoides TTG mais jovens (Trondhjemitó Água Fria), que ascenderia diapiricamente para o seu local de alojamento na crosta. A ascensão dos magmas do Trondhjemitó Água Fria e a do Granodiorito Rio Maria geraria calor suficiente para promover a fusão em diferentes graus dos granitoides TTG da base da crosta, o que proporcionaria a geração dos magmas graníticos do pluton Xinguara.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, D.H., HOFFMAN, S.E. 1984. Archean plate tectonics revisited. Part 1. 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.
- ABDEL-RAHMAN, A. M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35 (2)**: 525-541.
- ALTHOFF, F.J. 1996. *Estude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Université Henri Poincaré, Nancy I – France. 296p (Tese de Doutorado).
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra*, **7**: 5-26
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1999. Plutonismo e deformação entre 3,0 e 2,8 Ga no Cráton Amazônico os granitóides arqueanos de Marajoara – SE do PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Anais...* SBG p. 547-550.
- ALTHOFF, F.J., BARBEY, P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; LETERRIER, J.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE. *Resumés*. Brest, Société Géologique de France, p. 62.
- 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. *Anais...* SBG, p.130-141.
- ANDERS, E.; GREVESSE, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 197-214.
- ANDERSON, J. L.; BENDER, E. E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-Type granitic magmatism in the southwestern United States of America. In: R. GORBATSCHEV (Editor), *Proterozoic Geochemistry. Lithos*, **23**:19-52.
- ANDSDALL, K.M.; KYSER, T. K. 1991. Plutonism, deformation and metamorphism in Proterozoic Flin Flon Greenstone belt Canadá. Limits on timing by the zircon Pb evaporation technique. *Geology*, **18(5)**: 518-521.

- ANHAEUSSER, C.R. 1973. The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A 273**: 359-388.
- ANHAEUSSER, C.R. 1975. Precambrian tectonic environments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **3**:31-53.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. 1991. *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará*. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164p.
- 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. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG p. 299-301.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 324-338.
- ARNDT, N.T. 1983. Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archaean plate-tectonic process. *Geology*, **11**: 372-375.
- ARNDT, N.T.; GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**: 893-895.
- ARNDT, N.T., NISBET, E.G. 1982. What is a Komatiites. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds). *Komatiites*. London, Allen & Unwin. p.19-27.
- ARTH, J.G.; BARKER, F.; PETERMAN, Z.E.; FRIEDEMANN, I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, **19**: 289-316.
- ARZI, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**: 173-184.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocrologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*. Universidade Federal do Pará. 199 p. (Tese de Mestrado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR., F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4): 453-460.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG., p. 302-306.

- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**:147-164.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p.1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.
- BARROS, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Université Henri Poincaré - Nancy 1, France.Nancy. 316p (Tese de Doutorado).
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(3-4): 321-330.
- BARROS, C. E. M., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.-M., TEIXEIRA, N. P.; RIBEIRO, J. W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **4**: 85-104.
- BARROS, C. E. M.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MAGALHÃES, M.S. 1995. Granito Central da Serra dos Carajás: Avaliação do potencial metalogenético para estanho com base no estudo na borda oeste do corpo. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**:93-123.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela, Província Metalogenética de Carajás, Brasil: implicações tectônicas e petrológicas. (submetido a *Revista Brasileira de Geociências*).
- BARTON, M.D., HANSON, R.B. 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modelling. *Bulletin of the Geological Society of America*, **101**: 1051-1065.
- BELKASMI, M.; CUNEY, M.-1991- Chemistry of the micas from the Yashan rare metal granite (SE China). A comparison with Variscan examples. In: PAGEL & LEROY (Eds.). *Source, Transport and Deposition of Metals*, p.729-733.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R., LEITE, W.B., JR., PAYOLLA, B.L., 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. *Excursion Guide and Programs...* Belém, pp. 5-14.

- BICKLE, M.J. 1978. Heat loss from the earth: constrains on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth Planetary Sciences Letters*, **40**: 301-315.
- BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. 1986. Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, **23**: 33-56.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 427-437.
- BOUHALLIER, H., CHOUKROUNE, P., BALLÉVRE, M. 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research*, **63**:43-58.
- 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. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **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.
- BRASILINO, R.G., SIAL, A., LAFON, J.M. 1999. Magmatic epidote, hornblenda barometric estimates, and emplacement of the Conceição das Creoulas Pluton, Alto Pajeu Terane, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**(1): 3-16.
- 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. *Geological Journal*, **25**: 271-286.
- BUDDINGTON, A.F.; LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**(2):310-357.
- CAMPBELL, I.H., JARVIS, G.T. 1984. Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Research*, **26**:15-16.
- CASSIDY, K.F.; BARLEY, M.E.; GROVES, D.I.; PERRNG, C.S.; HALLBERG, J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the Late Archean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research.*, **51**:51-83.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, **76**: 101-124.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- CHARDON, D.; CHOUKROUNE, P.; JAYANANDA, M. 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implicatins for Archaean tectonics. *Precambrian Research*, **91**: 15-39.

- CHAYES, F. 1956. *Petrographic modal analysis*. New York, John Wiley & Sons, 113p.
- CHOUKROUNE, P.; BOUHALLIER, H.; ARNDT, N.T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (Eds), 1995. Early precambrian Processes. *Geological Society of London, Special Publication*, **95**:67-86.
- CHOUKROUNE, P.; LUDDEN, J.N.; CHARDON, D.; CALVERT, A.J.; BOUHALLIER, H. 1997. Archean crustal growth and tectonics processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: BURG, J.P., FORD, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, vol. 121. Geological Society Special Publish, London, pp. 63-98.
- CHOUKROUNE, P. 2000. *Deformação e deslocamentos na crosta terrestre*. Trad. Althoff, F.J. São Leopoldo: Ed. UNISINOS. 272p.
- CHRISTENSEN, U. 1985. Thermal evolution models for the Earth. *Journal of Geophysical Research*, **90**: 2995-3007.
- COLLINS, W.J.; VAN KRANENDONK, M.J.; TEYSSIER, C. 1998. Partial convective overturn of Archean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, **20**: 1405-1424.
- COMPSTON, P. 1978. Rare-earth evidence for the origin of the Nuk gneisses, Bukseeefjorden region, southern West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**:283-294.
- COMPSTON, P., PIDGEON, R.T. 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, **321**:766-769.
- COMPSTON, W.; KRÖNER, A. 1988. Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**: 13-28.
- CONDIE, K.C. 1980. Origin and early development of the Earth's crust. *Precambrian Research*, **11**:183-197.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- CONDIE, K.C. 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Research*, **32**:261-278.
- CONDIE, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**: 1-37.
- CONDIE, K.C.; HUNTER, D.R. 1976. Trace elements geochemistry of Archean granitic rocks from Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **29**:389-400.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O. J. B., SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J.M. 1995. A província mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**:199-235.

- CURRIE, K.L. 1997. A revised computer program for amphibole classification. *Canadian Mineralogist*, **35**: 1351-1352.
- CZAMANSKE, G.K.; WONES, D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, **14**(3): 349-380.
- DALL'AGNOL, R. 1982. Maciço Jamon: Evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG. v.2, p. 139-161.
- 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. *Mineralogy and Petrology*, **50**(1/3):113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the Anorogenic, oxidised Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the Genesis of Proterozoic A-Type Granites. *Lithos*, **46**:431-462.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S.; ALTHOFF, F. J.; BARROS, C. E. M.; LEITE, A. A. S.; JORGE JOÃO, X. S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. *Excursions Guide...* Salvador, p. 135-161.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S. 1996. Geologia e geoquímica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília. *Extend Abstracts...* p. 29-30.
- DAVIS, G.H.; REYNOLDS, S.J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley and Sons, New York, 2nd edition. 776p.
- DAVIS, W.J.; FRYER, B.J.; KING, J.E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Precambrian Research*. **67**:207-241.
- De WIT, M.J. ROERING, C., HART, R.J., ARMSTRONG, R.A., RE RONDE, C.E.J., GREEN, R.W.E., TREDoux, M., PEBERDY, E., HART, R.A. 1992. Formation of an Archean continent. *Nature*, **357**: 553-562.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2 ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical, 1992. 696p.
- DE PAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and pinisular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B11): 10470-10488.

- DE PAOLO, D.J.; WASSERBURG, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetics models. *Geophysical Research Letters*, **3**: 249-252.
- DEWEY, J.F., WINDLEY, B.F. 1981. Growth and differentiation of the continental crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A301**:189-206.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anexos...*, vol. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p. 11-54.
- DRURY, S.A. 1977. Structures induced by granite diapirs in the Archean greenstone belt at Yellowknife, Canada: implications for Archean geotectonics. *Journal of Geology*, **85**: 345-358.
- DUARTE, K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria-Pa): um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano*. Universidade Federal do Pará. 217p (Tese de Mestrado).
- DUARTE, K.D.; DALL'AGNOL, R. 1996. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, terreno granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Boletim IG - USP*, **18**: 113-115 (publ. esp.).
- 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. *Anais...* SBG, p. 7-20.
- DYMEK, W.A. 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, **68**: 880-889.
- EVANS, K.V.; FISCHER, L.B. 1986. U-Pb geochronology of two augen gneiss terrains, Idaho - new data and tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 1919-1927.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.T.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 55.64.
- EWART, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary- recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks. In: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, New York, Elsevier, p. 66-71.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotopic geology*. New York, J. Wiley & Sons. 589p.
- FERREIRA JR., C.A.P. 1993. *Relações estruturais entre o terreno granito-greenstone de Rio Maria do sul do Pará e o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas na região de Xinguara, sudeste do Estado do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Departamento de Geologia. 116p. (Trabalho de Conclusão de Curso).

- FIGUEIREDO, M.A.B.M. 1997. *Comportamento magnético e natureza dos minerais opacos de granitóides arqueanos da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Departamento de Geoquímica e Petrologia. 55p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- FITZ GERALD, J.D.; STUNITZ, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**: 269-297.
- FLINN, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **118**: 385-428.
- FOSTER, M. D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 354 B. 49p.
- FROUDE, D.O.; IRELAND, T.R.; KINNY, P.D.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. 1983. Ion microprobe identification of 4.100-4.200 My-old terrestrial zircons. *Nature*, 304: 616-618.
- FYFE, W.S. 1978. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, **23**: 89-114.
- GALINDO, A.C. 1993. *Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 319p. (Tese de Doutorado).
- GAPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**: 1144-1147.
- GASTAL, M.C.P. 1987. *Petrologia do Maciço Granítico Musa, Sudeste do Pará*. Universidade Federal do Pará. 319p (Tese de mestrado).
- 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 Brasilienses*, **1(2)**: 247-459.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V. SCHELLER, T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 351-363.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica-UFGA; metodologia e primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, Brasília (DF). *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p. 236-237.
- GIBBS, A. K., WIRTH, K. R., HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI, W. J. 1986. Age and composition of the Grão Para Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16(2)**:201-211.

- GONÇALVEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P., MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SENTA, N. 1988. Geologia do Maciço anorogênico Cigano, vale do rio Parauapebas-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...* SBG. v.3, p. 1132-1146.
- GORMAN, B.E., PEARCE, T.H., BIRKETT, T.C. 1978. On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Research*, **6**: 23-41.
- HAGGERTY, S.E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. ed. *Oxides minerals*. Washington, Mineralogical Society of America, Short course notes, p. 101-300.
- HAMMARSTRON, J.M.; ZEN, E-AN. 1986. Alumunum in hornblende: na empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.
- HANSON, G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: RIBBE, P.H. (Editors) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Reviews in Mineralogy*, **21**: 79-97.
- HARGRAVES, R.B. 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archean? *Geology*, **14**: 750-752.
- HARKER, A. 1965. *The natural history of igneous rocks*. New York. Macmillan, 384p.
- HAWTHORNE, F. C. 1982. Crystal chemistry of the Amphiboles. *Reviews in Mineralogy*, **9B**:1-102.
- HENDERSON, P. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 510 p.
- HILDRETH, W.; MOORBATH, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 455-489.
- 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. *Anais...* SBG. v.1, p. 100-110.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley and Sons, New York, 571p.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSON, G.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.E.; SISSON, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.

- HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p. 463-466.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.B.P.; 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. *Anais...* SBG. v.3, p. 1438-1453.
- HUNTER, D.R., BARKER, F., MILLARD, H.T. 1978. The geochemical nature of the Archean ancient gneiss Complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study. *Precambrian Research*, 7: 105-127.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanism and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79: 245-255.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-547.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geologic*, 75th Anniversary Volume, 458-484.
- 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 Pilbara Block, Western Australia: implication for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45:1633-1652.
- JAHN, B.M., VIDAL, Ph., KRÖNER, A. 1984. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 398-408
- JAYANANDA, M., MARTIN, H., MAHABALESWAR, B. 1992. The mechanisms of recycling of Archean continental crust: example of the Closopet granite, south India. In: GLOVER, J.E. & HO, S.E. (eds). *The Archean: terrains, processes and metallogeny*. Proceedings of the Third International Archean Symposium, Perth, University of Western Australia, Publication 22, p. 213-222.
- JAYANANDA, M., MARTIN, H., PEUCAT, J.J.; MAHABALESWAR, B. 1995. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closopet batholith, southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 314-329.

- JOHNSON, A.D., WYLLIE, P.J. 1988. Constraints on the origin of Archaean trondhjemites based on phase relationships of Nük gneiss with H₂O at 15 kbars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **100**: 35-46.
- JOHNSTON, M.C.; RUTHERFORD, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- JORGE JOÃO, X.S.; LOBATO, T.A.; MARQUES, S.M.T.G.; BRIM, R.J.P.; ARAÚJO, E.S. 1991. *Geoquímica*. In: O.J.B. ARAÚJO, R.G.N. MAIA (Eds.), *Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará*. CPRM/DNPM, Brasília, pp. 79-95. (Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás).
- KINNY, P.D. 1986. 3820 Ma zircons from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthab District of southern west-Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**: 337-347.
- KNOPER, M. W. 1989. Modulus: a spreadsheet template for modeling the petrogenesis of igneous rocks (inédito).
- KÖBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 482-490.
- KÖBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **96**: 63-71.
- KRÖNER, A. 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics*, **87**:393-410.
- KRÖNER, A.; LAYER, P.W. 1992. Crust formation and plate motion in the early Archean. *Science*, **256**:1405-1410.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; PIDGEON, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajas province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, *CD-ron abstract volume*. SBG.
- 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). *Comptes Rendues de la Academie de Sciences de Paris*, t. 318, serie II, p. 642- 649.

- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais de Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado. *Boletim de Resumos...* SBG. p.93.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- LAPIQUE, F. 1987. *Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie)*. Thèse de doctorat, Université Nancy I/CRPG, 224p.
- LAPIQUE, F., CHAMPENOIS, M., CHEILLTZ, A. 1988. Un analyseur vidéographique interactif: description et applications. *Bulletim de Minéralogie*, **111**: 6789-687.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEX, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BASSABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLWY, R.A.; ZANNETTIN, B.-1989. *Recommendation of the IUGS, subcomission of the systematics on igneous rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 193 p.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **63**:1023-1052.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCHI, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J.A., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N. UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphibole: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical association, Commission New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**: 1019-1037.
- LEITE, A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico Arqueano Xinguara - sudeste do Estado do Pará*. Universidade Federal do Pará. 209p. (Tese de Mestrado).
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p.325-327.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. 1996a. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do granito Arqueano Xinguara, sudeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim de resumos expandidos e Guia da excursão...* SBG, p. 64-67.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. 1996b. Geologia e geoquímica dos tonalito-trondhjemitos gnáissicos de Xinguara, Terreno Granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. *Anais...* SBG. **6**:330-332.

- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. 1997a. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciência da Terra*, **9**: 43-81.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. 1997b. Geology and geochemistry of the Archean rocks of the Xinguara region, Rio Maria granite-greenstone terrane, eastern Amazonian Craton. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Bahia, Brazil. *Extended Abstracts and Programs*. p. 213-214.
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, terreno granito-greenstone de Rio Maria – Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **23(3)**: 429-436.
- LEITE, A.A.S.; FIGUEIREDO, M.A.B.M.; DALL'AGNOL, R. 1997. Comportamento magnético e natureza dos minerais opacos do Maciço Granítico Arqueano Xinguara, sudeste do Pará. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coordenadores). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG. Núcleo Norte. p. 205-222.
- LINDENMAYER, Z. G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario, University of Western Ontario. 408 p. (Ph. D. Thesis)
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitoides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17(40)**: 153-184.
- LINDSLEY, D.H. 1981. Some experiments pertaining to the magnetite-ulvospinel miscibility gap. *American Mineralogist*, **66**:759-762.
- 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 Felix do Xingu (SB-22-Y-B) - sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG, Vol.2:171-173.
- 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 Carajas, Brésil*. Université Montpellier II - France. 212 p. (Tese de Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B; DALL'AGNOL, R. 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajas Province, Brazil: New evidence of rocks older than 3,1 Ga in the Amazonian Craton: In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON THE ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil. *Extended Abstract*, p.186-187.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**: 263-288.

- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de "greenstone belts" e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém. *Anais...* SBG. p. 59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38**: 1134-1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; COSTA, J.B.S.; ALTHOFF, F.J.; LAFON, J.M.; MELO, J.C.V.; SANTOS, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st, Rio de Janeiro, *CD-ron abstract volume*. SBG.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le Granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'archéen de l'Amazonie orientale, Brésil. *Comptes Rendues de la Academie de Sciences de Paris*, t. 313, s. II, p. 781-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; LANCELOT, J.; BARRADAS, J.A.; BARBOSA, A.A. 1990. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Resumos...* SBG. p. 169-170.
- MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; LAFON, J. M.; SCHELLER, T. 1994. O método Pb-Pb por evaporação em zircão: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Camboriú-SC, SBG. V.2: 404-406.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- MAGALHÃES, M. S., DALL'AGNOL, R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):184-197.
- MARRE, J. 1982. *Methodes d'analyse structural des granitoids*. Bureau dès Recherches Géologiques et Minières, Manuels & Methodes, 3. 128p.
- MARSCHAL, J.-C.; WEST, G.F. 1980. A model for Archean tectonism. Part 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 60-71.
- MARTIN, H. 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Mem. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, Vol. 1, 392p.

- MARTIN, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction – zone magma. *Geology*, **14**:753-756.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- MARTIN, H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, **30**: 373-388.
- MARTIN, H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: CONDIE, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11*. Archean crustal evolution, Amsterdam, Elsevier. p. 205-259.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B.M. 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research*, **21**: 159-180.
- MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; SABATÉ, J.C.; CUNHA, J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- MEDEIROS, H. 1987. *Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorítico Rio Maria, sudoeste do Pará*. Universidade Federal do Pará. 187 p. (Tese de mestrado).
- 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. *Anais...* 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 - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: IGCP-IUGS. Precambrian Evolution of the Amazonian Region, Carajás, 1987. Project 204. Final Meeting of the Working Group. *Extended Abstract*. Carajás. p. 7-105.
- MEIRELLES, M. R.; DARDENE, M. A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **33**, Rio de Janeiro. *Anais...* SBG, v. 5: 2164-2174.
- MIDDELAAR, W. T.; KEITH, J. D. 1990. Mica chemistry as an indicator of oxygen and halogen fugacities in the Can Tung and other W-related granitoids in the North America Cordillera. *Geological Society of America, Special Paper*, **246**: 205-220.
- MOLYNEUX, S.J.; HUTTON, D.H.W. 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America Bulletin*, **112**: 1543-1558.

- MONIER, G.; ROBERT, J.L. 1986. Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - H_2O : an experimental study at 2 kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, **50**: 257-266.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...* SBG. v. 2, p. 520-546.
- MOORBATH, S. 1975. Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature*, **254**: 395-398.
- MORRIS, P.A. 1984. MAGFRAC: a basic program for least - squares approximation of fractional crystallization. *Computer & Geosciences*, **10**: 437-444.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; MACAMBIRA, M.J. B.; LAFON, J. M.; SCHELLER, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais...* SBG. V.2: 481-489.
- MYERS, J.S. 1976. Granitoid sheets, thrusting and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology*, **4**: 265-268.
- NACHIT, H. 1994. Contribution à la typologie des granitoides, petrogenèse et petrologie structurale du Batholite Panafricain du cercle de Tafraoute (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas Occidental, Maroc), Agadir. Université Ibhoh Zohor. 465p. (Thèse d'état).
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J. M.; CARRON, J. P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendues de la Academie de Sciences de Paris*, 301, Serie II: 813-818.
- NISBET, E.G. 1987. *The young Earth: an introduction to Archean geology*. Boston, Allen & Unwin. 402p.
- NISBET, E.G., FOWLER, C.M.R. 1983. Model for Archean plate tectonics. *Geology*, **11**:376-379.
- NOCKOLDS, S.R.; ALLEN, R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **4**:105-142.
- NUTMAN, A.J., COLLERSON, K.D. 1991. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton. *Geology*, **19**: 791-794.
- NUTMAN, A.P.; MCGREGOR, V.R.; FRIEND, C.R.L.; BENNETT, V.C.; KINNY, P.D. 1996. The Itsaq gneiss complex of southern West Greenland: the world's most extensive record of early crustal evolution (3900-3600 Ma). *Precambrian Research*, **78**: 1-39.

