UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE CRIXÁS-GOIÁS, PORÇÃO CENTRO-OESTE DO ESTADO DE GOIÁS

Paulo César Corrêa da Costa

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antônio Vitório Girardi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO 2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE CRIXÁS-GOIÁS, PORÇÃO CENTRO-OESTE DO ESTADO DE GOIÁS

PAULO CÉSAR CORRÊA DA COSTA

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitório Girardi

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Presidente: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitório Girardi

Examinadores: Prof^a. Dr^a. Angela Beatriz de Menezes Leal

Prof. Dr. Ciro Teixeira Correia

Prof. Dr. Hardy Jost

Prof. Dr. Wilson Teixeira

Assinatura

BIBLIC

SÃO PAULO 2003 UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE CRIXÁS-GOIÁS, PORÇÃO CENTRO-OESTE DO ESTADO DE GOIÁS



Paulo César Corrêa da Costa

Orientador: Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi



30900014007

Tese de Doutoramento

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo 2003

ÍNDICE GERAL

i

ÍNDICE DOS TEMAS	. i
ÍNDICE DAS FIGURAS	. iii
ÍNDICE DAS FOTOS	. vi
ÍNDICE DAS TABELAS	. vii
AGRADECIMENTOS	.ix
RESUMO	. xi
ABSTRACT	. xiii

ÍNDICE DOS TEMAS

1 INTRODUÇÃO	
1.1 APRESENTAÇÃO	
1.2 OBJETIVOS	1
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	
1.4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS DIQUES MÁFICOS.	2
1.5 MÉTODOS DE TRABALHO	7
1.5.1 Levantamento de dados bibliográficos	7
1.5.2 Fotointerpretação	7
1.5.3 Trabalhos de campo	7
1.5.4 Métodos Petrográficos	
1.5.5 Métodos Químicos	
1.5.6 Métodos Radiométricos	
1.5.6.1 Método Rb-Sr	
1.5.6.2 Método Sm-Nd	
1.5.6.3 Método Ar- Ar	
1.5.7 Tratamento e análise integrada dos dados obtidos	
2 GEOLOGIA REGIONAL	14
2.1 POSICIONAMENTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA ESTU	DADA 14
2.2 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO	
2.2.1 Trabalhos Regionais	
2.2.2 Trabalhos acerca dos Diques Máficos de Goiás	
3 GEOLOGIA LOCAL	
3.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES	

3.2 O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DO MACIÇO DE GOIÁS	
3.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	26
3.3.1 Diabásios	27
3.3.1.1 Textura	27
3.3.1.2 Mineralogia	
3.3.2 Metabasitos	
3.3.2.1 Textura	
3.3.2.2 Mineralogia	
3.3.3 Anfibolitos	
3.3.3.1 Textura	
3.3.3.2 Mineralogia	
4 QUÍMICA MINERAL	
4.1 INTRODUÇÃO	
4.2 PIROXÊNIOS	
4.3 PLAGIOCLÁSIOS	
4.4 ANFIBÓLIOS	
4.5 MINERAIS OPACOS	
5 GEOQUÍMICA	
5.1 INTRODUÇÃO	
5.2 MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS	
5.3 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA	
5.4 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	63
5.5 PADRÃO GEOQUÍMICO	71
5.6 RAZÃO ENTRE ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS	75
6 GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	
6.1 GEOCRONOLOGIA	
6.1.1 Análises Rb-Sr	
6.1.1.1 Diabásios	
6.1.1.2 Metabasitos e Anfibolitos	
6.1.2 Análises Ar-Ar	
6.1.2.1 Diabásios	
6.1.2.2 Metabasitos	95
6.1.2.3 Anfibolitos	
6.1.3 Análises Sm-Nd	