- O'CONNOR J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey, Professional Papers*, **525B**: 79-84
- 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*. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. 187p. Tese (doutorado).
- OLIVEIRA, D.C. 1998. Petrografia, suscetibilidade magnética e minerais óxidos Fe-Ti do Granito Anorogênico Redenção, SE do estado do Pará. Belém. Universidade Federal do Pará. Departamento de Geoquímica e Petrologia. 69p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- OLIVEIRA, C.G. 1994. Deformação, metamorfismo e mineralização aurífera do "greenstone belt" de Sapucaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG., p. 365-367.
- OLIVEIRA, C.G.; SANTOS, R.V.; LEONARDOS, O.H. 1995. Geologia e mineralizações auríferas do *greenstone belt* de Sapucaia, sudeste do Pará. *Boletim do Museu Parasense Emílio Goeldi*, **7**: 61-91.
- PAGE, R.W.; BELL, T.H. 1985. Isotopic and structural responses of granites to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology*, **94**: 365-379.
- PANOZZO, R.H. 1984. Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *Journal of Structural Geology*, **6**: 215-221.
- PAQUETTE, J-L.; NÉDELÉC, A.; MOINE, B. RAKOTONDRAZAFY, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a Granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology*. **102**: 523-538.
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 289p.
- PATERSON, S.R.; FOWLER Jr, T.K.; SCHMIDT, K.L.; YOSHINOBU, A.S.; YUAN, E.S.; MILLER, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**: 53-82.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H., TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11(3)**: 349-363.
- PECCERILLO, R., TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**: 63-81.
- PETFORD, N. 1996. Dykes or diapirs. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **87**: 105-114.
- PHILLIPS, E.R. 1980. On polygenetic mymerkite. *Geological Magazine*, **17**: 29-36.

- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p. 390-391.
- PITCHER, W.S. 1993. *The nature and origin of granite*. Blackie, London, 321p.
- PLATT, J.P. 1980. Archean greenstone belts: a structural test of tectonic hypothesis. *Tectonophysics*, **65**: 127-150.
- PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LÉGER, J.M. 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Research*: **70**: 281-301.
- PONS, J.; OUDIN, C.; VALERO, J. 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geologische Rundschau*, **81(2)**: 473-486.
- RÄMÖ, O.T., HAAPALA, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, **52**:129-185.
- RÄMÖ, O.T.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S. OLIVEIRA, D.C. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, SE Amazonian Craton: Positively anorogenic! (em preparação).
- RAPP, R.P.; WATSON, E.B.; MILLER, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, **51**:1-25.
- REYNER, A., SCHUBERT, G. 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, **3**: 63-78.
- RIBBE, P. H. 1983. Chemistry, structure and nomenclature of feldspar. *Reviews in Mineralogy*. 2nd Ed., v.2, p.1-19.
- RICHTER, F.M. 1985. Models for the Archean thermal regime. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **73**: 350-360.
- RIDLEY, J.R. 1992. The thermal causes and effects of voluminous, late Archean monzogranite plutonism. In: GLOVER, J.F. & HO, S.E. (eds.): *The archean: terrains, processes and metallogeny*. Geology Department (Key Centre) & University Extension, The University of Western Australia Publication 22, p. 275-285.

- RIEDDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S., FRANK, K.A., MENETSKII, V.A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P.V., MÜLLER, G., NEIVA, AÇM.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z., WONES, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clays Minerals*, **46(5)**: 586-595.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; GIRARDI, V.A.V.; CAVAZZINI, G.; FINATTI, C.; BARBIERI, M.A.; TEIXEIRA, W. (1998) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*, **43**:235-265.
- RODRIGUES, E.M.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- SARDINHA, A. S. 1999. Petrografia do Granito Igarapé Azul, Sudeste do Estado de Roraima. Belém. Universidade Federal do Pará. Departamento de Geologia. 32p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm=Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (eds) *Contribuições à geologia da Amazônia*, FINEP/SBG. p. 91-142.
- SCHIOTTE, L.; COMPSTON, W.; BRIDGWATER, D. 1989. Ion probe U-Th-Pb zircon dating of polymetamorphic orthogneisses from northern Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**:1533-1556.
- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.
- SCHMIDT, M.W.; THOMPSON, A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, **81**: 424-474.
- SHAW, D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**: 237-243.
- SIAL, A.N. 1990. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:88-100.
- SIAL, A.N. 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian foldbelts in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Letras*, **65(1)**: 141-162.

- SIAL, A.N.; TOSELLI, A.J.; SAAVEDRA, J.; PARADA, M.A.; FERREIRA, V.P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristic of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, **46**: 367-392.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. *Bulletin of the Geological Society of America*, **133**:191-213.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL-MME. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC-22-Tocantins*. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. v. 4, (Lev. Rec. Nat.) p. 1-143.
- SILVA Jr., R. O. 1996. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE-PA. Belém, Universidade Federal do Pará. 123p. (Tese de Mestrado).
- SILVA Jr, R.O, DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, E.P. 1996. Geologia, geoquímica e geocronologia K-Ar dos diques da região de Rio Maria. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p. 384-387.
- SILVA Jr, R.O, DALL'AGNOL, R. OLIVEIRA, E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoquímica Brasiliensis*, **13**:
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**: 503-511.
- SMITH, J.V. 1974. *Feldspar Minerals*. New York, Springer-Verlag. 690 p.
- SOARES, C. M. 1996. *Estudo das relações de contato do Granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com dique do proterozóico*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 165p. (Tese de Mestrado).
- SOUZA, S.R.B., MACAMBIRA, M.J.B.; HORBE, M.A. 1995. Geochronological and isotopic evidences of the influence of the Paleoproterozoic Pojuca Granite on the Cu-Zn (Au-Mo-Ag) deposit, Carajas province, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. University Federal of Para. Center for Geociences, Belém, *Abstract...* pp. 76.
- SOUZA, Z.S. 1994. *Geologia e petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará*. Universidade Federal do Pará. Vol. 1 e 2, 624p. (Tese de Doutorado).
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R. 1995. Mecanismo de deformação e alojamento de metagranitóides no "greenstone belt" Identidade, SE do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. *Boletim de Resumos...* SBG pp. 211-212.

- SOUZA, Z. S.; DALL'AGNOL, R. 1996. Vulcanismo dacítico cálcio-alcálico Mesoarqueano no "greenstone belt" Identidade, sudeste do Pará, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, **10**: 225-240.
- SOUZA, Z.S., DALL'AGNOL, R., ALTHOFF, F. J., LEITE, A. A. S.; BARROS, C. E. M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constraints on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF SOUTH AMERICA PLATFORM, Brasília, 1996, *Extended abstracts...* SBG. p. 31-32.
- SOUZA, Z.S., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, C.G.; HUHN, S.R.B. 1997. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean *greenstone belts*: Rio Maria region (Southeast Pará, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **27(2)**: 169-180.
- SOUZA, Z.S.; LUIZ, J.G.; CRUZ, J.C.R.; PAIVA, R.N. 1992. Geometria de "greenstone belts" Arqueanos da região de Rio Maria (sudeste do Pará, Brasil), a partir de interpretação gravimétrica. *Revista Brasileira de Geociências*, **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: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais...* V.6: 2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; POTREL, H.; LAFON, J.M.; ALTHOFF, F.J.; PIMENTEL, M.M.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, C.G. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, na Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, (no prelo).
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.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...* SBG. V.3, p.1453-1467.
- SPENCER, K.J.; LINDSLEY, D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, **66**:1189-1201.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.
- STEPHENSON, N.C.N., HENSEL, H.D. 1978. A precambrian fayalite granite from the south coasts of Western Australia. *Lithos*, **11**: 209-218.
- STERN, R.A., HANSON, G. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, **32**: 201-238.

- STERN, R.A.; HANSON, G.; SHIREY, S.B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 1688-1712.
- STORMER, J.C.; NICHOLLS, J. 1978. XLFRAC: a program for interactive test of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, **4**:141-159.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- SWANSON, S.E. 1977. Relation of nucleation and crystal growth rates to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, **62**:966-978.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11. Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier. p. 261-314.
- SYRITSO, L. F.; ZALASHKOVA, N. Ye.; ZORINA, M. L.; SOKOLOVA, Ye. P. 1970 Micas from metassomatically altered granites of the acid series. *International Geology Review*, **3(5)**: p.717-729.
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A301**: 381-399.
- TAYLOR, S.R.; McLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Backwell Scientific, Oxford, 321p.
- TEIXEIRA, N.P. 1999. Contribuição ao estudo dos granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do sul do Pará. São Paulo, Universidade de São Paulo. Vol.1 e 2, 508p. (Tese de Doutorado).
- TEIXEIRA, J. B. G.; EGGLER, D. H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **17**: 71-114.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars. In: RIBBE, P.H. ed. *Feldspars Minerals*. Min. Soc. Amer. p. 297-323 (Reviews in mineralogy, 2).
- TULLIS, J.; YUND, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**: 238-241.
- TULLOC, A.J. 1986. Comments on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, **14**: 186-187.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoir 74*, 153 p.

- VALE, A.G., NEVES, P.N. 1994. O Granito Redenção, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Anais...* SBG. V. 1, p. 149-150.
- VEIZER, J., JANSEN, S.L. 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *Journal of Geology*, **87**:341-370.
- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARCY, E.F. 1983. Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, **92**: 123-145.
- VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J.C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, **13**: 247-255.
- VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **56**: 641-647.
- VYHMAL, C.R.; McSWEEN, H.Y. Jr.; SPEER, J.A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, **76**: 176-188.
- WARREN, P.H. 1984. Primordial degassing, lithosphere thickness and the origin of komatiites. *Geology*, **12**:335-338.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London, Academic Press. 466p.
- WINDLEY, B.F. 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society of London*, **150**:39-50.
- WINDLEY, B.F. 1998. Tectonic models for the geological evolution of crust, cratons and continents in the Archean. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:183-188.
- WINDLEY, B.F.; SMITH, J.V. 1976. Archean high grade complexes and modern continental margins. *Nature*, **260**: 671-675.

ANEXOS

Anexo 1 – Mapa geológico da região de Xinguara – escala 1:50.000

Anexo 2 – Mapa de amostragem da região de Xinguara – escala 1:50.000

Anexo 3 – Análises químicas de plagioclásios.

Tab. An. 3.1 - Análises químicas de plagioclásio do Complexo Tonalítico Caracol.

(Continua...)

Amostra	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210
Análise	S2P216	S2P217	S2P218	S5P219	S1P71	S1P72	S1P73	S1P74	S1P75	S3P76	S4P77	S7P78	S10P79	S10P80	S10P81	S12P82
	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	64,2588	64,0857	63,9757	63,9312	63,1592	63,6746	63,6670	63,3184	64,6058	63,1160	63,0318	62,9419	62,9268	63,3843	63,4503	63,7477
Al ₂ O ₃	24,2643	24,0337	24,2127	24,1109	24,6676	24,6103	24,2795	24,6944	23,8817	24,7032	24,2154	24,4045	24,5203	24,5790	24,6929	24,1852
CaO	5,2753	5,2045	5,1127	5,3482	5,8957	5,6670	5,5563	5,7280	4,9106	5,9515	5,8937	5,9186	5,9741	5,6675	6,1896	5,3514
FeO*	0,0000	0,0707	0,0903	0,0393	0,1017	0,0039	0,0470	0,0862	0,0000	0,0470	0,0745	0,0784	0,0627	0,0353	0,0000	0,0980
SrO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na ₂ O	7,5337	7,5999	7,6020	7,2057	7,2629	7,1527	7,1813	7,3517	7,4922	7,1767	7,1296	6,8887	7,1328	7,2446	7,2907	7,5039
K ₂ O	0,1069	0,1777	0,1223	0,1467	0,1075	0,1283	0,0809	0,0744	0,0681	0,1475	0,1000	0,1065	0,0911	0,1296	0,1000	0,1002
Total	101,4390	101,1722	101,1157	100,7820	101,1946	101,2368	100,8120	101,2531	100,9584	101,1419	100,4450	100,3386	100,7078	101,0403	101,7235	100,9864
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																
Si	11,1489	11,1571	11,1386	11,1581	11,0153	11,0769	11,1159	11,0291	11,2358	11,0131	11,0669	11,0537	11,0244	11,0568	11,0158	11,1200
Al	4,9617	4,9314	4,9684	4,9597	5,0704	5,0458	4,9961	5,0695	4,8951	5,0802	5,0109	5,0512	5,0630	5,0533	5,0526	4,9722
Fe	0,0000	0,0103	0,0131	0,0057	0,0148	0,0006	0,0069	0,0126	0,0000	0,0069	0,0109	0,0115	0,0092	0,0051	0,0000	0,0143
Ca	0,9806	0,9708	0,9537	1,0001	1,1017	1,0562	1,0394	1,0690	0,9150	1,1127	1,1087	1,1137	1,1214	1,0593	1,1513	1,0002
Na	2,5343	2,5654	2,5662	2,4384	2,4559	2,4125	2,4310	2,4828	2,5263	2,4280	2,4271	2,3456	2,4229	2,4503	2,4542	2,5379
K	0,0237	0,0395	0,0272	0,0327	0,0239	0,0285	0,0180	0,0165	0,0151	0,0328	0,0224	0,0239	0,0204	0,0288	0,0221	0,0223
Cátions	19,6492	19,6745	19,6673	19,5947	19,6820	19,6205	19,6072	19,6795	19,5874	19,6737	19,6469	19,5996	19,6611	19,6536	19,6961	19,6669
Sítio T	16,1106	16,0988	16,1202	16,1235	16,1005	16,1232	16,1188	16,1112	16,1309	16,1002	16,0887	16,1165	16,0965	16,1152	16,0684	16,1065
Sítio M	3,5386	3,5756	3,5471	3,4712	3,5815	3,4972	3,4884	3,5684	3,4565	3,5735	3,5582	3,4831	3,5646	3,5384	3,6277	3,5604
Ab	71,6188	71,7457	72,3466	70,2471	68,5723	68,9836	69,6879	69,5792	73,0903	67,9448	68,2111	67,3422	67,9701	69,2486	67,6514	71,2823
An	27,7126	27,1505	26,8876	28,8118	30,7599	30,2023	29,7955	29,9575	26,4726	31,1364	31,1594	31,9727	31,4587	29,9363	31,7381	28,0914
Or	0,6687	1,1038	0,7658	0,9410	0,6678	0,8142	0,5166	0,4633	0,4371	0,9188	0,6295	0,6850	0,5712	0,8151	0,6106	0,6263

(Tab. An. 3.1, Conclusão)

Amostra	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216
Análise	S12P83	S12P84	S12P85	S12P86	S12P87	S12P88	S5P206	S5P207	S5P208	S5P209	S5P210	S9P211	S9P212	S9P213	S9P214	S9P215
	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	63,6080	63,8786	63,9753	63,4232	63,1530	62,8713	64,5117	64,6374	64,6101	64,3819	64,5989	65,6539	64,6140	64,4489	64,4378	64,6407
Al ₂ O ₃	24,1590	24,4032	24,1456	24,4562	24,5558	24,6421	23,5851	23,5708	23,7271	23,6612	23,6810	23,7409	23,5214	23,7299	23,7146	23,6306
CaO	5,6959	5,6345	5,5080	5,4383	6,0296	6,3114	4,8287	4,8150	4,6765	4,9465	4,7906	4,6216	4,7953	4,8327	4,9126	4,6884
FeO*	0,0000	0,0000	0,0274	0,0000	0,0470	0,0784	0,0471	0,0196	0,1178	0,0353	0,0786	0,0000	0,0000	0,0079	0,0628	0,0707
SrO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na ₂ O	7,6199	7,4618	7,4926	7,4185	7,4524	6,8679	8,1051	7,9106	7,8682	7,7307	7,8679	7,9352	7,8113	7,5243	7,9138	7,9141
K ₂ O	0,1194	0,0925	0,1759	0,2080	0,0898	0,1064	0,1327	0,1559	0,0503	0,2112	0,0889	0,0941	0,1237	0,1469	0,2666	0,0696
Total	101,2022	101,4706	101,3248	100,9442	101,3276	100,8775	101,2104	101,1093	101,0500	100,9668	101,1059	102,0457	100,8657	100,6906	101,3082	101,0141
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																
Si	11,0929	11,0955	11,1293	11,0763	11,0119	11,0003	11,2259	11,2476	11,2375	11,2233	11,2359	11,2963	11,2617	11,2436	11,2075	11,2488
Al	4,9656	4,9957	4,9505	5,0338	5,0464	5,0815	4,8371	4,8340	4,8638	4,8613	4,8545	4,8143	4,8317	4,8792	4,8612	4,8466
Fe	0,0000	0,0000	0,0040	0,0000	0,0069	0,0115	0,0069	0,0029	0,0171	0,0051	0,0114	0,0000	0,0000	0,0012	0,0091	0,0103
Ca	1,0643	1,0486	1,0266	1,0176	1,1265	1,1831	0,9003	0,8977	0,8715	0,9239	0,8928	0,8520	0,8955	0,9033	0,9155	0,8742
Na	2,5765	2,5130	2,5272	2,5120	2,5195	2,3298	2,7346	2,6689	2,6533	2,6129	2,6533	2,6472	2,6397	2,5451	2,6687	2,6703
K	0,0266	0,0205	0,0390	0,0463	0,0200	0,0237	0,0295	0,0346	0,0112	0,0470	0,0197	0,0207	0,0275	0,0327	0,0592	0,0155
Cátions	19,7259	19,6733	19,6766	19,6860	19,7312	19,6300	19,7342	19,6857	19,6543	19,6735	19,6677	19,6304	19,6560	19,6051	19,7212	19,6656
Sítio T	16,0585	16,0913	16,0838	16,1101	16,0652	16,0933	16,0698	16,0845	16,1184	16,0897	16,1018	16,1106	16,0934	16,1240	16,0779	16,1057
Sítio M	3,6674	3,5821	3,5928	3,5759	3,6660	3,5367	3,6643	3,6012	3,5360	3,5838	3,5658	3,5198	3,5627	3,4811	3,6434	3,5599
Ab	70,2553	70,1542	70,3395	70,2472	68,7272	65,8754	74,6274	74,1113	75,0386	72,9098	74,4102	75,2080	74,0929	73,1117	73,2493	75,0102
An	29,0204	29,2736	28,5740	28,4568	30,7278	33,4531	24,5686	24,9277	24,6457	25,7796	25,0366	24,2052	25,1351	25,9491	25,1270	24,5558
Or	0,7244	0,5722	1,0865	1,2960	0,5449	0,6715	0,8039	0,9610	0,3156	1,3106	0,5532	0,5868	0,7720	0,9392	1,6237	0,4341

Tab. An. 3.2 - Análises químicas de plagioclásios do Trondhjemito Água Fria.

(Continua...)

Amostra	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16
Análise	S9P182	S9P183	S9P184	S9P185	S2P186	S2P187	S2P188	S2P189	S2P190	S4P191	S4P192	S4P193	S4P194	S4P195	S5P196	S5P197	S5P198	S5P199
	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	65,9621	65,7596	65,4328	65,7335	64,5650	65,2111	65,5352	65,3749	65,5197	66,2718	65,9417	65,0987	64,9804	65,0942	64,8362	66,0338	65,2820	65,0098
Al ₂ O ₃	23,3722	23,6255	23,7113	23,7152	23,9661	23,6708	23,6802	23,6335	23,5910	23,5357	22,9262	23,4959	23,6418	23,6402	23,5025	23,6792	23,6860	23,6455
CaO	4,2124	4,2671	4,6060	4,5274	4,7274	5,5464	4,3166	4,5683	4,5325	3,9139	3,9495	4,5229	4,5297	4,5582	4,5383	4,3822	4,5996	4,8171
FeO*	0,1256	0,0000	0,0236	0,0000	0,0824	0,0000	0,0550	0,0000	0,0706	0,1178	0,0000	0,0079	0,0196	0,1099	0,0510	0,0236	0,0942	0,0393
SrO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na ₂ O	7,7495	7,9217	7,4843	7,7804	8,1049	7,6613	7,7699	7,7687	7,9369	8,0949	7,8664	7,9160	7,8803	7,7901	7,9766	7,8453	7,9279	7,9997
K ₂ O	0,1832	0,1599	0,1946	0,2617	0,1340	0,1392	0,1045	0,1598	0,1457	0,0878	0,1343	0,1109	0,1225	0,1920	0,1830	0,1006	0,2526	0,2757
Total	101,6050	101,7338	101,4526	102,0182	101,5798	102,2288	101,4614	101,5052	101,7964	102,0219	100,8181	101,1523	101,1743	101,3846	101,0876	102,0647	101,8423	101,7871
Fórmula química	calculada à base de 32 Oxigênios																	
Si	11,3762	11,3354	11,3103	11,3119	11,1916	11,2356	11,3219	11,3045	11,3040	11,3774	11,4459	11,3009	11,2794	11,2792	11,2760	11,3409	11,2719	11,2472
Al	4,7508	4,7998	4,8305	4,8099	4,8961	4,8067	4,8216	4,8165	4,7969	4,7621	4,6901	4,8072	4,8366	4,8278	4,8174	4,7930	4,8201	4,8214
Fe	0,0181	0,0000	0,0034	0,0000	0,0119	0,0000	0,0079	0,0000	0,0102	0,0169	0,0000	0,0011	0,0028	0,0159	0,0074	0,0034	0,0136	0,0057
Ca	0,7784	0,7881	0,8530	0,8348	0,8780	1,0239	0,7990	0,8464	0,8378	0,7199	0,7345	0,8412	0,8424	0,8462	0,8457	0,8064	0,8509	0,8929
Na	2,5914	2,6476	2,5083	2,5960	2,7239	2,5593	2,6026	2,6046	2,6550	2,6945	2,6474	2,6644	2,6521	2,6172	2,6897	2,6124	2,6541	2,6834
K	0,0403	0,0352	0,0429	0,0575	0,0296	0,0306	0,0230	0,0353	0,0321	0,0192	0,0297	0,0246	0,0271	0,0424	0,0406	0,0220	0,0556	0,0609
Cátions	19,5552	19,6060	19,5484	19,6099	19,7312	19,6561	19,5761	19,6072	19,6360	19,5900	19,5476	19,6394	19,6405	19,6287	19,6768	19,5781	19,6662	19,7114
Sítio T	16,1451	16,1352	16,1442	16,1217	16,0996	16,0423	16,1515	16,1210	16,1111	16,1564	16,1360	16,1092	16,1188	16,1229	16,1008	16,1373	16,1055	16,0742
Sítio M	3,4101	3,4708	3,4042	3,4882	3,6315	3,6138	3,4247	3,4862	3,5249	3,4336	3,4116	3,5302	3,5217	3,5058	3,5760	3,4408	3,5606	3,6372
Ab	75,9918	76,2809	73,6816	74,4220	75,0077	70,8210	75,9966	74,7113	75,3210	78,4732	77,5989	75,4744	75,3086	74,6515	75,2164	75,9240	74,5394	73,7773
An	22,8262	22,7060	25,0578	23,9309	24,1764	28,3323	23,3309	24,2775	23,7692	20,9667	21,5294	23,8299	23,9211	24,1379	23,6482	23,4354	23,8979	24,5497
Or	1,1820	1,0131	1,2606	1,6471	0,8160	0,8467	0,6725	1,0112	0,9098	0,5600	0,8717	0,6957	0,7703	1,2106	1,1354	0,6406	1,5627	1,6730

(Tab. An. 3.2, Conclusão)

Amostra	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122
Análise	S6P202	S6P203	S6P204	S6P205	S3P261	S3P262	S3P263	S4P264	S4P265	S4P266	S5P267	S5P268	S5P269	S8P270	S8P271	S9P272	S9P273	S9P274
	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	64,9869	64,5649	65,1042	65,9649	65,7505	64,0740	61,1309	63,4278	63,7359	63,8026	64,2599	64,3296	64,0395	63,6371	65,3210	64,4826	64,1141	64,0617
Al ₂ O ₃	23,9396	23,9501	23,5759	23,6870	22,5738	23,3610	22,7941	23,7445	23,3015	23,4002	23,7257	23,5972	23,3614	23,7170	23,1529	23,5114	23,5303	23,3533
CaO	4,7604	5,1328	4,5026	4,0001	3,8816	4,9982	5,3026	5,5185	5,1884	5,0725	5,2541	5,2323	5,0712	5,3113	4,7364	4,8972	5,1962	5,2297
FeO*	0,0746	0,0000	0,0314	0,0942	0,1612	0,0354	0,1417	0,0590	0,0590	0,1141	0,0039	0,0550	0,0433	0,0511	0,0000	0,0236	0,0000	0,0275
SrO	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na ₂ O	7,6563	7,7715	7,5301	8,1323	8,3769	7,7014	7,4216	7,5625	7,5709	7,3801	7,5039	7,8239	7,5553	7,3139	7,9497	7,5864	7,5377	7,9134
K ₂ O	0,1766	0,1841	0,1947	0,1123	0,1201	0,1702	0,1480	0,0940	0,0966	0,1083	0,0825	0,1237	0,1856	0,1713	0,1007	0,0697	0,1147	0,2010
Total	101,5944	101,6034	100,9389	101,9908	100,8641	100,3402	96,9389	100,4063	99,9523	99,8778	100,8300	101,1617	100,2563	100,2017	101,2607	100,5709	100,4930	100,7866
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																		
Si	11,2395	11,1909	11,3117	11,3388	11,4369	11,2397	11,1332	11,1392	11,2248	11,2319	11,2107	11,2051	11,2406	11,1793	11,3344	11,2630	11,2250	11,2114
Al	4,8797	4,8925	4,8278	4,7987	4,6278	4,8298	4,8926	4,9147	4,8366	4,8551	4,8783	4,8442	4,8328	4,9105	4,7349	4,8400	4,8554	4,8169
Fe	0,0108	0,0000	0,0046	0,0135	0,0234	0,0052	0,0216	0,0087	0,0087	0,0168	0,0006	0,0080	0,0064	0,0075	0,0000	0,0034	0,0000	0,0040
Ca	0,8821	0,9532	0,8382	0,7367	0,7234	0,9394	1,0347	1,0384	0,9790	0,9567	0,9821	0,9765	0,9537	0,9997	0,8805	0,9165	0,9747	0,9806
Na	2,5674	2,6117	2,5367	2,7103	2,8252	2,6194	2,6206	2,5751	2,5852	2,5190	2,5382	2,6423	2,5712	2,4912	2,6745	2,5692	2,5587	2,6852
K	0,0390	0,0407	0,0432	0,0246	0,0267	0,0381	0,0344	0,0211	0,0217	0,0243	0,0184	0,0275	0,0416	0,0384	0,0223	0,0155	0,0256	0,0449
Cátions	19,6184	19,6890	19,5621	19,6226	19,6634	19,6715	19,7372	19,6971	19,6560	19,6038	19,6282	19,7036	19,6462	19,6265	19,6466	19,6076	19,6395	19,7431
Sítio T	16,1300	16,0834	16,1440	16,1510	16,0882	16,0747	16,0474	16,0626	16,0701	16,1038	16,0895	16,0574	16,0797	16,0973	16,0692	16,1065	16,0804	16,0324
Sítio M	3,4885	3,6056	3,4181	3,4716	3,5752	3,5968	3,6897	3,6345	3,5859	3,5001	3,5387	3,6462	3,5665	3,5293	3,5774	3,5012	3,5591	3,7107
Ab	73,5964	72,4344	74,2149	78,0702	79,0207	72,8238	71,0255	70,8506	72,0930	71,9699	71,7280	72,4659	72,0942	70,5863	74,7624	73,3804	71,8931	72,3637
An	25,2867	26,4366	24,5225	21,2204	20,2339	26,1173	28,0425	28,5700	27,3017	27,3352	27,7531	26,7802	26,7405	28,3259	24,6145	26,1760	27,3870	26,4269
Or	1,1170	1,1290	1,2626	0,7094	0,7454	1,0590	0,9320	0,5795	0,6053	0,6949	0,5189	0,7539	1,1653	1,0878	0,6231	0,4436	0,7198	1,2094

Anexo 4 - Análises químicas de biotitas.

Tab. An. 4.1 - Análises químicas de biotitas do Complexo Tonalítico Caracol.

(Continua...)

	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163
n°análise	S1P113	S1P114	S1P115	S1P116	S1P117	S1P118	S2P119	S2P120	S3P121	S3P122	S4P123	S4P124	S5P125	S5P126	S5P127	S6P128	S6P129	S6P130
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	37,5206	37,2748	37,117	37,1934	36,8221	36,858	37,2991	37,0879	37,5673	37,4935	37,1216	37,1017	37,4447	37,0825	37,2864	37,3613	36,9465	37,1978
TiO ₂	1,8613	2,1186	2,3717	2,5747	2,5581	1,9842	2,4555	2,3033	2,0938	2,3527	2,2874	2,4667	2,2877	3,1262	2,5592	1,9426	1,9096	2,6981
Al ₂ O ₃	16,1892	15,8004	15,8866	15,673	16,0544	15,9558	15,6555	15,6926	15,8201	15,9704	15,6228	15,8345	15,6459	16,1005	15,4070	16,0145	16,0327	15,9900
MgO	10,8634	10,7946	10,6076	10,7615	10,4859	11,0428	11,2456	10,8682	11,1622	11,268	10,3111	10,0202	10,5169	10,0970	10,4464	10,4475	10,4826	10,3310
CaO	0,0000	0,0024	0,0108	0,0000	0,0000	0,0000	0,0133	0,0000	0,0024	0,0977	0,0494	0,0108	0,0002	0,0264	0,0759	0,0000	0,0265	0,0361
MnO	0,1987	0,2277	0,1529	0,2699	0,1767	0,2411	0,2093	0,2264	0,2029	0,1995	0,1581	0,2050	0,1930	0,2636	0,2352	0,2413	0,1967	0,2402
FeO	19,1946	18,969	19,3386	18,9278	18,7486	19,4977	18,3567	18,9344	18,434	17,845	19,2305	19,5712	18,9798	18,9408	19,2350	18,9592	19,2668	19,0816
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,019	0,0000	0,0152	0,0000	0,0003	0,0000	0,0076	0,0229	0,0003	0,0000
K ₂ O	10,2313	10,1409	10,4568	10,3609	10,3093	10,1407	10,127	10,4001	10,2242	10,0296	10,4222	10,4517	10,1904	10,0163	9,8866	10,2101	10,1591	10,0537
F	0,2194	0,0000	0,0000	0,0000	0,2226	0,5248	0,0000	0,0000	0,748	0,3128	0,0004	0,1767	0,3964	0,2226	0,0004	0,4852	0,7481	0,0000
Cl	0,3101	0,3151	0,3437	0,3292	0,3179	0,2859	0,2603	0,3132	0,3411	0,225	0,3735	0,358	0,3315	0,313	0,2765	0,3587	0,3331	0,2488
Total	96,5886	95,6435	96,2857	96,0904	95,6956	96,5310	95,6223	95,8261	96,6150	95,7942	95,5922	96,1965	95,9868	96,1889	95,4162	96,0433	96,1020	95,8773
O=F	0,0924	0,0000	0,0000	0,0000	0,0937	0,2210	0,0000	0,0000	0,3150	0,1317	0,0002	0,0744	0,1669	0,0937	0,0002	0,2043	0,3150	0,0000
O=Cl	0,0700	0,0711	0,0775	0,0743	0,0717	0,0645	0,0587	0,0707	0,0770	0,0508	0,0843	0,0808	0,0748	0,0706	0,0624	0,0809	0,0752	0,0561
TOTAL	96,4262	95,5724	96,2082	96,0161	95,5301	96,2455	95,5636	95,7554	96,2231	95,6117	95,5078	96,0413	95,7451	96,0245	95,3536	95,7580	95,7118	95,8212
Si	5,6754	5,6817	5,6423	5,6542	5,6275	5,6158	5,6678	5,6550	5,6973	5,6810	5,6854	5,6643	5,7110	5,6301	5,6984	5,7014	5,6617	5,6526
AlIV	2,3246	2,3183	2,3577	2,3458	2,3725	2,3842	2,3322	2,3450	2,3027	2,3190	2,3146	2,3357	2,2890	2,3699	2,3016	2,2986	2,3383	2,3474
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,5619	0,5206	0,4889	0,4626	0,5197	0,4815	0,4720	0,4754	0,5253	0,5334	0,5057	0,5138	0,5238	0,5115	0,4739	0,5821	0,5577	0,5167
Fe	2,4278	2,4178	2,4582	2,4061	2,3960	2,4841	2,3325	2,4141	2,3377	2,2609	2,4628	2,4985	2,4206	2,4046	2,4581	2,4193	2,4688	2,4246
Mg	2,4558	2,4591	2,4099	2,4450	2,3951	2,5146	2,5539	2,4766	2,5300	2,5517	2,3602	2,2863	2,3972	2,2911	2,3860	2,3827	2,4008	2,3463
Mn	0,0255	0,0294	0,0197	0,0347	0,0229	0,0311	0,0269	0,0292	0,0261	0,0256	0,0205	0,0265	0,0249	0,0339	0,0304	0,0312	0,0255	0,0309
Ti	0,2117	0,2428	0,2711	0,2943	0,2940	0,2273	0,2806	0,2641	0,2388	0,2681	0,2634	0,2832	0,2624	0,3569	0,2941	0,2229	0,2200	0,3083
Sit. Oct.	5,6826	5,6697	5,6477	5,6427	5,6275	5,7386	5,6659	5,6594	5,6578	5,6396	5,6083	5,6289	5,5981	5,6425	5,6382	5,6729	5,6268	
Ca	0,0000	0,0004	0,0018	0,0000	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0004	0,0159	0,0081	0,0018	0,0000	0,0043	0,0124	0,0000	0,0044	0,0059
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0056	0,0000	0,0045	0,0000	0,0001	0,0000	0,0023	0,0068	0,0001	0,0000
K	1,9741	1,9717	2,0276	2,0091	2,0098	1,9709	1,9629	2,0228	1,9779	1,9385	2,0361	2,0354	1,9825	1,9398	1,9273	1,9875	1,9858	1,9488
Interc.	1,9741	1,9721	2,0294	2,0091	2,0098	1,9709	1,9651	2,0228	1,9838	1,9544	2,0487	2,0372	1,9827	1,9441	1,9420	1,9942	1,9903	1,9547
F	0,1049	0,0000	0,0000	0,0000	0,1076	0,2528	0,0000	0,0000	0,3587	0,1499	0,0002	0,0853	0,1912	0,1069	0,0002	0,2341	0,3625	0,0000
Cl	0,0795	0,0814	0,0885	0,0848	0,0823	0,0738	0,0670	0,0809	0,0877	0,0578	0,0969	0,0926	0,0857	0,0805	0,0716	0,0928	0,0865	0,0641
Mg/(Mg+Fe)	0,5029	0,5042	0,4950	0,5040	0,4999	0,5030	0,5227	0,5064	0,5198	0,5302	0,4894	0,4778	0,4976	0,4879	0,4926	0,4962	0,4930	0,4918
Fe/(Fe+Mg)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,48	0,49	0,48	0,47	0,51	0,52	0,50	0,51	0,51	0,50	0,51	0,51

(Tab. An. 4.1, Continuação...)

	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C
n°análise	S6P131	S6P132	S7P133	S8P134	S8P135	S8P136	S1P1	S1P2	S1P3	S2P4	S3P5	S3P6	S3P7	S3P9	S4P10	S4P11	S5P12
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	BT	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	37,4869	37,1131	37,4013	37,0298	36,9368	37,3405	36,6382	36,8754	36,7481	36,7329	37,0572	36,7124	37,1025	36,7702	36,8854	36,7418	36,7677
TiO ₂	2,6744	2,6347	2,5243	2,1754	2,3312	2,3905	2,2468	1,654	2,3149	1,698	2,0884	1,7817	1,8708	1,7737	1,7142	1,9484	2,0125
Al ₂ O ₃	16,104	16,15	15,87	15,7976	16,1097	16,2508	16,3432	16,388	16,2392	16,5784	16,4888	16,5789	16,6624	16,4627	16,7177	16,2251	16,5131
MgO	10,2885	10,6618	10,5775	10,6882	10,5149	10,0802	9,6368	9,9201	9,681	9,5335	9,4069	9,7421	9,858	9,8245	9,889	9,7655	9,8844
CaO	0,0002	0	0,0096	0	0,0157	0	0,0897	0,0108	0,203	0,0552	0	0,0371	0,006	0,0252	0,0767	0,1257	0,0144
MnO	0,2266	0,1417	0,2041	0,2024	0,2489	0,2264	0,3184	0,2850	0,2971	0,2814	0,3687	0,3774	0,2649	0,3366	0,3444	0,3701	0,3977
FeO	19,9123	19,3125	18,6598	20,0134	18,913	18,8972	19,4898	20,0039	20,4791	19,9975	20,3509	20,7281	20,3248	20,3672	20,1294	20,4431	19,9131
Na ₂ O	0,0381	0	0,0003	0	0,0003	0	0,0884	0	0,0347	0	0	0	0,0115	0	0	0,0039	0
K ₂ O	10,2321	10,1114	10,3886	10,1744	10,1295	10,0118	9,3340	9,9629	9,6538	9,5055	10,1861	9,6493	9,9884	9,8156	9,5916	9,5504	10,1048
F	0,0004	0,2639	0,0004	0,5658	0,0004	0,706	0,0000	0,0000	0	0,0000	0,2624	0	0	0,5654	0	0,35	0
Cl	0,3073	0,2599	0,2199	0,3035	0,3153	0,3506	0,0998	0,1337	0,066	0,0919	0,0804	0,0918	0,1095	0,1256	0,108	0,1015	0,0644
Total	97,2708	96,6490	95,8558	96,9505	95,5157	96,2540	94,2851	95,2338	95,7169	94,4743	96,2898	95,6988	96,1988	96,0667	95,4564	95,6255	95,6721
O=F	0,0002	0,1111	0,0002	0,2383	0,0002	0,2973	0,0000	0,0000	0,0000	0,1105	0,0000	0,0000	0,0000	0,2381	0,0000	0,1474	0,0000
O=Cl	0,0693	0,0586	0,0496	0,0685	0,0711	0,0791	0,0225	0,0302	0,0149	0,0207	0,0181	0,0207	0,0247	0,0283	0,0244	0,0229	0,0145
TOTAL	97,2013	96,4792	95,8060	96,6438	95,4444	95,8776	94,2626	95,2036	95,7020	94,4536	96,1612	95,6781	96,1741	95,8003	95,4320	95,4552	95,6576
Si	5,6390	5,6156	5,6794	5,6326	5,6399	5,6869	5,6502	5,6583	5,6165	5,6646	5,6500	5,6157	5,6363	5,6333	5,6349	5,6394	5,6181
AlIV	2,3610	2,3844	2,3206	2,3674	2,3601	2,3131	2,3498	2,3417	2,3835	2,3354	2,3500	2,3843	2,3637	2,3667	2,3651	2,3606	2,3819
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,4945	0,4961	0,5200	0,4651	0,5394	0,6042	0,6211	0,6225	0,5421	0,6782	0,6133	0,6050	0,6200	0,6061	0,6453	0,5749	0,5923
Fe	2,5047	2,4435	2,3693	2,5456	2,4148	2,4066	2,5133	2,5667	2,6173	2,5787	2,5945	2,6513	2,5818	2,6091	2,5714	2,6238	2,5443
Mg	2,3130	2,4111	2,4005	2,4298	2,3995	2,2944	2,2211	2,2750	2,2113	2,1972	2,1435	2,2272	2,2381	2,2495	2,2578	2,2401	2,2572
Mn	0,0289	0,0182	0,0262	0,0261	0,0322	0,0292	0,0416	0,0370	0,0385	0,0368	0,0476	0,0489	0,0341	0,0437	0,0446	0,0481	0,0515
Ti	0,3025	0,2998	0,2882	0,2488	0,2677	0,2738	0,2605	0,1908	0,2660	0,1969	0,2394	0,2049	0,2137	0,2043	0,1969	0,2249	0,2312
Sit. Oct.	5,6435	5,6686	5,6043	5,7153	5,6536	5,6082	5,6577	5,6920	5,6752	5,6877	5,6384	5,7372	5,6877	5,7127	5,7159	5,7118	5,6765
Ca	0,0000	0,0000	0,0016	0,0000	0,0026	0,0000	0,0148	0,0018	0,0332	0,0091	0,0000	0,0061	0,0010	0,0041	0,0126	0,0207	0,0024
Na	0,0111	0,0000	0,0001	0,0000	0,0001	0,0000	0,0264	0,0000	0,0103	0,0000	0,0000	0,0000	0,0034	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000
K	1,9633	1,9516	2,0123	1,9741	1,9729	1,9450	1,8362	1,9501	1,8821	1,8698	1,9810	1,8828	1,9355	1,9182	1,8691	1,8698	1,9695
Interc.	1,9745	1,9516	2,0139	1,9741	1,9756	1,9450	1,8774	1,9518	1,9256	1,8789	1,9810	1,8889	1,9399	1,9223	1,8816	1,8917	1,9719
F	0,0002	0,1263	0,0002	0,2721	0,0002	0,3400	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1265	0,0000	0,0000	0,2739	0,0000	0,1699	0,0000
Cl	0,0783	0,0666	0,0566	0,0782	0,0816	0,0905	0,0261	0,0348	0,0171	0,0240	0,0208	0,0238	0,0282	0,0326	0,0280	0,0264	0,0167
Mg/(Mg+Fe)	0,4801	0,4967	0,5033	0,4884	0,4984	0,4881	0,4691	0,4699	0,4580	0,4601	0,4524	0,4565	0,4643	0,4630	0,4675	0,4606	0,4701
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,50	0,50	0,51	0,50	0,51	0,53	0,53	0,54	0,54	0,55	0,54	0,54	0,54	0,53	0,54	0,53

(Tab. An. 4.1, Continuação...)

(Continua...)