	6.1.4 Comentários dos dados Geocronológicos	105
6	3.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	
7	ASPECTOS PETROGENÉTICOS	
7	7.1 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA	111
7	2.2 ASSIMILAÇÃO CRUSTAL	117
7	7.3 DIFERENTES GRAUS DE FUSÃO A PARTIR DA MESMA FONTE	119
7	.4 HETEROGENEIDADE MANTÉLICA	123
8	CONSIDERAÇÕES SOBRE O AMBIENTE GEOTECTÔNICO	128
9	CONCLUSÕES	133
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 2.1: Esboço geológico da Província Tocantins, mostrando a localização da área estudada, o Maciço de Goiás e as Faixas de Dobramentos Brasília e Paraguai-Araguaia (Compilado de Pimentel <i>et al.</i> 1997)	Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da região de Crixás e Goiás	3
Figura 3.1: Mapa de Localização de Afloramentos 23 Figura 3.2: Mapa Geológico da área estudada (modificado de Lacerda 24 Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe ²) versus J (2Na) para classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988) para os diques máficos de Goiás 41 Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe ²) versus J (2Na) para classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988) para os diques máficos de Goiás 41 Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) 41 Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para o núcleo (diagrama A) e borda (diagrama B) dos piroxênios 43 Figura 4.4: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás 46 Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás 46 Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake <i>et al.</i> , 1997) 48	Figura 2.1: Esboço geológico da Província Tocantins, mostrando a localização da área estudada, o Maciço de Goiás e as Faixas de Dobramentos Brasília e Paraguai-Araguaia (Compilado de Pimentel <i>et al.</i> 1997)	14
Figura 3.2: Mapa Geológico da área estudada (modificado de Lacerda 24 Filho et al., 2000) 24 Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe ²) versus J (2Na) para classificação de 24 Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe ²) versus J (2Na) para classificação de 24 Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos 41 Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos 26 componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) 41 Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes 41 moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) dos piroxênios 41 Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes 43 dos piroxênios 43 Figura 4.4: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio 46 Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás 46 Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake et al., 1997) 48	Figura 3.1: Mapa de Localização de Afloramentos	23
Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe²) versus J (2Na) para classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988) para os diques máficos de Goiás	Figura 3.2: Mapa Geológico da área estudada (modificado de Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2000)	24
Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆)41 Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para o núcleo (diagrama A) e borda (diagrama B) dos piroxênios	Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe ²) versus J (2Na) para classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988) para os diques máficos de Goiás	41
Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para o núcleo (diagrama A) e borda (diagrama B) dos piroxênios	Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆)	41
Figura 4.4: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio 40 (Or) dos diques máficos de Goiás 46 Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos 46 Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake <i>et al.</i> , 1997) 48	Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca ₂ Si ₂ O ₆), En (Mg ₂ Si ₂ O ₆) e Fs (Fe ² ₂ Si ₂ O ₆) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para o núcleo (diagrama A) e borda (diagrama B) dos piroxênios	43
Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás	Figura 4.4: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás	
Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake <i>et al.,</i> 1997)48	Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás	
	Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake <i>et al.</i> , 1997)	48

Figura 4.7: Diagramas classificatórios segundo Leake <i>et al.</i> (1997) para os anfibólios cálcicos: (A) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A < 0,5 e Ti < 0,5); (B) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ti < 0,5); (B) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ti < 0,5 e Ala \geq 5 e ³⁺); (C) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ala \geq 5 e ³⁺); (C) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ala \geq 5 e ³⁺); (C) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ala \geq 5 e ³⁺); (C) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ala \geq 5 e ³⁺); (C) – (Ca _B \geq 1,5; (Na + K) _A \geq 0,5 e Ala \geq 5 e Ala \geq	
\geq 1,5, (Na + K) _A \geq 0,5, 11 < 0,5 e Ai _C \geq Fe), (C) = (Ca _B \geq 1,5, (Na + K) _A \geq 0,5; Ti < 0,5 e Al _C < Fe ³⁺)	48
Figura 5.1: Diagramas das razões de proporções moleculares das rochas máficas. FM é a soma das proporções moleculares	61
Figura 5.2: Diagrama AFM (Na ₂ O+K ₂ O)-FeOt-MgO para classificação geral dos litotipos máficos, segundo a proposta de Irvine & Baragar (1971)	64
Figura 5.3: Diagrama de classificação geral dos litotipos máficos, de acordo com a proposta de Le Bas <i>et al.</i> (1986)	64
Figura 5.4: Diagramas de variação (mg# versus óxidos) dos litotipos máficos	66
Figura 5.5: Diagramas de variação (mg# versus elementos traços) dos litotipos máficos	69
Figura 5.6: Diagramas de multi-elementos dos diabásios, metabasitos e anfibolitos normalizados para o manto primordial segundo McDonough & Sun (1995)	73
Figura 5.7: Diagramas de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios, metabasitos e anfibolitos normalizados para o condrito segundo Boynton (1984)	74
Figura 5.8: Diagramas de correlação entre Zr versus elementos traços dos diabásios, metabasitos e anfibolitos	76
Figura 6.1: Mapa Geológico simplificado, mostrando a localização das amostras datadas	83
Figura 6.2: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques de diabásios	86
Figura 6.3: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques de diabásios	87
Figura 6.4: Diagrama isocrônico Rb-Sr de todas as amostras dos diques de diabásios	88
Figura 6.5: Diagrama de correlação Rb-Sr dos diques de metabasitos e anfibolitos	89
Figura 6.6: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 1)	91
Figura 6.7: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 2)	91
Figura 6.8: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 3)	. 92
Figura 6.9: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO104 (grão 1)	93

•

Figura 6.10: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO104 (grão 2)	
Figura 6.11: Espectro de extração de argônio em plagioclásio, amostra GO101 (grão 1)	
Figura 6.12: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR108 (grão 1)	
Figura 6.13: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR108 (grão 2)	
Figura 6.14: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 1)	
Figura 6.15: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 2)	
Figura 6.16: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 3)	
Figura 6.17: Espectro de extração de argônio em rocha total, amostra GO101 (grão 1)	
Figura 6.18: Espectro de extração de argônio em rocha total, amostra GO101 (grão 2)	
Figura 6.19: Espectro de extração de argônio em rocha total, amostra GO101 (grão 3)	
Figura 6.20: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 1)	101
Figura 6.21: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 2)	
Figura 6.22: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 3)	
Figura 6.23: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 1)	
Figura 6.24: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 2)	
Figura 6.25: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 3)	104
Figura 6.26: Diagrama de evolução isotópica do ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial no tempo geológico para os digues da região de Goiás	
Figura 6.27: Diagrama de evolução isotópica do ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd inicial no tempo geológico para os diques da região de Goiás	
Figura 6.28: Diagrama ε(Sr) <i>versus</i> ε(Nd) com valores recalculados para a idade de 2,4 Ga dos diques máficos de Goiás e rochas gnáissicas	
encaixantes para comparação (2,8 Ga; Pimentel <i>et al</i> ., 1996; Pimentel <i>et al.</i> , 1996; Pimentel <i>et al.</i> , 2003)	110

Figura 7.1: Principais passagens evolutivas envolvendo a cristalização fracionada	113
Figura 7.2 : Razões iniciais ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (Sri) <i>versus</i> SiO ₂ , K ₂ O, Ba, Rb, Sr, mg#, Rb/Sr e La/Yb dos diques da região de Goiás. Valores recalculados para 2,4 Ga	118
Figura 7.3: Razões médias de elementos traços, normalizadas para a média das amostras dos diques de baixo TiO ₂	119
Figura 7.4: Razões médias de elementos traços normalizadas para o N- MORB (Sun & McDonough, 1989)	120
Figura 7.5 : Padrão de elementos traços incompatíveis, normalizadas para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) dos diques de alto TiO ₂ (ATi) e baixo TiO ₂ (BTi)	122
Figura 7.6 : Padrão de elementos traços incompatíveis, normalizadas para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) dos diques de alto TiO ₂ (ATi) e baixo TiO ₂ (BTi)	122
Figura 7.7: Modelo de manto heterogêneo segundo Helffrinch & Wood (2001)	126
Figura 8.1: Diagramas multi-elementar normalizados para o manto primitivo segundo McDonough & Sun (1995), dos diques máficos do Maciço de Goiás, Cráton Amazônico (Carajás), Cráton São Francisco (Salvador-Olivença, Uauá) e basaltos da Bacia do Paraná	131
Figura 8.2 : Diagrama ε(Sr) <i>versus</i> ε(Nd) para os diques máficos de Goiás, Cráton São Francisco e Cráton Rio de La Plata. DM, MORB, EM I e EM II extraído de Zindller e Hart (1986)1	132