	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	ALF-210C	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216
n°análise	S6P14	S6P15	S6P16	S6P17	S7P18	S7P19	S7P20	S8P21	S10P22	S10P23	S10P24	S12P25	S12P26	S3P137	S3P138	S4P139	S4P140	S5P141	
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	37,1403	36,9469	36,8124	36,9151	36,6459	36,9239	37,2965	36,7523	36,7922	36,6581	36,8154	36,12193	36,6435	36,3946	36,3138	36,8807	36,7765	36,4562	
TiO ₂	2,2854	1,8736	1,9978	2,3512	2,7011	2,8341	2,3436	2,0293	1,5926	1,8357	2,1509	2,0133	2,2457	2,0579	2,8355	2,7043	2,5105	2,5344	
Al ₂ O ₃	16,7701	16,3225	16,8624	16,4511	16,6292	16,6099	16,7864	16,3734	16,6564	16,7003	16,7937	16,3067	16,5704	16,5878	16,2506	16,6882	16,3465	16,4063	
MgO	10,0357	10,1583	10,013	9,8685	9,8178	9,6789	9,4916	9,8004	10,1414	9,7903	9,8807	9,928	9,7427	8,7173	8,5051	8,8299	8,7344	8,5372	
CaO	0,0863	0,0935	0,048	0,0072	0,0204	0,0599	0,0144	0,0252	0,0012	0,0923	0	0,1426	0,0443	0,0000	0	0,0072	0	0	
MnO	0,2493	0,2306	0,3499	0,3627	0,3380	0,3222	0,2799	0,3531	0,3183	0,3231	0,2848	0,2332	0,4098	0,2494	0,2357	0,2827	0,2863	0,2613	
FeO	19,4126	19,7859	19,1201	20,1963	19,8161	19,6492	19,67	19,9925	19,467	20,5194	20,3268	19,9943	20,4425	20,9735	20,9941	20,9366	21,0711	20,9579	
Na ₂ O	0	0	0,0382	0,0000	0,1153	0,0038	0,0003	0,0539	0,0003	0	0	0,0849	0	0,0000	0,0312	0,0388	0,0506	0,0234	
K ₂ O	9,3837	9,7398	9,7703	10,1284	10,0135	9,6549	9,7166	9,8702	9,8087	9,7845	10,1552	9,4464	9,8145	10,0389	9,7674	10,075	10,0334	9,9308	
F	0	0	0	0	0,3947	0,0000	0,5261	0	0,7451	0	0	0,0885	0,0439	0,0440	0,1326	0,0438	0,6528	0,176	
Cl	0,0742	0,1016	0,1129	0,1046	0,0660	0,0821	0,0628	0,0821	0,0933	0,0725	0,1063	0,0999	0,0515	0,0806	0,1208	0,108	0,1015	0,0949	
Total	95,4376	95,2527	95,1250	96,3851	96,5580	95,8189	96,1882	95,3324	95,6165	95,7762	96,5138	94,4597	96,0088	95,1440	95,1868	96,5952	96,5636	95,3784	
O=F	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1662	0,0000	0,2215	0,0000	0,3138	0,0000	0,0000	0,0373	0,0185	0,0185	0,0558	0,0184	0,2749	0,0741	
O=Cl	0,0167	0,0229	0,0255	0,0236	0,0149	0,0185	0,0142	0,0185	0,0211	0,0164	0,0240	0,0225	0,0116	0,0182	0,0273	0,0244	0,0229	0,0214	
TOTAL	95,4209	95,2298	95,0995	96,3615	96,3769	95,8004	95,9525	95,3139	95,2817	95,7598	96,4898	94,3999	95,9787	95,1073	95,1037	96,5524	96,2658	95,2829	
Si	5,6394	5,6523	5,6236	5,6061	5,5675	5,6072	5,6634	5,6328	5,6449	5,6002	5,5842	5,5917	5,5878	5,6230	5,6122	5,6054	5,6345	5,6246	
AlIV	2,3606	2,3477	2,3764	2,3939	2,4325	2,3928	2,3366	2,3672	2,3551	2,3998	2,4158	2,4083	2,4122	2,3770	2,3878	2,3946	2,3655	2,3754	
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	
AlVI	0,6409	0,5957	0,6600	0,5510	0,5455	0,5804	0,6680	0,5907	0,6572	0,6076	0,5868	0,5672	0,5663	0,6440	0,5726	0,5951	0,5865	0,6083	
Fe	2,4648	2,5311	2,4424	2,5647	2,5174	2,4951	2,4976	2,5622	2,4975	2,6212	2,5781	2,5881	2,6066	2,7096	2,7131	2,6608	2,6994	2,7038	
Mg	2,2774	2,3226	2,2861	2,2398	2,2292	2,1967	2,1540	2,2448	2,3254	2,2353	2,2399	2,2969	2,2204	2,0129	1,9645	2,0057	2,0000	1,9685	
Mn	0,0321	0,0299	0,0453	0,0466	0,0435	0,0414	0,0360	0,0458	0,0414	0,0418	0,0366	0,0306	0,0529	0,0326	0,0309	0,0364	0,0371	0,0341	
Ti	0,2609	0,2155	0,2295	0,2685	0,3086	0,3236	0,2676	0,2339	0,1837	0,2109	0,2453	0,2344	0,2575	0,2391	0,3295	0,3091	0,2892	0,2940	
Sit. Oct.	5,6761	5,6948	5,6632	5,6707	5,6443	5,6372	5,6232	5,6774	5,7052	5,7168	5,6867	5,7171	5,7037	5,6382	5,6106	5,6071	5,6123	5,6088	
Ca	0,0140	0,0153	0,0079	0,0012	0,0033	0,0097	0,0023	0,0041	0,0002	0,0151	0,0000	0,0236	0,0072	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0000	
Na	0,0000	0,0000	0,0113	0,0000	0,0340	0,0011	0,0001	0,0160	0,0001	0,0000	0,0000	0,0255	0,0000	0,0000	0,0093	0,0114	0,0150	0,0070	
K	1,8175	1,9007	1,9039	1,9621	1,9406	1,8702	1,8821	1,9296	1,9196	1,9067	1,9649	1,8653	1,9091	1,9785	1,9255	1,9533	1,9608	1,9544	
Interc.	1,8315	1,9160	1,9230	1,9632	1,9779	1,8811	1,8845	1,9498	1,9199	1,9218	1,9649	1,9144	1,9163	1,9785	1,9349	1,9659	1,9759	1,9614	
F	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1896	0,0000	0,2526	0,0000	0,3615	0,0000	0,0000	0,0433	0,0212	0,0215	0,0648	0,0211	0,3163	0,0859	
Cl	0,0191	0,0263	0,0292	0,0269	0,0170	0,0211	0,0162	0,0213	0,0243	0,0188	0,0273	0,0262	0,0133	0,0211	0,0316	0,0278	0,0263	0,0248	
Mg/(Mg+Fe)	0,4802	0,4785	0,4835	0,4662	0,4696	0,4682	0,4631	0,4670	0,4822	0,4603	0,4649	0,4702	0,4600	0,4262	0,4200	0,4298	0,4256	0,4213	
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,52	0,52	0,53	0,53	0,53	0,54	0,53	0,52	0,54	0,54	0,53	0,54	0,57	0,58	0,57	0,57	0,58	

(Tab. An. 4.1, Conclusão)

	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216	AL-216
n°análise	S5P142	S5P143	S5P144	S7P145	S7P146	S7P147	S7P148	S7P150	S8P151	S8P152	S9P153	S10P154	S10P155
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,6092	36,3852	36,2976	36,2927	36,4823	36,4636	36,6994	36,8548	36,4948	36,5933	36,6743	36,0726	36,5002
TiO ₂	2,1006	1,9164	2,0336	2,0064	1,6986	2,2513	2,5977	2,0027	2,2835	2,1899	2,3378	2,2947	2,1792
Al ₂ O ₃	16,2313	16,243	16,6783	16,6282	16,6398	16,747	16,3726	17,3889	16,5452	16,4001	16,4965	16,1007	16,0473
MgO	8,7877	8,6111	8,9271	8,683	8,7665	8,5064	8,8934	8,8274	8,786	8,8527	8,4691	8,5910	8,3883
CaO	0,0084	0	0,0000	0,036	0,0132	0,0002	0	0,0529	0,0156	0	0,0252	0,1164	0,1295
MnO	0,2691	0,2839	0,2484	0,3041	0,2655	0,2173	0,2473	0,2861	0,2987	0,2209	0,2667	0,2632	0,3025
FeO	21,2431	21,4247	20,5946	20,5013	21,274	20,6832	19,6975	19,5553	21,1904	20,9982	21,2085	20,2632	21,2777
Na ₂ O	0	0,0117	0	0,035	0,0624	0,0003	0,0657	0	0	0	0,0117	0	0,0003
K ₂ O	9,9953	9,8709	9,8157	9,7775	9,6635	10,1326	10,3831	9,6951	10,0518	9,905	10,0245	9,6499	9,6944
F	0,3063	0	0	0,7898	0,2188	0,6145	0,4878	0,1336	0,4362	0	0,0879	0,5295	0,0004
Cl	0,0709	0,1032	0,0968	0,1049	0,0533	0,121	0,0951	0,097	0,0693	0,0613	0,0871	0,1241	0,1031
Total	0,0709	94,8501	94,6921	95,1589	95,1379	95,7374	95,5396	94,8938	96,1715	95,2214	95,6893	94,0053	94,6229
O=F	0,1290	0,0000	0,0000	0,3326	0,0921	0,2588	0,2054	0,0563	0,1837	0,0000	0,0370	0,2230	0,0002
O=Cl	0,0160	0,0233	0,0218	0,0237	0,0120	0,0273	0,0215	0,0219	0,0156	0,0138	0,0197	0,0280	0,0233
TOTAL	-0,0741	94,8268	94,6703	94,8026	95,0337	95,4513	95,3127	94,8157	95,9722	95,2076	95,6326	93,7543	94,5995
Si	5,6486	5,6489	5,6166	5,6352	5,6405	5,6264	5,6496	5,6505	5,6064	5,6388	5,6390	5,6544	5,6726
AlIV	2,3514	2,3511	2,3834	2,3648	2,3595	2,3736	2,3504	2,3495	2,3936	2,3612	2,3610	2,3456	2,3274
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,6006	0,6214	0,6586	0,6785	0,6730	0,6723	0,6205	0,7930	0,6024	0,6176	0,6288	0,6293	0,6123
Fe	2,7408	2,7814	2,6647	2,6618	2,7504	2,6686	2,5355	2,5070	2,7221	2,7056	2,7268	2,6560	2,7651
Mg	2,0264	1,9980	2,0645	2,0149	2,0257	1,9616	2,0461	2,0227	2,0172	2,0388	1,9462	2,0126	1,9483
Mn	0,0352	0,0373	0,0326	0,0400	0,0348	0,0284	0,0322	0,0371	0,0389	0,0288	0,0347	0,0349	0,0398
Ti	0,2437	0,2237	0,2366	0,2343	0,1975	0,2612	0,3007	0,2309	0,2638	0,2537	0,2703	0,2705	0,2547
Sit. Oct.	5,6467	5,6619	5,6570	5,6294	5,6813	5,5922	5,5350	5,5907	5,6443	5,6446	5,6068	5,6033	5,6203
Ca	0,0014	0,0000	0,0000	0,0060	0,0022	0,0000	0,0000	0,0087	0,0026	0,0000	0,0042	0,0195	0,0216
Na	0,0000	0,0035	0,0000	0,0105	0,0187	0,0001	0,0196	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0001
K	1,9672	1,9548	1,9374	1,9365	1,9058	1,9943	2,0389	1,8961	1,9697	1,9469	1,9661	1,9295	1,9218
Interc.	1,9686	1,9583	1,9374	1,9530	1,9267	1,9945	2,0585	1,9047	1,9723	1,9469	1,9738	1,9490	1,9435
F	0,1494	0,0000	0,0000	0,3878	0,1070	0,2998	0,2375	0,0648	0,2119	0,0000	0,0427	0,2625	0,0002
Cl	0,0185	0,0271	0,0254	0,0276	0,0140	0,0316	0,0248	0,0252	0,0180	0,0160	0,0227	0,0330	0,0272
Mg/(Mg+Fe)	0,4251	0,4181	0,4365	0,4308	0,4241	0,4237	0,4466	0,4465	0,4256	0,4297	0,4165	0,4311	0,4134
Fe/(Fe+Mg)	0,57	0,58	0,56	0,57	0,58	0,58	0,55	0,55	0,57	0,57	0,58	0,57	0,59

Tab. An. 4.2 - Análises químicas de biotitas do Granodiorito Rio Maria

	214	166	166	166
n°análise	S4P311	S8P312	S8P313	S8P314
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	37,0309	38,6795	38,9192	38,7865
TiO ₂	1,5679	1,4288	1,5509	1,4272
Al ₂ O ₃	15,8097	15,5270	15,7409	15,7194
MgO	12,1945	14,4353	14,8549	14,7641
CaO	0,0000	0,1293	0,0000	0,0158
MnO	0,1566	0,2069	0,1763	0,1298
FeO	17,3094	13,4016	13,9370	14,0106
Na ₂ O	0,0000	0,0000	0,0000	0,0110
K ₂ O	10,1199	9,7442	9,7438	9,7285
F	0,0000	0,3248	0,7277	0,0000
Cl	0,0862	0,0704	0,0868	0,0704
Total	94,2751	93,9478	95,7375	94,6633
O=F	0,0000	0,1368	0,3064	0,0000
O=Cl	0,0194	0,0159	0,0196	0,0159
TOTAL	94,2557	93,7951	95,4115	94,6474
Si	5,6709	5,8177	5,7767	5,7798
AlIV	2,3291	2,1823	2,2233	2,2202
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,5248	0,5704	0,5306	0,5409
Fe	2,2165	1,6855	1,7298	1,7458
Mg	2,7910	3,2449	3,2952	3,2881
Mn	0,0203	0,0264	0,0222	0,0164
Ti	0,1805	0,1616	0,1731	0,1599
Sit. Oct.	5,7332	5,6888	5,7509	5,7510
Ca	0,0000	0,0208	0,0000	0,0025
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0032
K	1,9769	1,8695	1,8448	1,8492
Interc.	1,9769	1,8903	1,8448	1,8549
F	0,0000	0,1545	0,3415	0,0000
Cl	0,0224	0,0179	0,0218	0,0178
Mg/(Mg+Fe)	0,5574	0,6581	0,6558	0,6532
Fe/(Fe+Mg)	0,4426	0,3419	0,3442	0,3468

Tab. An. 4.3 - Análises químicas de biotitas do Trondhjemito Água Fria.

(Continua...)

	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16
n°análise	S1P231	S3P232	S4P234	S5P236	S6P237	S6P238	S7P239	S8P241	S9P242	S1P157	S2P158	S3P160	S3P161	S3P162	S4P163	S4P164
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,1582	36,1579	36,2862	36,1437	36,6055	35,984	36,7661	36,8845	36,4833	36,7591	36,5028	36,4535	36,8111	36,8242	36,5541	35,3005
TiO ₂	2,7052	2,8075	2,3706	2,8684	1,9267	2,2051	2,3761	2,0532	2,9251	2,9047	2,7682	2,1249	1,718	2,7567	2,2268	2,439
Al ₂ O ₃	15,8449	15,8332	15,8884	15,7615	16,1853	16,1149	15,8885	16,5330	16,2241	16,4136	16,8619	15,8159	16,2382	17,3506	16,3884	15,9452
MgO	8,4436	8,4911	8,569	8,3286	8,7272	8,5074	8,0928	10,6541	8,6445	8,7375	8,3759	9,1181	8,9053	8,5193	8,8467	8,817
CaO	0,0203	0,024	0,0228	0,0144	0	0,042	0,1054	0,0072	0	0,0084	0	0,218	0,1573	0,0733	0,0156	0,9493
MnO	0,3676	0,3174	0,3272	0,409	0,2879	0,2728	0,42	0,3156	0,2954	0,2877	0,3401	0,3747	0,3466	0,306	0,3603	0,3695
FeO	22,0557	22,0208	21,9139	21,8752	21,7591	21,8072	22,657	18,7676	21,3434	20,9460	20,6207	21,5461	20,7094	19,6016	20,4465	21,8789
Na ₂ O	0,0000	0,0354	0,0003	0,0003	0	0,0472	0	0,0344	0	0,0003	0	0	0	0	0	0,0197
K ₂ O	9,7264	10,1956	9,9924	9,8234	10,0442	9,9699	9,5475	10,0359	10,0575	10,1350	10,1177	8,6095	9,3799	9,7997	9,889	8,5744
F	0,0000	0,1312	0,4808	0,0875	0	0,3061	0	0	0,0879	0,1757	0,0000	0	0,0000	0	0	0
Cl	0,0595	0,0918	0,0692	0,0725	0,0807	0,1143	0,0968	0,0891	0,0839	0,0274	0,0355	0,0307	0,0614	0,0404	0,0194	0,0338
Total	95,3814	96,1059	95,9208	95,3845	95,6166	95,3709	95,9502	95,3746	96,1451	96,3954	95,6228	94,2914	94,3272	95,2718	94,7468	94,3273
O=F	0,0000	0,0552	0,0307	0,0368	0,0000	0,1289	0,0000	0,0000	0,0370	0,0740	0,0000	0,0307	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O=Cl	0,0134	0,0207	0,0156	0,0164	0,0182	0,0258	0,0218	0,0201	0,0189	0,0062	0,0080	0,0069	0,0139	0,0091	0,0044	0,0076
TOTAL	95,368	96,030	95,874	95,331	95,598	95,216	95,928	95,354	96,089	96,315	95,615	94,254	94,313	95,263	94,742	94,320
Si	5,6020	5,5835	5,6204	5,6062	5,6469	5,5984	5,6644	5,6190	5,5939	5,6083	5,5969	5,6576	5,7036	5,6188	5,6482	5,5176
AlIV	2,3980	2,4165	2,3796	2,3938	2,3531	2,4016	2,3356	2,3810	2,4061	2,3917	2,4031	2,3424	2,2964	2,3812	2,3518	2,4824
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,4957	0,4655	0,5212	0,4879	0,5899	0,5536	0,5498	0,5878	0,5262	0,5601	0,6444	0,5509	0,6693	0,7394	0,6330	0,4554
Fe	2,8573	2,8434	2,8382	2,8372	2,8068	2,8370	2,9188	2,3907	2,7365	2,6722	2,6438	2,7962	2,6831	2,5009	2,6418	2,8596
Mg	1,9551	1,9596	1,9836	1,9307	2,0121	1,9781	1,8634	2,4257	1,9809	1,9923	1,9194	2,1150	2,0622	1,9428	2,0429	2,0597
Mn	0,0482	0,0415	0,0429	0,0537	0,0376	0,0359	0,0548	0,0407	0,0384	0,0372	0,0442	0,0493	0,0455	0,0395	0,0471	0,0489
Ti	0,3152	0,3260	0,2761	0,3345	0,2235	0,2580	0,2753	0,2352	0,3372	0,3332	0,3192	0,2480	0,2002	0,3163	0,2587	0,2867
Sit. Oct.	5,6715	5,6361	5,6621	5,6441	5,6699	5,6626	5,6621	5,6801	5,6192	5,5950	5,5708	5,7593	5,6603	5,5389	5,6236	5,7101
Ca	0,0034	0,0040	0,0038	0,0024	0,0000	0,0070	0,0174	0,0012	0,0000	0,0014	0,0000	0,0362	0,0261	0,0120	0,0026	0,1590
Na	0,0000	0,0106	0,0001	0,0001	0,0000	0,0142	0,0000	0,0102	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0060
K	1,9222	2,0083	1,9743	1,9436	1,9765	1,9786	1,8763	1,9502	1,9671	1,9724	1,9788	1,7044	1,8539	1,9074	1,9491	1,7096
Interc.	1,9256	2,0229	1,9781	1,9461	1,9765	1,9998	1,8937	1,9615	1,9671	1,9739	1,9788	1,7407	1,8800	1,9193	1,9517	1,8745
F	0,0000	0,0641	0,2355	0,0429	0,0000	0,1506	0,0000	0,0000	0,0426	0,0848	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Cl	0,0156	0,0240	0,0182	0,0191	0,0211	0,0301	0,0253	0,0230	0,0218	0,0071	0,0092	0,0081	0,0161	0,0104	0,0051	0,0090
Mg/(Mg+Fe)	0,4063	0,4080	0,4114	0,4049	0,4175	0,4108	0,3897	0,5036	0,4199	0,4271	0,4206	0,4306	0,4346	0,4372	0,4361	0,4187
Fe/(Fe+Mg)	0,5937	0,5920	0,5886	0,5951	0,5825	0,5892	0,6103	0,4964	0,5801	0,5729	0,5794	0,5694	0,5654	0,5628	0,5639	0,5813

(Tab. An. 4.3, Conclusão)

	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16
n°análise	S5P165	S5P166	S6P167	S7P168	S7P171	S8P172	S8P173	S8P177	S9P179	S9P181	S10P155
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,5465	36,0494	36,2855	36,6651	36,7157	36,5093	36,5704	36,1602	36,5294	36,2094	36,5002
TiO ₂	2,0483	2,039	2,5187	2,7927	2,9448	2,4697	2,7959	2,267	2,7808	2,6798	2,1792
Al ₂ O ₃	16,4985	16,7333	16,1595	16,8029	16,4629	16,1564	16,2178	16,4334	16,6215	16,5297	16,0473
MgO	8,8977	9,3489	8,8573	8,6158	8,6811	8,5483	8,6998	8,6659	8,9763	8,8797	8,3883
CaO	0,0084	0,0493	0,0923	0,0324	0,0672	0,1643	0,0002	0,0252	0,0696	0,1226	0,1295
MnO	0,387	0,3897	0,3608	0,3523	0,3827	0,3116	0,4584	0,4120	0,3818	0,2988	0,3025
FeO	21,164	19,3005	21,4276	20,8703	20,2392	20,9792	21,0694	21,17	19,7668	19,5622	21,2777
Na ₂ O	0	0	0	0	0,0117	0	0,0003	0	0	0	0,0003
K ₂ O	9,9705	9,7389	9,6621	10,0958	9,6031	9,5112	10,0457	9,687	9,4972	9,7364	9,6944
F	0	0,3135	0	0,044	0,1779	0	0,0445	0,4827	0,4451	0,0000	0,0004
Cl	0,0081	0,0388	0,0258	0,0306	0,0339	0,0113	0,0436	0,0129	0,0210	0,0436	0,1031
Total	95,5290	94,0013	95,3896	96,3019	95,3202	94,6613	95,9460	95,3163	95,0895	94,0622	94,6229
O=F	0,0000	0,1320	0,0000	0,0185	0,0749	0,0000	0,0187	0,2033	0,1874	0,0000	0,0002
O=Cl	0,0018	0,0088	0,0058	0,0069	0,0076	0,0025	0,0098	0,0029	0,0047	0,0098	0,0233
TOTAL	95,527	93,861	95,384	96,276	95,238	94,659	95,917	95,110	94,897	94,052	94,599
Si	5,6212	5,6066	5,5960	5,5884	5,6329	5,6515	5,6091	5,6025	5,6188	5,6139	5,6726
AlIV	2,3788	2,3934	2,4040	2,4116	2,3671	2,3485	2,3909	2,3975	2,3812	2,3861	2,3274
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,6123	0,6742	0,5336	0,6073	0,6100	0,5994	0,5412	0,6038	0,6324	0,6348	0,6123
Fe	2,7220	2,5100	2,7633	2,6599	2,5964	2,7155	2,7022	2,7427	2,5424	2,5361	2,7651
Mg	2,0453	2,1730	2,0415	1,9626	1,9905	1,9776	1,9942	2,0067	2,0635	2,0575	1,9483
Mn	0,0504	0,0513	0,0471	0,0455	0,0497	0,0409	0,0595	0,0541	0,0497	0,0392	0,0398
Ti	0,2369	0,2385	0,2921	0,3201	0,3397	0,2875	0,3225	0,2641	0,3216	0,3124	0,2547
Sit. Oct.	5,6669	5,6469	5,6775	5,5954	5,5864	5,6208	5,6196	5,6713	5,6096	5,5801	5,6203
Ca	0,0014	0,0082	0,0152	0,0053	0,0110	0,0272	0,0000	0,0042	0,0115	0,0204	0,0216
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001
K	1,9562	1,9321	1,9007	1,9629	1,8793	1,8780	1,9654	1,9145	1,8634	1,9255	1,9218
Interc.	1,9576	1,9403	1,9160	1,9681	1,8938	1,9053	1,9655	1,9187	1,8749	1,9459	1,9435
F	0,0000	0,1542	0,0000	0,0212	0,0863	0,0000	0,0216	0,2365	0,2165	0,0000	0,0002
Cl	0,0021	0,0102	0,0067	0,0079	0,0088	0,0030	0,0113	0,0034	0,0055	0,0115	0,0272
Mg/(Mg+Fe)	0,4290	0,4640	0,4249	0,4246	0,4339	0,4214	0,4246	0,4225	0,4480	0,4479	0,4134
Fe/(Fe+Mg)	0,5710	0,5360	0,5751	0,5754	0,5661	0,5786	0,5754	0,5775	0,5520	0,5521	0,5866

Tab. An. 4.4 - Análises químicas de biotitas do Granito Xinguara.

(Continua...)

	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	ALF-263	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D
n°análise	S3P58	S5P60	S5P61	S6P62	S6P64	S1P65	S1P67	S7P68	S7P69	S4P70	S1P28	S2P30	S3P32	S3P33	S4P36
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	38,0459	38,0400	37,9526	37,6817	37,8120	37,8032	37,8661	37,8165	38,1763	37,3168	37,1380	37,3880	37,2484	36,9289	36,3593
TiO ₂	1,7539	1,6043	1,5831	1,4986	1,4543	1,6553	1,8840	1,8142	1,6375	1,6383	1,8363	1,7473	1,8695	2,3365	1,9190
Al ₂ O ₃	15,2219	15,3915	15,7542	15,5535	15,2522	15,7405	15,7157	15,7251	15,4746	15,5672	16,3697	16,1804	16,0058	16,4496	16,1648
MgO	12,0262	11,8403	11,9848	12,1801	11,6667	12,0449	11,8810	11,8251	12,0198	11,9103	9,4713	9,3726	9,5954	9,5689	9,1759
CaO	0,0253	0,0446	0,0000	0,0458	0,1291	0,0096	0,0000	0,0494	0,0808	0,0868	0,0827	0,0000	0,0000	0,0048	0,0705
MnO	0,0885	0,1384	0,0174	0,1035	0,0411	0,0598	0,0622	0,0473	0,0859	0,0635	0,3034	0,4035	0,4071	0,3633	0,3388
FeO	17,7160	18,7515	18,6593	17,9965	18,0828	18,2169	18,0550	17,9357	18,3173	18,2383	20,4010	20,8466	20,8646	20,0617	21,6279
Na ₂ O	0,0038	0,0003	0,0000	0,0151	0,0003	0,0605	0,0038	0,0114	0,0000	0,1097	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0663
K ₂ O	9,8027	10,0727	10,1612	10,0512	9,7063	9,9516	10,2739	9,8153	9,6096	9,5880	9,7313	9,7331	10,0648	9,7360	9,3779
F	0,0895	0,1342	0,0879	0,5365	0,6257	0,0000	0,6604	0,6191	0,0000	0,6633	0,6103	0,0000	0,4343	0,0000	0,3042
Cl	0,2009	0,2025	0,1910	0,1863	0,2333	0,1911	0,1408	0,1846	0,1475	0,1911	0,0129	0,0258	0,0016	0,0048	0,0306
Total	94,9746	96,2203	96,3915	95,8488	95,0038	95,7334	96,5429	95,8437	95,5493	95,3733	95,9569	95,6973	96,4915	95,4545	95,4352
O=F	0,0377	0,0565	0,0370	0,2259	0,2635	0,0000	0,2781	0,2607	0,0000	0,2793	0,2570	0,0000	0,1829	0,0000	0,1281
O=Cl	0,0453	0,0457	0,0431	0,0420	0,0526	0,0431	0,0318	0,0417	0,0333	0,0431	0,0029	0,0058	0,0004	0,0011	0,0069
TOTAL	94,8916	96,1181	96,3114	95,5808	94,6877	95,6903	96,2330	95,5413	95,5160	95,0509	95,6970	95,6915	96,3083	95,4534	95,3002
Si	5,7809	5,7450	5,7130	5,7199	5,7889	5,7110	5,7131	5,7298	5,7627	5,6996	5,6838	5,7120	5,6844	5,6398	5,6176
AlIV	2,2191	2,2550	2,2870	2,2801	2,2111	2,2890	2,2869	2,2702	2,2373	2,3004	2,3162	2,2880	2,3156	2,3602	2,3824
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,5072	0,4850	0,5083	0,5029	0,5413	0,5139	0,5080	0,5382	0,5160	0,5022	0,6370	0,6258	0,5636	0,6010	0,5615
Fe	2,2509	2,3680	2,3487	2,2843	2,3149	2,3012	2,2778	2,2724	2,3120	2,3293	2,6108	2,6632	2,6625	2,5619	2,7942
Mg	2,7310	2,6725	2,6962	2,7632	2,6694	2,7195	2,6790	2,6777	2,7116	2,7187	2,1664	2,1400	2,1885	2,1840	2,1188
Mn	0,0114	0,0177	0,0022	0,0133	0,0053	0,0077	0,0079	0,0061	0,0110	0,0082	0,0393	0,0522	0,0526	0,0470	0,0443
Ti	0,2004	0,1822	0,1792	0,1711	0,1674	0,1880	0,2137	0,2067	0,1859	0,1882	0,2113	0,2007	0,2145	0,2683	0,2229
Sit. Oct.	5,7009	5,7254	5,7346	5,7348	5,6985	5,7303	5,6865	5,7011	5,7366	5,7465	5,6648	5,6820	5,6818	5,6622	5,7418
Ca	0,0041	0,0072	0,0000	0,0074	0,0212	0,0016	0,0000	0,0080	0,0131	0,0142	0,0136	0,0000	0,0000	0,0008	0,0117
Na	0,0011	0,0001	0,0000	0,0044	0,0001	0,0177	0,0011	0,0033	0,0000	0,0325	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0199
K	1,9000	1,9405	1,9511	1,9462	1,8955	1,9177	1,9773	1,8970	1,8503	1,8680	1,8998	1,8968	1,9593	1,8966	1,8482
Interc.	1,9052	1,9478	1,9511	1,9581	1,9168	1,9370	1,9784	1,9084	1,8634	1,9147	1,9133	1,8968	1,9593	1,8974	1,8797
F	0,0430	0,0641	0,0418	0,2575	0,3029	0,0000	0,3151	0,2966	0,0000	0,3203	0,2954	0,0000	0,2096	0,0000	0,1486
Cl	0,0517	0,0518	0,0487	0,0479	0,0605	0,0489	0,0360	0,0474	0,0377	0,0495	0,0033	0,0067	0,0004	0,0012	0,0080
Mg/(Mg+Fe)	0,5482	0,5302	0,5344	0,5474	0,5356	0,5417	0,5405	0,5409	0,5398	0,5386	0,4535	0,4455	0,4511	0,4602	0,4313
Fe/(Fe+Mg)	0,4518	0,4698	0,4656	0,4526	0,4644	0,4583	0,4595	0,4591	0,4602	0,4614	0,5465	0,5545	0,5489	0,5398	0,5687

(Tab. An. 4.4, Conclusão)

	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D
n°análise	S6P37	S7P39	S7940	S7P41	S8P42	S8P43	S8P44	S8P45	S9P46	S9P47	S9P50	S13P56
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	36,4133	36,8458	37,0394	37,1220	36,9465	37,0938	36,5086	36,6627	36,4392	36,9903	36,3418	36,9317
TiO ₂	1,6130	2,2297	1,8420	2,1764	2,0603	1,7823	2,1049	2,1227	1,6460	2,0646	1,9506	2,0944
Al ₂ O ₃	16,3759	16,0166	16,1850	16,0903	15,9996	15,9968	15,9991	16,2158	16,0693	16,0048	16,1188	15,8801
MgO	9,5964	9,5944	9,5648	9,1831	9,1388	9,0460	9,0622	9,0349	9,2105	9,2961	9,2399	8,7663
CaO	0,0000	0,0132	0,0000	0,0036	0,0072	0,0000	0,0670	0,0132	0,1139	0,0192	0,0144	0,0993
MnO	0,2929	0,4212	0,3734	0,3517	0,2708	0,3528	0,3541	0,4518	0,3226	0,2998	0,2813	0,2710
FeO	22,0756	20,4311	21,1964	20,7362	21,4029	21,1778	21,1249	21,0009	20,2187	20,5674	20,6570	21,5252
Na ₂ O	0,0468	0,0000	0,0272	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
K ₂ O	9,4534	9,8976	10,1861	9,9037	10,0708	9,8320	9,5291	9,9953	9,2840	10,3000	9,8123	9,2470
F	0,2152	0,3074	0,9853	0,2192	0,5196	0,0000	0,0000	0,0000	0,6184	0,3940	0,6134	0,8664
Cl	0,0371	0,0129	0,0274	0,0161		0,0006	0,0338	0,0370	0,0129	0,0064	0,0209	0,0048
Total	96,1196	95,7699	97,4270	95,8023	96,4165	95,2821	94,7837	95,5343	93,9355	95,9426	95,0504	95,6862
O=F	0,0906	0,1294	0,4149	0,0923	0,2188	0,0000	0,0000	0,0000	0,2604	0,1659	0,2583	0,3648
O=Cl	0,0084	0,0029	0,0062	0,0036	0,0000	0,0001	0,0076	0,0083	0,0029	0,0014	0,0047	0,0011
TOTAL	96,0206	95,6375	97,0059	95,7064	96,1977	95,2820	94,7761	95,5260	93,6722	95,7753	94,7874	95,3203
Si	5,5891	5,6500	5,6461	5,6853	5,6645	5,7088	5,6512	5,6395	5,6955	5,6782	5,6419	5,7047
AlIV	2,4109	2,3500	2,3539	2,3147	2,3355	2,2912	2,3488	2,3605	2,3045	2,3218	2,3581	2,2953
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	0,5519	0,5450	0,5542	0,5900	0,5559	0,6107	0,5703	0,5796	0,6560	0,5741	0,5915	0,5961
Fe	2,8333	2,6197	2,7018	2,6556	2,7438	2,7254	2,7343	2,7012	2,6425	2,6400	2,6816	2,7803
Mg	2,2014	2,1988	2,1790	2,1019	2,0940	2,0807	2,0964	2,0770	2,1515	2,1327	2,1438	2,0238
Mn	0,0381	0,0547	0,0482	0,0456	0,0352	0,0460	0,0464	0,0589	0,0427	0,0390	0,0370	0,0355
Ti	0,1862	0,2571	0,2111	0,2506	0,2375	0,2063	0,2450	0,2455	0,1935	0,2383	0,2277	0,2433
Sit. Oct.	5,8109	5,6753	5,6944	5,6437	5,6664	5,6689	5,6924	5,6622	5,6862	5,6240	5,6816	5,6789
Ca	0,0000	0,0022	0,0000	0,0006	0,0012	0,0000	0,0111	0,0022	0,0191	0,0032	0,0024	0,0164
Na	0,0139	0,0000	0,0080	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
K	1,8509	1,9360	1,9806	1,9348	1,9695	1,9301	1,8815	1,9612	1,8510	2,0168	1,9431	1,8220
Interc.	1,8648	1,9381	1,9887	1,9354	1,9707	1,9301	1,8926	1,9634	1,8701	2,0200	1,9455	1,8384
F	0,1044	0,1491	0,4749	0,1062	0,2519	0,0000	0,0000	0,0000	0,3056	0,1912	0,3011	0,4232
Cl	0,0096	0,0034	0,0071	0,0042	0,0000	0,0002	0,0089	0,0096	0,0034	0,0017	0,0055	0,0013
Mg/(Mg+Fe)	0,4372	0,4563	0,4464	0,4418	0,4328	0,4329	0,4340	0,4347	0,4488	0,4469	0,4443	0,4213
Fe/(Fe+Mg)	0,5628	0,5437	0,5536	0,5582	0,5672	0,5671	0,5660	0,5653	0,5512	0,5531	0,5557	0,5787

Anexo 5 - Análises químicas de micas brancas.

Tab. An. 5.1 - Análises químicas de micas brancas do Complexo Tonalítico Caracol

n°análise	AL-210C	AL-210C	AL-216	AL-216
	S3P8	S6P13	S7P149	S10P156
Mineral				
SiO ₂	49,2606	49,4091	48,8824	49,0295
TiO ₂	0,7130	0,7844	0,9779	0,6159
Al ₂ O ₃	31,3054	31,6369	31,2931	31,6422
MgO	1,6393	1,5709	1,5047	1,3655
CaO	0	0,0344	0,0148	0,0358
MnO	0,0445	0,0203	0,0689	0,0000
FeO	5,3588	5,6646	5,2033	5,3522
Na ₂ O	0,0579	0,2041	0,0994	0,1233
K ₂ O	8,6793	8,3491	7,6393	7,6597
F	0	0,0487	0,0000	0,0000
Cl	0,0083	0,0233	0,0000	0,0000
Total	97,0671	97,7458	95,6838	95,8241
O=F	0,0000	0,0205	0,0000	0,0000
O=Cl	0,0019	0,0053	0,0000	0,0000
TOTAL	97,0652	97,7200	95,6838	95,8241
Si	6,4699	6,4474	6,4703	6,4787
AlIV	1,5301	1,5526	1,5297	1,5213
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	3,3164	3,3135	3,3527	3,4072
Fe	0,5885	0,6181	0,5759	0,5914
Mg	0,3218	0,3064	0,2977	0,2697
Mn	0,0049	0,0022	0,0077	0,0000
Ti	0,0704	0,0770	0,0973	0,0612
Sit. Oct.	4,3021	4,3171	4,3314	4,3294
Ca	0,0000	0,0048	0,0021	0,0051
Na	0,0147	0,0516	0,0255	0,0316
K	1,4541	1,3897	1,2898	1,2911
Interc.	1,4688	1,4461	1,3174	1,3277
F	0,0000	0,0201	0,0000	0,0000
Cl	0,0018	0,0052	0,0000	0,0000
Mg/(Mg+Fe)	0,3535	0,3314	0,3407	0,3132
Fe/(Fe+Mg)	0,6465	0,6686	0,6593	0,6868

Tab. An. 5.2 - Análises químicas de micas brancas do Trondhjemito Água Fria.

	AL-122	AL-122	AL-122	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16	AL-16
n°análise	S3P233	S5P235	S8P240	S2P159	S7P169	S7P170	S8P174	S8P175	S8P176	S9P178	S9P180
Mineral											
SiO ₂	49,4966	48,5649	48,6689	49,0631	48,5038	49,3661	49,0553	48,0507	49,4374	49,1361	49,6045
TiO ₂	1,0511	1,0422	0,6708	0,5614	0,9951	1,1931	0,9687	0,7872	1,2167	1,2394	1,5025
Al ₂ O ₃	31,6550	30,2246	31,5548	32,4742	32,1179	32,0398	31,6199	31,7413	31,8977	31,6058	31,1079
MgO	1,2928	1,3973	1,2626	1,1777	1,3609	1,4469	1,3409	1,3131	1,3814	1,3282	1,3495
CaO	0,0111	0,0703	0,021	0,0308	0,064	0,0049	0,0419	0,0222	0,0000	0,0246	0,0160
MnO	0,0549	0,0002	0,0038	0,0140	0,0943	0,0025	0,074	0,0586	0,0904	0,0089	0,0000
FeO	5,2929	5,5101	5,6001	5,2273	5,5124	5,9248	5,3685	5,5395	5,5964	5,4973	5,4144
Na ₂ O	0,1163	0,13	0,2095	0,1841	0,178	0,164	0,1267	0,1891	0,1846	0,1371	0,1131
K ₂ O	8,1980	8,5411	8,2056	7,9276	7,9412	8,3377	7,8927	8,2225	7,8609	7,8394	7,8645
F	0,3441	0,0492	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,8311	0,098	0,4415	0,1481
Cl	0,0017	0,0001	0,0000	0,0100	0,0000	0,0117	0,0217	0,015	0,0000	0,0000	0,0184
Total	97,5145	95,5300	96,1971	96,6702	96,7676	98,4915	96,5103	96,7703	97,7635	97,2583	97,1389
O=F	0,1449	0,0207	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3500	0,0413	0,1859	0,0624
O=Cl	0,0004	0,0000	0,0000	0,0023	0,0000	0,0026	0,0049	0,0034	0,0000	0,0000	0,0042
TOTAL	97,3692	95,5093	96,1971	96,6679	96,7676	98,4889	96,5054	96,4169	97,7222	97,0724	97,0724
Si	6,4701	6,4957	6,4435	6,4326	6,3775	6,3970	6,4534	6,3873	6,4312	6,4434	6,4897
AlIV	1,5299	1,5043	1,5565	1,5674	1,6225	1,6030	1,5466	1,6127	1,5688	1,5566	1,5103
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	3,3476	3,2609	3,3678	3,4513	3,3552	3,2908	3,3566	3,3608	3,3224	3,3288	3,2870
Fe	0,5785	0,6163	0,6200	0,5731	0,6061	0,6420	0,5906	0,6157	0,6088	0,6028	0,5923
Mg	0,2526	0,2793	0,2498	0,2308	0,2674	0,2802	0,2636	0,2609	0,2686	0,2603	0,2639
Mn	0,0061	0,0000	0,0004	0,0016	0,0105	0,0003	0,0082	0,0066	0,0100	0,0010	0,0000
Ti	0,1033	0,1048	0,0668	0,0553	0,0984	0,1163	0,0958	0,0787	0,1190	0,1222	0,1478
Sit. Oct.	4,2881	4,2613	4,3048	4,3120	4,3376	4,3295	4,3149	4,3226	4,3287	4,3151	4,2910
Ca	0,0016	0,0101	0,0030	0,0043	0,0090	0,0007	0,0059	0,0032	0,0000	0,0035	0,0022
Na	0,0295	0,0337	0,0538	0,0468	0,0454	0,0412	0,0323	0,0487	0,0466	0,0349	0,0287
K	1,3670	1,4572	1,3858	1,3258	1,3319	1,3782	1,3245	1,3942	1,3044	1,3113	1,3125
Interc.	1,3980	1,5010	1,4425	1,3769	1,3863	1,4200	1,3627	1,4461	1,3510	1,3496	1,3434
F	0,1422	0,0208	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3493	0,0403	0,1831	0,0613
Cl	0,0004	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0026	0,0048	0,0034	0,0000	0,0000	0,0041
Mg/(Mg+Fe)	0,3039	0,3119	0,2872	0,2871	0,3062	0,3039	0,3086	0,2976	0,3061	0,3016	0,3082
Fe/(Fe+Mg)	0,6961	0,6881	0,7128	0,7129	0,6938	0,6961	0,6914	0,7024	0,6939	0,6984	0,6918

Tab. An. 5.3 - Análises químicas de micas brancas do Granito Xinguara.