ÍNDICE DAS FOTOS

Foto 3.1: Feição macroscópica das rochas máficas. Dique Metabasito. Ponto GO-111.	35
Foto 3.2: Distribuição linear de matacões de um dique de Metabasito. Direção NE-SW. Ponto GO-111	35
Foto 3.3 : Fotomicrografia mostrando a textura intergranular dos diques de diabásio. Polarizadores paralelos (objetiva 2,5×). Ponto CR-102	35
Foto 3.4 : Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior, com polarizadores cruzados (objetiva 2,5×). Ponto CR-102	36
Foto 3.5: Fotomicrografia evidenciando a estrutura vesicular dos diques de diabásio. Polarizadores cruzados (objetiva 5×). Ponto CR-109	36
Foto 3.6 : Fotomicrografia de detalhe do intercrescimento granofírico de ocorrência comum nos diabásios. Polarizadores cruzados (objetiva 20×). Ponto CR-102	36

Foto 3.7: Fotomicrografia de piroxênio com pigeonita no núcleo do cristal e augita na borda, observado nos diabásios. Polarizadores cruzados (objetiva 10×). Ponto CR-05	37
Foto 3.8 : Fotomicrografia mostrando a textura ofítica a subofítica dos metabasitos e cristais de piroxênio com bordas anfibolitizadas. Polarizador inferior (objetiva 2,5×). Ponto CR-104	37
Foto 3.9: Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior, com polarizadores cruzados (objetiva 2,5×). Ponto CR-104	
Foto 3.10: Fotomicrografia a textura porfirítica dos diques metabasíticos. Polarizadores cruzados (objetiva 2,5×). Ponto GO-100	
Foto 3.11: Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da textura dos diques anfibolíticos. Polarizador inferior (objetiva 10×). Ponto CR-105	
Foto 3.12: Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior, com polarizadores cruzados (objetiva 10×). Ponto CR-105	
Foto 3.13 : Fotomicrografia mostrando a textura do núcleo dos diques anfibolíticos, com cristais de plagioclásios preservados. Polarizadores cruzados (objetiva 10×). Ponto GO-15	
Foto 3.14: Fotomicrografia mostrando a textura da borda dos diques anfibolíticos, sem a presença de cristais ripiformes de plagioclásios. Polarizadores cruzados (objetiva 10×). Ponto GO-14	

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 4.1 : Composição química, em % de peso, dos piroxênios ricos emcálcio. Formula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio	49
Tabela 4.2: Composição química, em % de peso, dos piroxênios pobresem cálcio. Formula estrutural calculada com base em 6 átomos oxigênio	51
Tabela 4.3: Temperatura dos piroxênios e o seu valor médio para osdiques de diabásio e metabasito	52
Tabela 4.4:Composição química, em % de peso, dos plagioclásios,Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio	53
Tabela 4.5: Temperatura dos plagioclásios e o seu valor médio para os diques de diabásio e metabasito.	55
Tabela 4.6: Composição química, em % de peso, dos anfibólios. Fórmula estrutural calculada com base em 23 átomos de oxigênio.	56
Tabela 4.7 : Composição química, em % de peso, das magnetitas e ilmenitas	58