	ALF-263	ALF-263	ALF-263	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D
n°análise	S3P59	S6P63	S1P66	S1P27	S2P29	S2P31	S3P34	S3P35	S6P38	S9P48	S9P49	S10P51	S110P53	S11P54	S13P55	S13P57
Mineral																
SiO ₂	48,8880	48,8715	48,7176	48,3923	49,3914	49,3536	47,6853	48,8178	48,1959	49,1680	49,4222	50,1466	49,3337	49,9273	49,0422	48,9709
TiO ₂	0,9117	0,9126	0,6234	0,7400	0,5957	0,7221	0,6224	0,6412	0,4058	1,0105	0,6139	0,6590	0,9026	0,4157	0,4425	0,4877
Al ₂ O ₃	29,9717	30,1901	30,8029	31,6806	31,9117	30,9646	31,1977	30,1315	30,9726	30,9205	31,5168	30,8849	30,4163	31,7661	31,1967	30,8082
MgO	1,7350	1,7101	1,7728	1,4067	1,5405	1,7308	1,5020	1,7168	1,5996	1,5234	1,5301	1,6981	1,5485	1,6430	1,5820	1,6084
CaO	0,0640	0,0086	0,0418	0,0590	0,0002	0,0233	0,0209	0,0516	0,0824	0,0074	0,0037	0,0123	0,0002	0,0000	0,0443	0,0283
MnO	0,0165	0,0000	0,0000	0,0267	0,0407	0,0102	0,0064	0,0064	0,0000	0,0000	0,0178	0,0002	0,0203	0,0000	0,0002	0,0191
FeO	5,6918	5,7231	5,7791	5,5307	5,6621	6,0520	6,2917	5,6897	6,4838	5,9259	5,7912	5,7794	5,8495	5,4377	5,6151	5,8353
Na ₂ O	0,1809	0,1203	0,0960	0,1027	0,1301	0,0856	0,2031	0,0687	0,1581	0,1713	0,1024	0,0580	0,0615	0,0272	0,0478	0,0615
K ₂ O	9,0849	8,2472	8,3735	7,8269	8,8446	8,3824	8,4143	8,0282	8,9211	8,5287	8,5834	8,2296	7,6891	8,0277	8,1559	8,0171
F	0,0004	0,0494	0,0983	0,2950	0,2950	0,0492	0,0000	0,0989	0,0000	0,2438	0,3882	0,5336	0,0004	0,3410	0,0000	0,2913
Cl	0,0233	0,0466	0,0000	0,0050	0,0067	0,0001	0,0233	0,0200	0,0316	0,0000	0,0133	0,0167	0,0183	0,0067	0,0267	0,0300
Total	96,5682	95,8795	96,3054	96,0606	98,4120	97,3738	95,9438	95,2508	96,8193	97,4995	97,9697	98,0017	95,8221	97,5857	96,1267	96,1278
O=F	0,0002	0,0208	0,0414	0,1242	0,1242	0,0207	0,0000	0,0416	0,0000	0,1027	0,1635	0,2247	0,0002	0,1436	0,0000	0,1227
O=Cl	0,0053	0,0105	0,0000	0,0011	0,0015	0,0000	0,0053	0,0045	0,0071	0,0000	0,0030	0,0038	0,0041	0,0015	0,0060	0,0068
TOTAL	96,5628	95,8482	96,2640	95,9352	98,2863	97,3531	95,9385	95,2046	96,8122	97,3968	97,8032	97,7732	95,8178	97,4406	96,1267	96,0051
Si	6,4970	6,5075	6,4645	6,4205	6,4319	6,4764	6,3749	6,5310	6,4064	6,4628	6,4637	6,5442	6,5386	6,5073	6,4892	6,5038
AlIV	1,5030	1,4925	1,5355	1,5795	1,5681	1,5236	1,6251	1,4690	1,5936	1,5372	1,5363	1,4558	1,4614	1,4927	1,5108	1,4962
Sit. Tetr.	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
AlVI	3,1919	3,2459	3,2824	3,3751	3,3303	3,2660	3,2910	3,2825	3,2592	3,2536	3,3224	3,2951	3,2904	3,3876	3,3550	3,3268
Fe	0,6325	0,6372	0,6412	0,6136	0,6166	0,6641	0,7033	0,6365	0,7207	0,6513	0,6333	0,6307	0,6483	0,5926	0,6213	0,6480
Mg	0,3446	0,3403	0,3516	0,2789	0,2998	0,3394	0,3001	0,3433	0,3178	0,2993	0,2991	0,3312	0,3067	0,3200	0,3128	0,3192
Mn	0,0019	0,0000	0,0000	0,0030	0,0045	0,0011	0,0007	0,0007	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0023	0,0000	0,0000	0,0021
Ti	0,0911	0,0914	0,0622	0,0738	0,0583	0,0713	0,0626	0,0645	0,0406	0,0999	0,0604	0,0647	0,0900	0,0407	0,0440	0,0487
Sit. Oct.	4,2620	4,3148	4,3374	4,3444	4,3095	4,3419	4,3577	4,3275	4,3382	4,3041	4,3171	4,3217	4,3377	4,3410	4,3332	4,3449
Ca	0,0091	0,0012	0,0059	0,0084	0,0000	0,0033	0,0030	0,0074	0,0117	0,0010	0,0005	0,0017	0,0000	0,0000	0,0063	0,0040
Na	0,0466	0,0311	0,0247	0,0264	0,0328	0,0218	0,0526	0,0178	0,0407	0,0437	0,0260	0,0147	0,0158	0,0069	0,0123	0,0158
K	1,5401	1,4008	1,4173	1,3246	1,4692	1,4031	1,4349	1,3700	1,5126	1,4300	1,4319	1,3699	1,2999	1,3346	1,3766	1,3582
Interc.	1,5958	1,4331	1,4480	1,3594	1,5021	1,4282	1,4905	1,3952	1,5651	1,4747	1,4584	1,3863	1,3158	1,3415	1,3951	1,3780
F	0,0002	0,0208	0,0412	0,1238	0,1215	0,0204	0,0000	0,0418	0,0000	0,1013	0,1605	0,2202	0,0002	0,1405	0,0000	0,1223
Cl	0,0052	0,0105	0,0000	0,0011	0,0015	0,0000	0,0053	0,0045	0,0071	0,0000	0,0029	0,0037	0,0041	0,0015	0,0060	0,0068
Mg/(Fe+Mg)	0,3527	0,3481	0,3541	0,3125	0,3272	0,3383	0,2991	0,3504	0,3060	0,3148	0,3208	0,3443	0,3212	0,3507	0,3349	0,3300
Fe/(Fe+Mg)	0,6473	0,6519	0,6459	0,6875	0,6728	0,6617	0,7009	0,6496	0,6940	0,6852	0,6792	0,6557	0,6788	0,6493	0,6651	0,6700

Anexo 6 - Análises químicas de epidotos.

Tab. An. 6 - Análises químicas de epidotos dos granitóides arqueanos de Xinguara (GDrn - Granodiorito Rio Maria).
(Continua...)

Tonalito Caracol															
AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-163	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210
S2P221	S3P222	S5P220	S5P230	S7P225	S7P226	S8P224	S4P223	S5P99	S1P90	S5P96	S3P92	S4P93	S4P94	S12P89	S1P91
1	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	2	2	2	3	3
38,2817	38,3908	38,1862	38,4093	38,3012	38,3428	38,5127	38,3984	38,6194	38,6327	38,5148	38,6049	38,5937	38,4251	38,6157	38,2721
0,0218	0,1674	0,0764	0,1091	0,0327	0,0000	0,0146	0,0584	0,1379	0,0980	0,1452	0,0618	0,1594	0,1051	0,1019	0,1163
23,0880	23,2522	22,8586	23,3296	22,5580	22,9314	23,1678	24,4283	23,2320	23,0826	23,0572	24,0795	22,8513	22,8813	24,3202	23,8958
0,0000	0,0092	0,0229	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0000	0,0000	0,1263	0,0000
0,0144	0,0000	0,1053	0,0048	0,0000	0,0000	0,0000	0,0768	0,1242	0,0000	0,0382	0,0096	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,0000	0,0261	0,0297	0,0000	0,0058	0,0145	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0210	0,0000	0,0022	0,0412	0,0000	0,0000
0,0170	0,0006	0,0080	0,0000	0,0094	0,0000	0,0082	0,0000	0,0201	0,0076	0,0031	0,0037	0,0159	0,0105	0,0250	0,0025
23,1866	23,3279	22,7599	23,1386	23,0061	22,9185	23,1914	23,2139	23,2939	23,1976	23,4092	23,2451	23,0698	23,2218	22,9867	23,1859
0,1209	0,1241	0,1518	0,1831	0,2541	0,2795	0,1501	0,0387	0,2164	0,3291	0,2103	0,2723	0,2343	0,2518	0,2331	0,2954
11,7909	11,9193	11,9464	11,9896	12,5291	12,2490	12,0336	10,5791	11,8837	12,0496	12,0244	11,2216	12,7957	12,5512	10,5959	11,3433
96,5213	97,2176	96,1452	97,1641	96,6964	96,7357	97,0784	96,7936	97,5276	97,3972	97,4264	97,4985	97,7223	97,4880	97,0048	97,1113
3,0440	3,0330	3,0500	3,0340	3,0470	3,0450	3,0450	3,0320	3,0420	3,0470	3,0390	3,0330	3,0380	3,0330	3,0430	3,0220
2,1620	2,1630	2,1500	2,1710	2,1130	2,1450	2,1570	2,2720	2,1550	2,1440	2,1430	2,2280	2,1180	2,1270	2,2570	2,2220
0,7830	0,7860	0,7970	0,7910	0,8320	0,8120	0,7950	0,6980	0,7820	0,7940	0,7930	0,7360	0,8410	0,8280	0,6970	0,7480
0,0020	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0030	0,0000
1,9760	1,9750	1,9480	1,9590	1,9610	1,9500	1,9650	1,9640	1,9660	1,9600	1,9790	1,9570	1,9450	1,9640	1,9410	1,9620
0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0040	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000
7,9760	7,9770	7,9660	7,9740	7,9730	7,9710	7,9740	7,9740	7,9740	7,9740	7,9790	7,9760	7,9690	7,9770	7,9680	7,9810
0,2700	0,2700	0,2700	0,2700	0,2800	0,2700	0,2700	0,2400	0,2700	0,2700	0,2700	0,2500	0,2800	0,2800	0,2400	0,2500
0,0013	0,0099	0,0046	0,0065	0,0020	0,0000	0,0009	0,0035	0,0082	0,0058	0,0086	0,0037	0,0094	0,0062	0,0060	0,0069
0,0081	0,0083	0,0103	0,0123	0,0171	0,0188	0,0101	0,0026	0,0144	0,0220	0,0141	0,0181	0,0156	0,0168	0,0156	0,0198
0,0000	0,0004	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0053	0,0000

(Tab. An. 6, Continuação)

Tonalito Caracol												GDrm	
Amostras	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-210	AL-216	AL-216	AL-216	AL-166	AL-166
Análises	S4P95	S5P97	S5P98	S6P100	S6P101	S7P102	S7P103	S8P104	S4P227	S5P229	S5P228	S4P315	S4P316
Tipo textural	3	3	3	3	3	3	3	3	1	1	3	3	3
SiO ₂	38,7912	38,9228	38,6656	38,7829	38,6630	38,4996	38,5882	38,6836	38,2337	38,1094	38,6415	38,3073	38,1950
TiO ₂	0,0800	0,1017	0,0727	0,0800	0,0473	0,0473	0,0182	0,0727	0,1019	0,0400	0,1640	0,0730	0,0657
Al ₂ O ₃	24,3366	23,9282	23,9162	24,6199	24,4398	24,1510	24,7139	24,3938	23,4015	22,9005	24,1396	23,4039	23,4649
Y ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0784	0,0596	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0041	0,0000
La ₂ O ₃	0,0335	0,0000	0,0718	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	0,0383	0,0000	0,0000	0,0000	0,0432	0,0000
Ce ₂ O ₃	0,0624	0,0036	0,0000	0,0022	0,0000	0,0232	0,0363	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0095	0,0495
MgO	0,0087	0,0177	0,0000	0,0025	0,0314	0,0070	0,0025	0,0034	0,0043	0,0364	0,0000	0,0023	0,0300
CaO	23,4488	23,2927	23,3700	23,0017	23,2952	23,0955	23,3662	23,1138	23,0809	23,0809	23,2299	22,9465	23,0190
MnO	0,2310	0,1803	0,2342	0,2781	0,2747	0,2443	0,2357	0,3499	0,2678	0,2053	0,2022	0,0812	0,0486
FeOt	10,7260	11,5068	11,0878	10,9393	10,5718	11,1639	10,3975	11,1559	11,8620	12,6807	10,8596	11,2251	11,2770
TOTAL	97,7182	97,9538	97,4183	97,7066	97,3280	97,3102	97,4181	97,8114	96,9521	97,0532	97,2368	96,0961	96,1497
Si	3,0390	3,0430	3,0410	3,0330	3,0370	3,0300	3,0290	3,0280	3,0280	3,0220	3,0400	3,0520	3,0430
Al	2,2450	2,2030	2,2150	2,2680	2,2610	2,2390	2,2850	2,2490	2,1830	2,1390	2,2360	2,1960	2,2020
Fe ⁺³	0,7020	0,7510	0,7280	0,7150	0,6940	0,7340	0,6820	0,7290	0,7850	0,8400	0,7140	0,7470	0,7500
Mg	0,0010	0,0020	0,0000	0,0000	0,0040	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0040	0,0000	0,0000	0,0040
Ca	1,9680	1,9510	1,9700	1,9270	1,9610	1,9480	1,9650	1,9390	1,9580	1,9610	1,9580	1,9590	1,9650
La	0,0010	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000
Ce	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
Total Cations	7,9780	7,9680	7,9760	7,9660	7,9780	7,9750	7,9810	7,9740	7,9790	7,9820	7,9710	7,9650	7,9720
Ps	0,2400	0,2500	0,2500	0,2400	0,2300	0,2500	0,2300	0,2400	0,2600	0,2800	0,2400	0,2500	0,2500
Ti	0,0047	0,0060	0,0043	0,0047	0,0028	0,0028	0,0011	0,0043	0,0061	0,0024	0,0097	0,0044	0,0039
Mn	0,0153	0,0119	0,0156	0,0184	0,0183	0,0163	0,0157	0,0232	0,0180	0,0138	0,0135	0,0055	0,0033
Y	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0033	0,0025	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000

(Tab.. An. 6, Conclusão)

Trondhjemito Água Fria							Granito Xinguara							
Amostras	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	AL-122	ALF-263	ALF-263	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D	AL-2D
Análises	S1P277	S6P276	S6P280	S9P275	S1P278	S1P279	S3P111	S7P112	S10P110	S1P105	S2P106	S6P109	S5P107	S5P108
Tipo textural	1	1	1	2	3	3	1	1	1	1	1	1	2	2
SiO ₂	38,6343	38,3143	38,1227	38,3867	38,5881	38,1969	38,3564	37,7973	38,2465	38,3441	38,2337	38,5035	38,2799	38,2785
TiO ₂	0,0947	0,0328	0,3843	0,0656	0,0255	0,0765	0,1053	0,3296	0,0000	0,1160	0,0762	0,1015	0,0797	0,0471
Al ₂ O ₃	23,0642	22,8957	21,7918	23,5479	23,8123	23,5567	23,1459	22,1418	22,0096	22,6396	22,6772	22,4054	21,9172	22,3028
Y ₂ O ₃	0,0000	0,0066	0,0000	0,0270	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
La ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0620	0,0144	0,0000	0,0192	0,0239	0,1191	0,0000	0,0000	0,0000	0,0429	0,0238	0,0095
Ce ₂ O ₃	0,0000	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000	0,0000	0,0000	0,1228	0,0311	0,0058	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
MgO	0,0091	0,0000	0,0281	0,0000	0,0125	0,0000	0,0040	0,0011	0,0254	0,0000	0,0054	0,0000	0,0000	0,0000
CaO	22,8555	22,9486	22,8812	22,9462	23,0749	23,0441	23,4075	22,7728	22,9082	22,8899	23,0961	22,9511	22,9169	22,9320
MnO	0,3055	0,1641	0,2586	0,2565	0,3981	0,2169	0,0373	0,0608	0,1411	0,2219	0,2021	0,2478	0,2493	0,2284
FeOt	11,9533	12,2964	13,8941	11,1400	11,4827	11,5454	12,3495	13,1126	13,3504	12,8000	12,6394	12,9296	13,2720	12,7068
TOTAL	96,9166	96,6585	97,4228	96,4243	97,3941	96,6557	97,4298	96,4579	96,7123	97,0173	96,9301	97,1818	96,7388	96,5051
Si	3,0580	3,0440	3,0240	3,0500	3,0370	3,0310	3,0270	3,0230	3,0480	3,0400	3,0350	3,0500	3,0510	3,0520
Al	2,1500	2,1420	2,0360	2,2030	2,2070	2,2010	2,1510	2,0860	2,0650	2,1140	2,1200	2,0900	2,0570	2,0940
Fe ⁺³	0,7900	0,8160	0,9200	0,7390	0,7550	0,7650	0,8140	0,8760	0,8880	0,8480	0,8380	0,8550	0,8830	0,8460
Mg	0,0010	0,0000	0,0030	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	1,9380	1,9540	1,9450	1,9530	1,9460	1,9590	1,9790	1,9520	1,9560	1,9440	1,9640	1,9480	1,9570	1,9590
La	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0040	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000
Ce	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0040	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Total Cations	7,9630	7,9690	7,9700	7,9680	7,9740	7,9760	7,9810	7,9690	7,9700	7,9680	7,9760	7,9670	7,9710	7,9690
Ps	0,2700	0,2800	0,3100	0,2500	0,2500	0,2600	0,2700	0,3000	0,3000	0,2900	0,2800	0,2900	0,3000	0,2900
Ti	0,0056	0,0020	0,0229	0,0039	0,0015	0,0046	0,0062	0,0198	0,0000	0,0069	0,0046	0,0060	0,0048	0,0028
Mn	0,0205	0,0110	0,0174	0,0173	0,0265	0,0146	0,0025	0,0041	0,0095	0,0149	0,0136	0,0166	0,0168	0,0154
Y	0,0000	0,0003	0,0000	0,0011	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

Anexo 7 - Análises químicas de anfibólios.

Tab. An. 7 - Análises químicas de anfibólios do Granodiorito Rio Maria.

(Continua...)

Variedade	Hornblenda - biotita - granodiorito													
	Amostra	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166
Análise	S1P281	S1P282	S1P283	S1P284	S1P285	S1P286	S1P287	S1P288	S1P289	S1P290	S1P291	S3P293	S3P294	S3P295
Local	borda	borda	borda	borda	borda	borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	53,1880	50,5720	50,4200	49,2930	52,7630	52,1100	50,4490	51,9620	54,3970	50,7450	52,0120	53,7060	50,2960	52,9390
TiO ₂	0,1450	0,5140	0,3340	0,6920	0,2350	0,2260	0,6220	0,2080	0,1450	0,6050	0,3610	0,0640	0,7390	0,2170
Al ₂ O ₃	3,9130	6,0750	6,4130	6,6960	4,2630	4,9400	6,4380	5,1610	3,7120	6,0290	4,8740	3,7680	6,4890	4,5720
MgO	16,2590	14,6820	14,4340	14,1470	15,9770	15,2410	14,2910	15,4250	16,6580	14,2560	15,3960	16,3530	14,4070	15,7810
CaO	12,4370	12,5480	12,1540	12,2620	12,2430	12,4010	12,2270	12,2550	12,8650	12,1080	12,1030	12,6230	12,4420	12,0730
MnO	0,2580	0,2040	0,2360	0,2580	0,2830	0,2060	0,2740	0,2680	0,2220	0,2420	0,1870	0,2230	0,2930	0,2560
FeO	10,5800	11,8920	11,9570	12,9810	11,3280	11,0730	12,2630	11,0050	9,6200	12,2000	11,6500	9,9980	12,4220	10,9200
Na ₂ O	0,4420	0,6190	0,6530	0,7320	0,6380	0,7870	0,5360	0,4410	0,3700	0,4990	0,4720	0,3500	0,6210	0,3560
K ₂ O	0,2630	0,5310	0,6000	0,6140	0,2970	0,4220	0,5570	0,4210	0,2080	0,5810	0,3670	0,2500	0,6470	0,6540
F	0,0960	0,0000	0,3330	0,0940	0,0950	0,7120	0,0000	0,2380	0,3370	0,0000	0,8500	0,0000	0,0000	0,0000
Cl	0,0180	0,0510	0,0640	0,0590	0,0330	0,0410	0,0280	0,0660	0,0000	0,0680	0,0410	0,0360	0,0740	0,0430
Total	97,5990	97,6880	97,5980	97,8280	98,1550	98,1590	97,6850	97,4500	98,5340	97,3330	98,3130	97,3710	98,4300	97,8110
TSI	7,6110	7,3140	7,3200	7,1830	7,5440	7,5020	7,3000	7,4880	7,6800	7,3630	7,4920	7,6670	7,2480	7,5700
TAI	0,3890	0,6860	0,6800	0,8170	0,4560	0,4980	0,7000	0,5120	0,3200	0,6370	0,5080	0,3330	0,7520	0,4300
Soma T	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
CAI	0,2710	0,3500	0,4170	0,3330	0,2620	0,3400	0,3980	0,3650	0,2980	0,3940	0,3190	0,3010	0,3500	0,3400
CTI	0,0160	0,0560	0,0360	0,0760	0,0250	0,0240	0,0680	0,0230	0,0150	0,0660	0,0390	0,0070	0,0800	0,0230
CMg	3,5060	3,2410	3,1810	3,1120	3,4340	3,3720	3,1370	3,3530	3,5960	3,1490	3,3260	3,5510	3,1570	3,3960
CFe ²⁺	1,1760	1,3280	1,3360	1,4470	1,2520	1,2390	1,3630	1,2270	1,0640	1,3620	1,2920	1,1150	1,3770	1,2090
CMn	0,0310	0,0250	0,0290	0,0320	0,0340	0,0250	0,0340	0,0330	0,0270	0,0300	0,0000	0,0270	0,0360	0,0310
Soma C	5,0000	5,0000	4,9990	5,0000	5,0070	5,0000	5,0000	5,0010	5,0000	5,0010	4,9760	5,0010	5,0000	4,9990
BFe ²⁺	0,0900	0,1110	0,0900	0,1340	0,1030	0,0940	0,1200	0,1000	0,0720	0,1180	0,1110	0,0790	0,1200	0,0970
BCa	1,9070	1,9440	1,9070	1,9040	1,8760	1,9130	1,8960	1,8920	1,9460	1,8820	1,8680	1,9310	1,9210	1,8500
BNa	0,0410	0,0210	0,0410	0,0000	0,0430	0,0930	0,0390	0,0480	0,0290	0,0640	0,0420	0,0610	0,0210	0,0860
Soma B	2,0380	2,0760	2,0380	2,0380	2,0220	2,1000	2,0550	2,0400	2,0470	2,0640	2,0210	2,0710	2,0620	2,0330
ANa	0,0820	0,1530	0,0820	0,2070	0,1340	0,1270	0,1110	0,0750	0,0290	0,0760	0,0900	0,0360	0,1530	0,0130
AK	0,0480	0,0980	0,0480	0,1140	0,0540	0,0770	0,1030	0,0770	0,0370	0,1080	0,0670	0,0460	0,1190	0,1190
Soma A	0,1300	0,2510	0,1300	0,3210	0,1880	0,2040	0,2140	0,1520	0,0660	0,1840	0,1570	0,0820	0,2720	0,1320
Soma Cat	15,1680	15,3270	15,1670	15,3590	15,2170	15,3040	15,2690	15,1930	15,1130	15,2490	15,1540	15,1540	15,3340	15,1640
Al Total	0,6600	0,6860	0,6800	1,1500	0,7180	0,8380	1,0980	0,8770	0,6180	1,0310	0,8270	0,6340	1,1020	0,7700
CFe ²⁺ /(CFe ²⁺ +CMg)	0,2512	0,2907	0,2512	0,3174	0,2672	0,2687	0,3029	0,2679	0,2283	0,3019	0,2798	0,2390	0,3713	0,2625
TSH+CMg	11,1170	10,5550	10,8260	10,2950	10,9780	10,8740	10,4370	10,8410	11,2760	10,5120	10,8180	11,2180	9,5800	10,9660