Tabela 5.1: Análises químicas em rocha total (elementos maiores, menorese traços)77	7
Tabela 6.1 : Dados analíticos Rb-Sr dos diques do Maciço de Goiás. Dados obtidos por diluição isotópica	5
Tabela 6.2 : Razões Rb/Sr e Sm/Nd, razões iniciais de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr e ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd e valores de ε(Sr) e ε(Nd) de amostras dos diques máficos (recalculados para a idade de 2.400 Ma)10	06
Tabela 7.1 : Coeficientes de partição usados para o modelo de cristalização fracionada	12
Tabela 7.2 : Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória do dique menos evoluído (GO07) para a média dos diques com mg# = 0,36 (MED-2)11	14
Tabela 7.3 : Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória da média dos diques com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1), para a média dos diques com mg# entre 0,33 e 0,34 (MED-3)11	15
Tabela 7.4 : Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória da média dos diques com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1), para a média dos diques metabasíticos com mg# de 0,36 (MED-2')	16
Tabela 7.5: Coeficientes de partição usados para o modelo de fusão	21
Tabela 8.1 : Médias e variações das razões de elementos traços ncompatíveis dos diques de alto e baixo TiO ₂ , comparados com outras ocalidades	29

٠

Gostaria de expressar meus agradecimentos as seguintes pessoas e instituições:

Agradeço ao Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi pela orientação, constantes ensinamentos, paciência, apoio prestado na elaboração deste trabalho e principalmente pela sua amizade e exemplo profissional.

Aos amigos e colegas do DMP/IGc que deram uma grande contribuição ao longo desse tempo, incentivando e ajudando no dia-a-dia, fazendo parte desta etapa da minha vida: Gaston Rojas "Edir" pelas discussões geológicas, Lucelene Martins, Lúcia "Docinho", Tathyana Benevides, Rafael Corrêa Silva "Apum", Iede Zollinger, Yuri Garin, Fernando "Evita", Gustavo "Torrinha", Artur "Metanol", Rogério "Valentino", Klaus, Margareth, Fernando "Pobrema", Fernando "99" e Andrés.

Não esquecendo também de: Francisco "Chico Bill", Carmen "Xitah", Gilson Burigos, Sibele, Alexandre "Chapa", Gustavo "Troglô", Guilherme Gualda, Peter Howard, Werner Weber, João Matos, Fernando "Ophelia", Rosana Peporine, Gelson "Sapo", Anabel Perez e Maria Aparecida.

Com a mesma gratidão, agradeço aos Professores. Drs. Wilson Teixeira, Ciro T. Correia, Giorgio Rivalenti, Silvio Vlach, Angela B. Menezes Leal, José M. Munhá e Maurizio Mazzucchelli pelas discussões e sugestões sobre os vários assuntos desta tese.

Aos Professores Drs. Colombo Tassinari, Ian McReath, Excelso Ruberti, Caetano Juliani, Valdecir Janasi, Horstpeter Ulbrich, Daniel Atencio, Cordani, Gergely Szabó e Fabio Andrade, meu muito obrigado.

Aos amigos e profissionais que vestem a camisa deste Instituto e que deram toda assistência para que este trabalho acontecesse: Marcos Mansueto, José Paulo, Sandra Andrade, Paulo Mori, Ana Paula, Magali, Ricardo Cadernete, Marinês Silva, Angélica, Tadeu e as equipes da laminação e da gráfica. Ao Prof. Dr. Maurício Carneiro pela utilização do Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG-DEGEO/EM/UFOP), na tentativa de separar zircões para datação nos diques estudados.

Aos técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Artur, Solange Souza, Vasco, Liliane Petronilho, Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Valéria, Walter e Veridiana, pelo apoio laboratorial na execução das análises isotópicas.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela infra-estrutura, suporte técnico e de pessoal necessários a realização desta pesquisa (funcionários da Graduação e Pós-Graduação do IGc/USP).

À CAPES, pela bolsa de doutorado concedida durante quatro anos e à FAPESP, pelo apoio financeiro e viabilização das várias etapas desta tese.

Agradeço aos meus avôs, pais, irmãos que deram total incentivo durante a realização deste trabalho. Um agradecimento mais do que especial à minha esposa Cidinely Cláudia e à meu filho Pedro Ivo pelo amor, dedicação e alegrias convividas neste período.

Finalmente, a todos que de uma forma ou de outra, estiveram conosco nestes anos, desejo expressar a mais sincera gratidão.

xi

Na região centro-oeste do Estado de Goiás ocorrem um dos mais expressivos enxames de diques máficos pré-cambrianos do Brasil. Estes diques afloram nos terrenos granito-gnáissicos do Maciço de Goiás em duas direções principais de intrusões (NE e NW).

Em função dos aspectos petrográficos os diques foram divididos em três grupos: diabásios, metabasitos e anfibolitos. Os diabásios exibem texturas ofíticas a subofíticas e intercrescimentos granofíricos. Os metabasitos têm texturas subofíticas a ofíticas. Os anfibolitos apresentam texturas granonematoblásticas. Em alguns diques mais espessos (~100 metros) nota-se clara variação textural, variando de ofítica a subofítica no centro a granonematoblástica nas bordas. Tal fato, aliado à semelhança geoquímica entre os diversos litotipos, levou-nos a considerá-los como de mesma idade de cristalização.

Em linhas gerais, os diques máficos possuem afinidades toleíticas e composição basáltica. Apenas os diabásios apresentam uma ligeira variação composicional para andesitos basálticos. Estes diques mostram diferenças importantes nas suas composições químicas e foram divididos com base nos seus conteúdos de TiO₂ em: 1 – diques de alto TiO₂ (para teores de TiO₂ > 1,5%) e 2 – diques de baixo TiO₂ (para teores de TiO₂ > 1,5%) e 2 – diques de baixo TiO₂ (para teores de TiO₂ > 1,5%). De modo geral, os diques de alto TiO₂ ocorrem predominantemente na porção sul da área investigada, enquanto, que os diques de baixo TiO₂ ocorrem tanto na porção norte como na porção sul.

Nos diques de baixo TiO₂ o índice de diferenciação mg# varia de 0,49 a 0,31. No grupo de alto TiO₂ esse valor varia de 0,33 a 0,18. Em ambos os casos com a diminuição de mg# ocorre um aumento de Fe₂O₃T, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Zr, Y, La, Nb, Ba, Zn e Ce, e diminuição de Al₂O₃, CaO, Cr e Ni. O Sr é praticamente constante.

Os diques de alto e baixo TiO₂ diferem no conteúdo de elementos incompatíveis principalmente dos grupos LILE (K, Rb e Ba) e elementos terras raras leves (La e Ce). Tais elementos são sempre mais abundantes no grupo de alto TiO₂.

Análises pelos métodos Rb-Sr em rocha total e Ar-Ar em anfibólios mostram que os terrenos granito-gnáissicos do Maciço de Goiás, foram seccionados por uma geração de diques máficos de aproximadamente 2.400 Ma. As razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, e valores de ε (Sr) e ε (Nd) para a época de formação destas rochas (2.400 Ma), mostraram que grande parte das amostras situam-se próximas à "Terra Global".

Para avaliar a interrelação entre os grupos de diques de alto e baixo TiO₂, foram testados quatros mecanismos teoricamente possíveis: cristalização fracionada, contaminação crustal, diferentes graus de fusão a partir de fonte homogênea e fonte heterogênea. O resultado desses estudos indicam a presença de fonte mantélica heterogênea. As semelhanças geoquímicas e isotópicas com diques das regiões de Uauá no Cráton São Francisco e Carajás no Cráton Amazônico indicam que a colocação dos diques de Goiás ocorreu num ambiente continental intracratônico.

xiii

Precambrian mafic dyke swarms occur in the center-western region of Goiás State, Brazil. These dykes intrude granite-gneiss terrains of the Goiás Massif along two main trends (NE and NW).

The dykes were subdivided in three groups based on their petrographic aspects: diabases, metabasites and amphibolites. The diabases are caracterized by ophitic to subophitic textures and granophyric intergrowths. Metabasites present subophitic to ophitic textures. Amphibolites show granonematoblastic textures. In some of the thicker dykes (~100 meters) a clear textural variation from ophitic to subophitic at the centre to granonematoblastic at the rims is observed. Such a fact, together with the similarity of geochemical characteristics between the lithotypes, lead to the conclusion that these dykes have the same crystallization age.