(Tab. An. 7, Conclusão)

Variedade	Hornblenda - biotita granodiorito							Hornblenda - biotita quartzo diorito						
Amostra	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-166	AL-214	AL-214	AL-214	AL-214	AL-214	AL-214	AL-214
Análise	S3P296	S3P297	S4P298	S4P299	S4P300	S4P302	S4P303	S4P304	S4P305	S4P306	S4P307	S4P308	S4P309	S4P310
Local	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	50,9700	54,1120	55,2550	50,3220	50,2470	50,3320	49,4080	48,9820	47,7150	52,6380	46,9050	49,0700	46,4480	46,5330
TiO ₂	0,2350	0,1270	0,0180	0,4330	0,3610	0,6880	0,6490	0,3310	0,5820	0,3700	0,7170	0,6910	0,7620	1,2020
Al ₂ O ₃	6,1900	3,7420	2,4610	5,6810	6,2390	5,9740	6,5690	7,4120	8,0450	3,8020	8,1940	6,7390	8,7270	7,9720
MgO	14,7440	16,6410	17,6530	14,7010	14,4220	14,3720	14,0480	12,4700	11,5280	14,3410	11,5690	12,3870	11,2050	11,0210
CaO	12,4100	12,5670	12,5970	12,2210	12,1640	12,0460	12,1160	11,7540	12,0880	12,7160	11,6310	11,8930	11,6740	11,8780
MnO	0,2360	0,2740	0,2220	0,2430	0,2590	0,2270	0,1780	0,3330	0,3380	0,2440	0,2600	0,2210	0,2360	0,3700
FeO	11,8490	9,9160	8,6960	11,6370	11,6150	11,5360	12,5220	15,0780	14,9700	12,1480	14,7790	14,3820	15,7590	15,7430
Na ₂ O	0,5610	0,3240	0,2710	0,6640	0,6570	0,6570	0,8340	0,6430	0,6420	0,3840	0,6490	0,6500	0,7250	0,7960
K ₂ O	0,5760	0,2100	0,1070	0,4930	0,4950	0,5290	0,5980	0,4300	0,6960	0,2880	0,7690	0,4840	0,8390	0,8600
F	0,8930	0,0970	0,0000	0,0000	0,0000	0,3840	0,0000	0,0000	0,1410	0,0960	0,0000	0,4230	0,4700	0,0470
Cl	0,0250	0,0000	0,0000	0,0020	0,0300	0,0400	0,0430	0,0210	0,0210	0,0120	0,0310	0,0480	0,0530	0,0970
Total	98,6890	98,0100	97,2800	96,3970	96,4890	96,7850	96,9650	97,4540	96,7660	97,0390	95,5040	96,9880	96,8980	96,5190
TSI	7,3490	7,6700	7,8210	7,3610	7,3390	7,3570	7,2330	7,1970	7,1030	6,9320	7,0630	7,2610	6,9700	7,0010
TAI	0,6510	0,3300	0,1790	0,6390	0,6610	0,6430	0,7670	0,8030	0,8970	0,5900	0,9370	0,7390	1,0300	0,9990
Soma T	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	7,5220	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
CAI	0,4010	0,2950	0,2320	0,3410	0,4130	0,3860	0,3660	0,4810	0,5140	0,5020	0,5170	0,4370	0,5140	0,4150
CTI	0,0250	0,0140	0,0020	0,0480	0,0400	0,0730	0,0710	0,0370	0,0650	0,4780	0,0810	0,0770	0,0860	0,1360
CMg	3,2280	3,5630	3,7710	3,2680	3,2070	3,2100	3,1320	2,7650	2,6770	2,7740	2,6780	2,8330	2,5810	1,8040
CFe ²⁺	1,3180	1,0970	0,9680	1,3130	1,3080	1,3020	1,4080	1,6750	1,7000	1,2190	1,6900	1,6250	1,7890	2,5990
CMn	0,0290	0,0330	0,0270	0,0300	0,0320	0,0280	0,0220	0,0410	0,0430	0,0270	0,0330	0,0280	0,0300	0,0470
Soma C	5,0010	5,0020	5,0000	5,0000	5,0000	4,9990	4,9990	4,9990	4,9990	5,0000	4,9990	5,0000	5,0000	5,0010
BFe ²⁺	0,1120	0,0790	0,0610	0,1100	0,1100	0,1080	0,1250	0,1770	0,1630	0,1180	0,1710	0,1550	0,1890	0,1890
BCa	1,9170	1,9080	1,9100	1,9150	1,9040	1,8870	1,9000	1,8510	1,9280	1,7940	1,8760	1,8860	1,8770	1,8770
BNa	0,0300	0,0590	0,0750	0,0360	0,0530	0,0830	0,0410	0,0060	0,0290	0,0450	0,0350	0,0610	0,0090	0,0090
Soma B	2,0590	2,0460	2,0460	2,0610	2,0670	2,0780	2,0660	2,0340	2,1200	1,9570	2,0820	2,1020	2,0750	2,0750
ANa	0,1270	0,0310	0,0000	0,1520	0,1330	0,1030	0,1950	0,1770	0,1570	0,0530	0,1550	0,1260	0,2020	0,2020
AK	0,1060	0,0380	0,0190	0,0920	0,0920	0,0990	0,1120	0,0810	0,1320	0,0480	0,1480	0,0910	0,1610	0,1610
Soma A	0,2330	0,0690	0,0190	0,2440	0,2250	0,2020	0,3070	0,2580	0,2890	0,1010	0,3030	0,2170	0,3630	0,3630
Soma Cat	15,2930	15,1170	15,0650	15,3050	15,2920	15,2790	15,3720	15,2910	15,4080	14,5800	15,3840	15,3190	15,4380	15,4390
Al Total	1,0520	0,6250	0,4110	0,9800	1,0740	1,0290	1,1330	1,2840	1,4110	0,5900	1,4540	1,1760	1,5440	1,4140
CFe ²⁺ /(CFe ²⁺ +CMg)	0,2899	0,2354	0,2043	0,2866	0,2897	0,2886	0,3101	0,3773	0,3884	0,3053	0,3869	0,3645	0,4094	0,4094
TSI+CMg	10,5770	11,2330	11,5920	10,6290	10,5460	10,5670	10,3650	9,9620	9,7800	9,7060	9,7410	10,0940	9,5510	9,5820

Anexo 8 - Análises químicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras dos granitóides arqueanos de Xinguara.

Tab. An. 8.1 - Análises químicas do Complexo Tonalítico Caracol.

	Complexo Tonalítico Caracol											
	2	2	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2
	AL-163(c)	ALF-208(a)	ALF-239A(c)	AL-210(a)	AL-59(a)	ALF-253A(a)	AL-26A(b)	ALF-264(a)	AL-03A(b)	AL-216(b)	ALF-237A(c)	AL-54A(c)
SiO ₂	64,45	64,70	67,60	68,30	68,90	69,20	70,16	70,20	70,35	70,60	71,30	71,50
TiO ₂	0,41	0,48	0,31	0,30	0,34	0,23	0,35	0,29	0,28	0,30	0,20	0,34
Al ₂ O ₃	16,54	17,40	16,80	16,80	15,00	16,40	14,86	15,70	15,11	15,80	15,00	14,90
Fe ₂ O ₃	2,84	1,60	1,38	0,99	2,11	0,76	1,66	1,31	1,34	1,02	0,18	1,62
FeO	1,64	1,89	1,55	1,80	1,43	1,29	1,38	1,34	1,36	1,42	2,14	1,42
MnO	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,02
MgO	1,44	1,00	0,73	0,90	0,78	0,54	0,94	0,65	0,86	0,54	0,42	0,67
CaO	4,28	4,50	3,20	3,70	3,90	3,30	3,41	3,60	3,10	3,00	2,70	3,40
Na ₂ O	4,80	4,30	5,40	4,70	4,30	5,10	4,72	4,40	5,04	4,70	4,40	4,40
K ₂ O	1,81	1,90	1,10	1,30	1,20	1,10	1,18	0,92	1,13	1,40	1,50	0,97
P ₂ O ₅	0,24	0,18	0,13	0,10	0,37	0,08	0,20	0,11	0,19	0,08	0,04	0,13
PF	0,85	0,90	0,71	0,52	0,37	0,45	0,43	1,58	0,46	0,56	0,67	0,51
Total	99,34	98,86	98,93	99,45	98,73	98,48	99,31	100,13	99,27	99,44	98,55	99,86
Ba	448	566	198	272	1199	749	744	435	236	800	481	387
Sr	366	383	594	426	548	526	559	306	345	658	338	358
Rb	106	69	82	34	46	31	72	15	141	42	41	90
Zr	156	149	169	150	240	177	113	141	142	172	138	182
Y	21	20	17	13	9	11	<1	14	12	6	11	10
Nb	10	8	9	<5	<5	<5	<4	5	13	<5	<5	<5
Ga	14	30	30	25	38	26	<10	28	16	28	29	25
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	-	57	35	40	53	15	-	28	-	25	21	25
La	12,560	-	-	9,96	70,50	6,91	-	-	18,77	16,61	14,96	18,46
Ce	30,430	-	-	17,31	106,70	13,80	-	-	34,04	31,81	30,51	38,95
Nd	16,120	-	-	5,40	36,01	5,12	-	-	10,97	9,03	11,38	12,11
Sm	4,070	-	-	1,21	6,61	1,20	-	-	2,03	1,33	2,50	2,16
Eu	0,768	-	-	0,34	1,31	0,39	-	-	0,32	0,41	0,65	0,61
Gd	3,481	-	-	0,89	3,32	1,08	-	-	1,39	0,97	1,89	1,60
Dy	3,346	-	-	0,46	1,15	0,67	-	-	0,92	0,41	1,53	0,92
Ho	0,656	-	-	0,08	0,18	0,10	-	-	0,18	0,06	0,23	0,15
Er	1,699	-	-	0,17	0,39	0,21	-	-	0,49	0,12	0,62	0,29
Yb	1,079	-	-	0,15	0,23	0,21	-	-	0,38	0,12	0,40	0,27
Lu	0,140	-	-	0,05	0,04	0,07	-	-	0,07	0,03	0,08	0,07
(La/Yb) _n	7,8575	-	-	43,90	209,02	22,43	-	-	32,99	97,42	25,13	45,46
(La/Sm) _n	1,943	-	-	5,17	6,71	3,63	-	-	5,821	7,88	3,77	5,38
(Dy/Yb) _n	2,014	-	-	1,94	3,23	2,10	-	-	1,54	2,30	2,47	2,18
Eu/Eu ⁺	0,609	-	-	0,95	0,76	1,04	-	-	0,557	1,07	0,88	0,96
Rb/Sr	0,29	0,18	0,14	0,08	0,08	0,06	0,13	0,05	0,41	0,06	0,12	0,25
Sr/Ba	0,82	0,68	3,00	1,57	0,46	0,70	0,75	0,70	1,46	0,82	0,70	0,93
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,73	0,85	0,89	0,55	1,48	0,59	1,20	0,98	0,99	0,72	0,08	1,14
K ₂ O/Na ₂ O	0,38	0,44	0,20	0,28	0,28	0,22	0,25	0,21	0,22	0,30	0,34	0,22
Mg#	0,38	0,35	0,32	0,39	0,29	0,33	0,37	0,31	0,37	0,29	0,27	0,29

Grupos de amostras 1 e 2;

Domínios: a - noroeste; b - sul; c - sudoeste;

Mg# = Mg/(Mg+Fet)

Tab. An. 8.2 - Análises químicas dos enclaves inclusos no Trondhjemito Água Fria e no Granito Xinguara.

	Enclaves							
	1	1	2	1	1	1	1	1
	AL-65B	AL-60B	AL-13A	AL-77	AL-104A	AL-104B	AL-2A	AL-186A
SiO ₂	64,28	68,80	68,90	68,60	71,80	72,50	60,19	58,01
TiO ₂	0,55	0,39	0,35	0,33	0,21	0,20	0,49	0,66
Al ₂ O ₃	14,62	15,50	16,50	16,00	14,70	15,70	19,51	18,67
Fe ₂ O ₃	3,40	1,20	0,90	1,18	1,55	1,11	1,77	2,61
FeO	3,07	1,89	1,71	1,55	0,31	0,62	1,93	2,33
MnO	0,10	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,06
MgO	2,55	1,20	0,92	0,72	0,45	0,39	1,23	1,8
CaO	5,07	3,10	3,40	3,10	2,30	2,30	3,24	3,06
Na ₂ O	3,02	4,10	5,20	5,10	4,80	5,20	6,38	5,86
K ₂ O	2,43	3,00	1,30	1,20	1,80	1,50	2,46	2,81
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,14	0,13	0,04	0,06	0,30	0,3
PF	0,86	0,69	0,31	0,55	0,42	0,66	0,78	0,56
Total	100,17	100,08	99,66	98,49	98,40	100,25	98,32	96,73
Ba	381	1299	640	203	760	594	276	504
Sr	308	717	619	592	512	421	300	418
Rb	168	156	43	110	71	59	198	231
Zr	137	174	187	261	141	137	256	259
Y	19	17	7	17	7	13	11	17
Nb	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	22
Ga	<10	24	27	28	26	27	24	28
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6	16
V	-	42	29	23	17	19	-	-
La	16,20	29,55	12,77	-	13,29	-	-	-
Ce	32,77	62,33	27,08	-	26,41	-	-	-
Nd	21,66	20,43	8,05	-	7,69	-	-	-
Sm	4,57	5,54	1,33	-	1,48	-	-	-
Eu	0,81	1,09	0,41	-	0,42	-	-	-
Gd	3,62	2,64	0,94	-	1,16	-	-	-
Dy	2,94	1,24	0,45	-	0,62	-	-	-
Ho	0,55	0,24	0,08	-	0,11	-	-	-
Er	1,30	0,49	0,21	-	0,21	-	-	-
Yb	0,68	0,36	0,22	-	0,17	-	-	-
Lu	0,10	0,07	0,03	-	0,05	-	-	-
(La/Yb)n	16,98	55,87	40,09	-	52,75	-	-	-
(La/Sm)n	2,30	4,10	6,06	-	5,65	-	-	-
(Dy/Yb)n	2,79	2,24	1,36	-	2,37	-	-	-
Eu/Eu*	0,59	0,89	1,06	-	0,94	-	-	-
Rb/Sr	0,55	0,22	0,07	0,19	0,14	0,14	0,66	0,55
Sr/Ba	0,81	0,55	0,97	2,92	0,67	0,71	1,09	0,83
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,11	0,63	0,53	0,76	5,00	1,79	0,92	1,12
K ₂ O/Na ₂ O	0,80	0,73	0,25	0,24	0,38	0,29	0,39	0,48
Mg#	0,43	0,42	0,39	0,33	0,32	0,30	0,47	0,48

Enclaves inclusos: (1) no Trondhjemito Água Fria; (2) Granito Xinguara;
Mg# = Mg/(Mg+Fet).

Tab. An. 8.3 - Análises químicas do Granodiorito Rio Maria e de enclaves inclusos no Granito Xinguará.

	Granodiorito Rio Maria					Enclaves		
	Z-509B	AL-141	AL-166A	ALF-243C	ALF-233A	AL-2F	AL-09B	AL-138D
SiO ₂	55,17	63,29	64,32	65,10	68,40	56,70	57,48	65,99
TiO ₂	0,78	0,51	0,40	0,45	0,41	0,73	0,67	0,47
Al ₂ O ₃	14,13	14,61	14,22	14,70	15,20	16,70	15,47	14,29
Fe ₂ O ₃	9,05	2,57	1,98	2,04	1,67	2,45	3,16	2,79
FeO	-	2,36	2,65	2,30	1,56	4,36	4,36	1,99
MnO	0,12	0,07	0,06	0,06	0,04	0,09	0,10	0,04
MgO	5,77	3,01	4,12	2,10	1,50	3,80	4,23	2,74
CaO	7,66	4,57	4,23	3,90	3,10	6,50	6,63	3,60
Na ₂ O	3,42	3,76	3,55	3,90	3,30	4,00	3,79	3,69
K ₂ O	1,79	3,31	3,70	3,60	3,30	1,80	1,83	2,68
P ₂ O ₅	0,38	0,34	0,27	0,13	0,10	0,32	0,33	0,31
PF	1,16	1,12	0,43	0,77	0,76	0,96	0,79	0,92
Total	99,43	99,52	99,93	99,05	99,34	98,41	98,84	99,51
Ba	739	1586	928	938	989	653	618	781
Sr	477	785	463	405	434	790	547	425
Rb	67	110	131	119	146	86	100	176
Zr	-	129	152	141	121	135	75	141
Y	17	13	12	14	14	18	18	16
Nb	6	4	5	6	5	<5	<5	<5
Ga	24	11	<10	21	27	27	11	13
Th	-	7	8	<5	<5	<5	<5	9
V	-	-	-	88	65	131	-	-
La	24,30	57,69	27,71	13,96	-	-	31,80	-
Ce	54,50	123,00	49,22	26,14	-	-	46,56	-
Nd	26,60	54,20	18,48	7,95	-	-	20,79	-
Sm	5,90	8,60	4,21	1,83	-	-	4,97	-
Eu	1,60	1,55	0,82	0,45	-	-	1,21	-
Gd	5,00	4,48	2,59	1,34	-	-	3,24	-
Dy	3,30	2,40	1,42	0,60	-	-	2,27	-
Ho	-	0,41	0,26	0,11	-	-	0,37	-
Er	1,80	0,84	0,72	0,23	-	-	1,08	-
Yb	1,40	0,53	0,45	0,19	-	-	0,67	-
Lu	0,30	0,09	0,08	0,03	-	-	0,11	-
(La/Yb) _n	11,71	73,47	41,64	47,97	-	-	31,94	-
(La/Sm) _n	2,59	4,22	4,15	4,80	-	-	4,03	-
(Dy/Yb) _n	1,53	2,94	2,06	2,09	-	-	2,19	-
Eu/Eu*	0,88	0,69	0,71	0,83	0,34	0,11	0,87	0,41
Rb/Sr	0,14	0,14	0,28	0,29	0,34	0,11	0,18	0,41
Sr/Ba	0,65	0,49	0,50	0,43	0,44	1,21	0,89	0,54
Fe ₂ O ₃ /FeO	-	1,09	0,75	0,89	1,07	0,56	0,72	1,40
K ₂ O/Na ₂ O	0,52	0,88	1,04	0,92	1,00	0,45	0,48	0,73
Mg#	0,53	0,51	0,60	0,45	0,44	0,48	0,48	0,49

Mg# = Mg/(Mg+Fet).

Tab. An. 8.4 - Análises químicas do Trondhjemito Água Fria..

Trondhjemito Água Fria								
	AL-137	AL-16A	AL-122	ALF-248A	AL-69A	AL-71	AL-80	AL-13C
SiO ₂	66,40	69,46	69,60	71,30	72,75	72,68	73,26	75,20
TiO ₂	0,45	0,28	0,27	0,21	0,25	0,18	0,19	0,17
Al ₂ O ₃	16,40	15,42	16,80	15,30	14,31	14,44	13,90	12,79
Fe ₂ O ₃	3,28	1,59	1,00	0,74	1,30	1,18	1,28	1,22
FeO	0,92	0,99	1,71	0,86	1,06	0,77	0,85	0,49
MnO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02
MgO	1,20	0,83	0,60	0,44	0,66	0,54	0,50	0,41
CaO	3,50	3,12	3,50	2,30	2,49	2,39	2,37	1,82
Na ₂ O	4,70	5,17	4,90	4,70	4,60	4,40	4,53	4,02
K ₂ O	1,50	1,35	1,10	2,10	1,99	2,66	2,33	3,07
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,09	0,06	0,17	0,16	0,17	0,16
PF	0,69	0,57	0,63	0,35	0,39	0,27	0,51	0,41
Total	99,17	98,98	100,23	98,36	100,00	99,68	99,91	99,78
Ba	471	193	230	563	609	547	389	781
Sr	462	342	464	398	385	345	318	291
Rb	133	72	40	52	52	81	93	76
Zr	156	108	194	124	125	97	110	82
Y	10	5	12	3	5	4	13	6
Nb	7	10	5	6	8	<4	<4	<4
Ga	29	21	31	30	15	13	11	16
Th	<5	11	<5	<5	<5	<5	9	<5
V	65	-	24	23	-	-	-	-
La	-	19,37	14,01	7,93	-	-	-	10,64
Ce	-	34,43	22,15	14,80	-	-	-	24,94
Nd	-	14,59	7,51	5,04	-	-	-	10,55
Sm	-	2,31	1,43	1,13	-	-	-	1,84
Eu	-	0,47	0,48	0,32	-	-	-	0,44
Gd	-	1,49	0,95	0,83	-	-	-	1,33
Dy	-	0,74	0,54	0,38	-	-	-	1,08
Ho	-	0,12	0,09	0,07	-	-	-	0,21
Er	-	0,22	0,20	0,17	-	-	-	0,52
Yb	-	0,15	0,18	0,22	-	-	-	0,29
Lu	-	0,03	0,05	0,04	-	-	-	0,05
(La/Yb) _n	-	87,11	52,54	24,57	-	-	-	25,11
(La/Sm) _n	-	5,28	6,19	4,43	-	-	-	3,63
(Dy/Yb) _n	-	3,18	1,95	1,14	-	-	-	2,46
Eu/Eu*	-	0,72	1,19	0,95	-	-	-	0,82
Rb/Sr	0,29	0,21	0,09	0,13	0,14	0,23	0,29	0,26
Sr/Ba	0,98	1,77	2,02	0,71	0,63	0,63	0,82	0,37
Fe ₂ O ₃ /FeO	3,56	1,61	0,58	0,86	1,23	1,53	1,51	2,49
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	0,26	0,22	0,45	0,43	0,60	0,51	0,76
Mg#	0,33	0,35	0,27	0,30	0,32	0,32	0,29	0,29

Mg# = Mg/(Mg+Fet).

Tab. An. 8.5 - Análises químicas do Granito Xinguara e rochas afins.

(Continua...)

Leucomonzogranitos do tipo 1 - LMG1																	
	AL-134	AL-263	AL-15	AL-148	AL-42	AI-266	AL-218A	Leucc	AL-89	AL-138A	AL-159	AL-32B	AL-97	AL-107	AL-24	AL-56B	Média
SiO ₂	71,69	71,90	72,60	72,93	72,90	72,90	73,20	73,49	73,69	74,10	74,11	74,31	74,40	74,80	74,80	75,39	73,58
TiO ₂	0,20	0,25	0,21	0,15	0,15	0,10	0,16	0,21	0,12	0,06	0,12	0,04	0,10	0,11	0,11	0,08	0,14
Al ₂ O ₃	13,89	15,40	13,34	13,90	15,10	14,50	13,90	13,69	13,50	13,89	13,30	13,64	14,20	12,70	12,79	12,87	13,79
Fe ₂ O ₃	1,46	1,01	0,08	1,46	1,24	0,81	1,11	1,31	0,92	1,24	1,35	0,97	1,03	1,19	1,19	1,16	1,10
FeO	0,71	0,53	2,45	0,56	0,23	0,53	0,57	0,86	0,43	0,07	0,28	0,21	0,15	0,21	0,21	0,14	0,51
MnO	0,02	<0,01	0,03	0,04	<0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,45	0,74	0,42	0,39	0,71	0,23	0,36	0,60	0,33	0,05	0,24	0,05	0,17	0,12	0,12	0,10	0,32
CaO	1,44	1,80	1,30	1,50	1,50	1,30	1,96	2,23	1,35	0,86	1,33	1,29	0,93	0,93	0,93	0,99	1,35
Na ₂ O	3,72	4,20	3,38	3,70	3,70	3,70	3,96	4,20	3,77	3,99	3,66	3,83	3,60	3,60	3,60	3,56	3,76
K ₂ O	5,22	3,90	5,54	4,80	4,60	4,60	4,29	3,00	4,86	5,03	4,91	5,06	5,10	5,24	5,24	5,01	4,78
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,20	0,17	0,06	0,05	0,16	0,17	0,16	0,14	0,15	0,15	0,03	0,14	0,14	0,14	0,13
PF	0,61	0,48	0,61	0,69	0,23	0,46	0,45	0,40	0,42	0,78	0,92	0,34	0,22	0,40	0,40	0,32	0,48
Total	99,59	100,29	100,16	100,29	100,42	99,21	100,14	100,18	99,57	100,22	100,38	99,90	99,93	99,45	99,54	99,77	99,94
Ba	1047	1216	1514	1170	1194	1024	1125	589	851	755	916	981	434	920	920	484	946
Sr	206	385	290	319	323	363	314	326	243	250	217	265	184	289	289	174	277
Rb	139	153	141	180	193	190	126	109	181	188	177	139	185	152	152	181	162
Zr	192	191	330	186	150	363	100	140	206	110	152	86	153	184	184	106	177
Y	8	9	34	4	9	16	4	4	3	21	5	1	13	6	6	7	9
Nb	<4	<5	12	8	<5	<5	8	8	8	<4	<4	<4	<5	8	8	<4	8
Ga	13	30	13	13	24	22	14	14	13	13	11	<10	25	<10	<10	12	16
Th	38	<5	105	59	<5	<10	<5	78	78	61	51	<5	<5	78	78	43	66
La	-	-	-	-	-	10,07	-	36,99	47,47	-	-	-	-	-	51,36	36,16	36,41
Ce	-	-	-	-	-	18,66	-	89,23	97,23	-	-	-	-	-	110,40	59,12	74,93
Nd	-	-	-	-	-	5,51	-	30,07	43,20	-	-	-	-	-	45,75	25,00	29,91
Sm	-	-	-	-	-	1,02	-	6,32	5,80	-	-	-	-	-	6,81	4,83	4,96
Eu	-	-	-	-	-	0,22	-	0,60	0,44	-	-	-	-	-	0,49	0,45	0,44
Gd	-	-	-	-	-	0,69	-	2,47	1,77	-	-	-	-	-	3,22	1,99	2,03
Dy	-	-	-	-	-	0,30	-	1,29	0,76	-	-	-	-	-	1,25	1,65	1,05
Ho	-	-	-	-	-	0,05	-	0,25	0,15	-	-	-	-	-	0,19	0,34	0,20
Er	-	-	-	-	-	0,11	-	0,64	0,45	-	-	-	-	-	0,38	1,02	0,52
Yb	-	-	-	-	-	0,11	-	0,55	0,43	-	-	-	-	-	0,24	1,09	0,48
Lu	-	-	-	-	-	0,04	-	0,11	0,08	-	-	-	-	-	0,04	0,14	0,08
(La/Yb) _n	-	-	-	-	-	64,73	-	45,06	74,53	-	-	-	-	-	144,41	16,14	68,97
(La/Sm) _n	-	-	-	-	-	6,25	-	3,68	5,15	-	-	-	-	-	4,74	3,41	4,65
Dy/Yb) _n	-	-	-	-	-	1,86	-	1,52	1,16	-	-	-	-	-	3,38	0,98	1,78
Eu/Eu*	-	-	-	-	-	0,76	-	0,39	0,33	-	-	-	-	-	0,28	0,38	0,43
Rb/Sr	0,67	0,40	0,49	0,56	0,60	0,52	0,40	0,33	0,74	0,75	0,82	0,52	1,01	0,53	0,53	1,04	0,58
Sr/Ba	0,20	0,32	0,19	0,27	0,27	0,35	0,28	0,55	0,29	0,33	0,24	0,27	0,42	0,31	0,31	0,36	0,29
Fe ₂ O ₃ /FeO	2,06	1,91	0,03	2,61	5,39	1,53	1,95	1,52	2,14	17,71	4,82	4,62	6,87	5,67	5,67	8,29	2,15
K ₂ O/Na ₂ O	1,40	0,93	1,64	1,30	1,24	1,24	1,08	0,71	1,29	1,26	1,34	1,32	1,42	1,46	1,46	1,41	1,27
Mg#	0,28	0,48	0,24	0,27	0,48	0,25	0,29	0,34	0,28	0,07	0,22	0,08	0,22	0,20	0,14	0,13	0,24

Tab. An. 8.5, Conclusão)

	Leucomonzogranitos do tipo 2 - LMG2						Leucosienogranitos			Granitos Pegmatóides				Corpos Leucogranitos					
	AL-2D	AL-95	AL-09A	AL-09F	AL-65A	Média	AL-13B	AL-58D	Média	AL-50	AL-58C	AL-181	Média	AL-86	AL-75	ALF-258	AL-87	AL-205	AL-202
SiO ₂	72,53	72,54	72,90	73,10	73,99	73,01	74,70	74,88	74,79	75,80	75,21	75,82	75,61	69,44	71,80	72,90	73,91	70,40	71,60
TiO ₂	0,14	0,12	0,11	0,11	0,15	0,13	0,01	0,09	0,05	0,06	0,04	0,09	0,06	0,21	0,10	0,16	0,14	0,21	0,19
Al ₂ O ₃	13,68	13,87	13,36	13,59	12,84	13,47	12,63	13,36	13,00	12,93	12,91	12,52	12,79	15,42	14,80	14,80	13,90	15,60	15,00
Fe ₂ O ₃	1,50	1,41	1,57	1,28	1,45	1,44	0,79	1,19	0,99	0,81	0,94	1,22	0,99	1,54	1,34	0,82	0,62	1,02	1,34
FeO	0,34	0,42	0,36	0,56	0,35	0,41	0,07	0,21	0,14	0,07	0,14	0,21	0,14	0,64	0,23	0,70	0,85	0,70	0,23
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	<0,01	<0,10	0,01	0,01	0,01
MgO	0,25	0,25	0,28	0,26	0,22	0,25	0,01	0,17	0,17	0,11	0,04	0,12	0,09	0,70	0,24	0,55	0,42	0,51	0,40
CaO	1,15	1,23	1,00	0,68	0,93	1,00	0,14	1,40	0,77	0,98	0,66	0,89	0,84	1,80	1,20	1,50	1,45	2,20	1,80
Na ₂ O	3,29	3,17	3,06	3,06	2,93	3,10	1,90	3,38	2,64	4,12	3,22	3,74	3,69	4,97	3,30	3,40	4,23	4,40	4,30
K ₂ O	6,29	6,57	6,54	6,69	6,41	6,50	9,23	4,64	6,94	4,42	6,25	4,70	5,12	3,74	5,30	5,00	4,04	3,10	3,30
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,12	0,13	0,14	0,13	0,19	0,04	0,08	0,18	0,07	0,07
PF	0,51	0,60	0,62	0,64	0,31	0,54	0,30	0,50	0,40	0,39	0,40	0,37	0,39	0,83	0,46	0,48	0,39	0,48	0,44
Total	99,85	100,35	99,97	100,15	99,76	100,02	99,91	99,97	100,03	99,81	99,95	99,84	99,87	99,50	98,81	100,39	100,14	98,70	98,69
Ba	871	950	1330	1007	806	993	2367	2744	2556	519	1010	569	765	1211	1081	1684	1360	1659	834
Sr	300	231	281	216	192	244	323	403	363	150	222	107	186	861	310	525	798	564	424
Rb	198	175	185	197	211	193	202	115	159	89	183	161	136	126	193	121	120	140	142
Zr	256	198	200	244	216	223	49	55	52	71	73	156	72	168	133	220	118	185	134
Y	11	4	15	6	11	9	<1	<1	<1	5	20	8	13	9	13	7	4	5	10
Nb	5	<4	<4	<4	9	7	<1	<1	<1	8	<4	9	8	11	<5	<5		<5	<5
Ga	11	<10	<10	<10	<10	11	<1	<1	<1	13	<10		13	17	28	24	14	25	29
Th	94	90	90	57	77	82	9	<5	9	21	<5	57	21	-	<5	<5		<5	<5
La	68,42	19,98	-	-	66,00	51,47	-	-	-	-	-	-	-	49,58	26,97	-	35,22	20,12	-
Ce	106,90	39,45	-	-	125,10	90,48	-	-	-	-	-	-	-	106,90	57,68	-	68,84	32,16	-
Nd	41,14	11,88	-	-	39,05	30,69	-	-	-	-	-	-	-	36,58	16,42	-	19,55	9,07	-
Sm	6,64	1,88	-	-	6,56	5,03	-	-	-	-	-	-	-	5,04	2,68	-	2,60	1,45	-
Eu	0,59	0,25	-	-	0,62	0,49	-	-	-	-	-	-	-	0,72	0,38	-	0,65	0,35	-
Gd	3,23	0,97	-	-	3,94	2,71	-	-	-	-	-	-	-	2,63	1,71	-	1,47	0,92	-
Dy	1,43	0,39	-	-	1,68	1,17	-	-	-	-	-	-	-	1,24	0,77	-	0,59	0,48	-
Ho	0,24	0,05	-	-	0,25	0,18	-	-	-	-	-	-	-	0,22	0,14	-	0,10	0,07	-
Er	0,57	0,14	-	-	0,65	0,45	-	-	-	-	-	-	-	0,40	0,30	-	0,23	0,14	-
Yb	0,42	0,15	-	-	0,39	0,32	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,27	-	0,23	0,15	-
Lu	0,10	0,05	-	-	0,08	0,08	-	-	-	-	-	-	-	0,04	0,07	-	0,06	0,04	-
(La/Yb) _n	110,47	93,03	-	-	113,09	105,53	-	-	-	-	-	-	-	133,88	67,44	-	105,64	49,73	-
(La/Sm) _n	6,48	6,70	-	-	6,33	6,50	-	-	-	-	-	-	-	6,20	6,35	-	8,54	8,74	-
Dy/Yb) _n	2,61	1,75	-	-	2,77	2,38	-	-	-	-	-	-	-	3,23	1,85	-	1,70	2,14	-
Eu/Eu*	0,35	0,51	-	-	0,34	0,40	-	-	-	-	-	-	-	0,54	0,51	-	0,93	0,87	-
Rb/Sr	0,66	0,76	0,66	0,91	1,10	0,79	0,63	0,29	0,44	0,59	0,82	1,50	0,73	0,15	0,62	0,23	0,15	0,25	0,33
Sr/Ba	0,34	0,24	0,21	0,21	0,24	0,25	0,14	0,15	0,14	0,29	0,22	0,19	0,24	0,71	0,29	0,31	0,59	0,34	0,51
Fe ₂ O ₃ /FeO	4,41	3,36	4,36	2,29	4,14	3,55	11,29	5,67	7,07	11,57	6,71	5,81	7,07	2,41	5,83	1,17	0,73	1,46	5,84
K ₂ O/Na ₂ O	1,91	2,07	2,14	2,19	2,19	2,10	4,86	1,37	2,63	1,07	1,94	1,26	1,39	0,75	1,61	1,47	0,96	0,70	0,77
Mg#	0,21	0,21	0,22	0,21	0,19	0,20	0,02	0,19	0,10	0,20	0,07	0,14	0,14	0,38	0,23	0,40	0,35	0,36	0,33

Anexo 9 - Coeficientes de partição dos elementos terras raras e composição química dos minerais utilizados no modelamento geoquímico.

Tab. An. 9.1 - Composição de elementos maiores dos minerais utilizados no modelamento de fontes dos granitóides arqueanos de Xinguara.

Composição dos minerais utilizados na fusão parcial de toleitos arqueanos									
	Hornblenda (1)	Plagioclásio An ₃₀ (1)	Plagioclásio An ₅₀ (1)	Plagioclásio An ₆₀ (1)	Granada (1)	Clinopiroxênio (1)	Ortopiroxênio (1)	Ilmenita (1)	Magnetita (1)
SiO ₂	45,08	60,43	56,15	53,08	39,35	50,92	55,06	0,51	0,26
Al ₂ O ₃	8,83	24,90	27,68	29,71	21,41	2,02	4,17	0,0	0,20
Fe ₂ O ₃ *	17,85	0,07	0,25	0,23	22,99	12,62	6,16	47,87	99,54
MgO	13,71	0,03	0,06	0,20	7,56	10,02	33,65	0,46	0,0
CaO	10,12	6,32	9,71	12,30	8,37	23,80	0,79	0,72	0,0
Na ₂ O	2,02	8,13	5,48	4,38	0,0	0,12	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,63	0,12	0,62	0,1	0,0	0,08	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	1,56	0,01	0,04	0,0	0,32	0,42	0,17	50,44	0,0

Composição dos minerais utilizados na fusão parcial de granitóides arqueanos										
	Hornblenda Tav (2)	Plagioclásio AL-210 (3)	Plagioclásio AL-163 (3)	Plagioclásio Tav (3)	Biotita AL-210 (3)	Biotita AL-163 (3)	Granada (1)	Ilmenita (4)	Magnetita (4)	Quartzo
SiO ₂	41,83	63,44	64,06	60,13	36,80	37,20	39,35	0,02	0,10	100,00
Al ₂ O ₃	11,50	24,43	24,15	24,53	16,60	15,95	21,41	0,07	0,11	0,0
Fe ₂ O ₃ *	21,07	0,04	0,04	0,15	19,87	19,21	22,99	42,87	84,40	0,0
MgO	7,75	0,0	0,0	0,03	9,87	10,39	7,56	0,09	0,0	0,0
CaO	11,78	5,74	5,23	6,81	0,04	0,01	8,37	0,0	0,01	0,0
Na ₂ O	1,42	7,28	7,20	7,43	0,02	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	1,22	0,11	0,14	0,16	9,79	10,15	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,58	0,0	0,0	0,00	2,17	2,44	0,32	49,83	0,0	0,0

Fontes das composições dos minerais: 1 – Martin (1987); (2) Althoff (1996); (3) Este trabalho; (4) Dall'Agnol et al. (1999).

Tab. An. 9.2 - Coeficientes de partição entre mineral e o líquido dos elementos terras raras utilizados para o cálculo de fusão parcial.

Fusão parcial de toleitos arqueanos										
K_D	Hornblenda	Plagioclásio	Granada	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Ilmenita	Magnetita	Zircão	Titanita	Alanita
La	0,2	0,13	0,04	0,1	0,002	0,005	0,22	2	36	960
Ce	0,3	0,11	0,08	0,2	0,003	0,006	0,26	2,64	53	940
Nd	0,8	0,07	0,20	0,4	0,0068	0,008	0,30	2,2	88	750
Sm	1,1	0,05	1,00	0,6	0,1	0,01	0,35	3,14	102	620
Eu	1,3	1,3	0,98	0,6	0,013	0,007	0,26	3,14	101	56
Gd	1,8	0,04	3,80	0,7	0,016	0,017	0,32	12	102	440
Tb	2,0	0,037	7,50	0,7	0,019	0,022	0,28	29	90	270
Dy	2,0	0,031	11	0,7	0,022	0,028	0,28	55	80	200
Er	1,9	0,026	16	0,6	0,03	0,046	0,22	140	59	100
Yb	1,7	0,024	21	0,6	0,049	0,077	0,18	280	37	54
Lu	1,5	0,023	21	0,6	0,058	0,10	0,18	345	27	41

Fusão parcial de granitóides arqueanos									
K_D	Hornblenda	Plagioclásio	Granada	Biotita	Ilmenita	Magnetita	Zircão	Titanita	Alanita
La	0,74	0,4	0,3	0,034	0,005	0,12	2	36	960
Ce	1,52	0,27	0,35	0,037	0,006	0,15	2,64	53	940
Nd	4,26	0,21	0,53	0,045	0,008	0,22	2,2	88	750
Sm	7,77	0,13	2,66	0,058	0,01	0,27	3,14	102	620
Eu	5,14	2,15	1,5	0,14	0,007	0,17	3,14	101	56
Gd	10	0,097	10,5	0,09	0,017	0,34	12	102	440
Tb	11	0,09	20	0,085	0,022	0,39	29	90	270
Dy	13	0,064	28,6	0,08	0,028	0,46	55	80	200
Er	12	0,055	42,8	0,074	0,046	0,65	140	59	100
Yb	8,4	0,049	39,9	0,065	0,077	0,86	280	37	54
Lu	6	0,049	30	0,062	0,10	0,95	345	27	41

Fonte: Martin (1987)