The mafic dykes have tholeiitic affinities and basaltic composition. Only diabases have a slight composicional variation to basaltic andesite. These dykes show important chemical differences and were divided into two rock-types by their TiO₂ contents: 1 - high TiO₂ (TiO₂ > 1,5%) and; 2 - low TiO₂ (TiO₂ < 1,5%). In general, the high TiO₂ type occurs predominantly in the southern portion of the investigated area, while the low TiO₂ type occurs in both northern and southern portions.

The low TiO₂ type has mg# values that range from 0,49 to 0,31. In the high TiO₂ type the mg# value ranges from 0,33 to 0,18. In both cases, with decreasing mg# occur increases of Fe₂O₃T, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Zr, Y, La, Nb, Ba, Zn, Ce and decrease of Al₂O₃, CaO, Cr and Ni. Sr is often constant.

The high and low TiO_2 dykes differ in the contents of incompatible elements mostly of the LILE (K, Rb and Ba) and light rare earth element (La and Ce) groups. Such elements are always more abundant in the high TiO_2 group.

Rb-Sr whole-rock and Ar-Ar (amphibole) analyses show that the granite-gneiss terrains of the Goiás Massif, are crosscut by mafic dykes of 2400 Ma. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd initial ratios, and values of ε (Sr) and ε (Nd) calculated to 2400 Ma, show that most of the samples plot near to the Bulk Earth composition.

To evaluate the relationship among high and low TiO₂ dyke groups, four theoretically possible mechanisms were tested: fractional crystallization, crustal contamination, variable degrees of melting of homogeneous source, and heterogeneous source. The result of these studies indicate the presence of an heterogeneous mantle source. The geochemical and isotopic similarities with São Francisco and Amazonia Craton dykes show that the emplacement of the Goiás dykes occurred in an intracratonic continental environment.

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente tese corresponde ao requisito parcial exigido pelo Programa de Pósgraduação do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de doutor. Este trabalho também está vinculado a um projeto de pesquisa mais amplo, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sob a coordenação do Prof. Dr. Vicente A. V. Girardi, que tem como tema o estudo dos diversos tipos de rochas máficas e ultramáficas e mineralizações associadas. Os principais aspectos geológicos abordados no contexto deste projeto são de natureza litoestratigráfica, petrológica, geoquímica, petrogenética e geocronológica.

A importância do estudo dos enxames de diques máficos, tem sido destacada por vários autores, pois tais estudos fornecem informações relevantes sobre processos mantélicos e geodinâmicos (*e.g.* Halls, 1982, 1987; Windley, 1984; Collerson & Sheraton, 1986; Condie *et al.*, 1987; Tarney & Weaver, 1987; Teixeira, 1990; Bossi *et al.*, 1993; Bellieni *et al.*, 1995; Mazzucchelli *et al.*, 1995; Corrêa Gomes *et al.*, 1996; Pinese, 1997; Rivalenti *et al.*, 1998; Mazzucchelli *et al.*, 2000; Menezes Leal *et al.*, 2000; Iacumin *et al.*, 2001).

Os enxames de diques máficos do Maciço de Goiás, na região Centro-Oeste do Brasil, já foram objeto de alguns trabalhos (*e.g.* Kuyumjian, 1991, 1998; Girardi *et al.*, 1992; Tomazzoli, 1997; Corrêa da Costa *et al.*, 2002). Contudo, ainda necessitam de estudos sistemáticos sobre os mesmos. Tal fato justificaram o interesse pelo desenvolvimento deste trabalho.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese é caracterizar geologicamente o magmatismo máfico fissural do Maciço de Goiás (Figura 1.1), de modo a contribuir com novas informações relacionadas à petrografia, geoquímica, geocronologia e petrogênese dos diques máficos na região considerada. Pretende-se com este trabalho conhecer a

natureza do material mantélico subcontinental do qual os diques originaram. Para isto, desenvolveu-se um estudo detalhado nos diques máficos dessa região.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área investigada neste trabalho localiza-se a noroeste da cidade de Goiânia, na região centro-oeste do estado de Goiás (Figura 1.1).

Esta área abrange uma extensão territorial de aproximadamente 10.000 Km² e compreende as folhas topográficas, na escala 1:100.000 (IBGE), das cidades de Goiás, Morro Agudo de Goiás, Auriverde e Itapaci. A cidade de Goiás, por sua vez, está situada na porção meridional da área, enquanto que a cidade de Crixás está situada na porção setentrional da região estudada (Figura 1.1).

A área tem fácil acesso rodoviário, a partir de Goiânia, que pode ser feito pela rodovia estadual pavimentada GO-070. A rodovia federal BR-153 também pode ser utilizada. Há no interior da área estradas secundárias não pavimentadas, mas na sua grande maioria, em boas condições de conservação e que permitem alcançar todos os afloramentos da região.

1.4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS DIQUES MÁFICOS

Enxames de diques máficos ocorrem em todos os continentes e têm sido gerados desde o arqueano (Halls, 1982; 1987), e representam quantidades expressivas de fusões máficas que atravessam a crosta terrestre marcando o início de amplos sistemas tectônicos extensionais.

Em geral, os enxames de diques máficos apresentam uma vasta distribuição geográfica e ocorrem na forma de corpos tabulares, bidimensionais, o que os tornam ideais para o modelamento geológico, geoquímico e geofísico. Por essa razão, são extremamente importantes para o entendimento da história evolutiva de blocos continentais precambrianos, no estabelecimento de relações estratigráficas, nas análises de deformação crustal e na compreensão de processos mantélicos e tectônicos.



Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da região de Crixás e Goiás.

Uma variedade de métodos geológicos tem sido aplicados no estudo de diques objetivando principalmente, sua evolução petrogenética. Enxames de diques, sobretudo os de idade precambriana, constituem uma importante ferramenta no entendimento dos processos geodinâmicos e, certamente, são sensíveis indicadores dos processos geológicos que atuaram durante a história da terra.

A ocorrência de um enxame de diques está relacionada a esforços de tração como fruto de sistemas tectônicos extensionais desenvolvidos na litosfera. A situação tectônica distensiva, propícia para a formação de enxames de diques máficos no interior dos continentes, está associada principalmente aos seguintes ambientes: *rifteamento* por soerguimento dômico ou *domal uplift* (Condie, 1997); tração linear por cisalhamento puro (Condie, 1997) e *rifteamento* transtensional por cisalhamento simples (Hasui & Mioto, 1992). Cada uma destas condições reflete uma geometria em particular que pode ou não, definir a história evolutiva da fratura que recebeu o magma, muitas vezes complexa.

De uma maneira geral, a distribuição global de diques da mesma idade é pouco conhecida. Muitas vezes, mesmo quando um enxame de diques é metodicamente estudado, pouco se sabe a respeito da ordem relativa de intrusões dos diques ou dos fatores que determinam sua espessura, espaçamento ou atitude.

Enxames de diques antigos são conhecidos por ocorrerem como remanescentes não deformados em terrenos metamórficos de idade superior a 2,6 Ga, e também por estarem muito bem preservados em certas áreas cratônicas que se estabilizaram há mais de 3,0 Ga (*e.g.* parte do Cráton da Rodésia). Segundo Windley (1984) e Halls (1987), eventos geradores de diques parecem estar concentrados em certos intervalos do tempo geológico, ou seja, os períodos de maior atividade em termos de intrusão de diques estão em torno de ~2,9 Ga; ~ 2,5 Ga; 2,2 - 1,9 Ga; 1,3 - 1,1 Ga; 0,9 - 0,6 Ga e 0,2 - 0,1 Ga.

Os enxames de diques precambrianos no interior dos continentes (em comparação com os de idade fanerozóica) sugerem uma ruptura da crosta mais intensa no Proterozóico e Arqueano própria de gradientes geotermais elevados e rápida convecção do manto, ou ainda uma litosfera mais delgada.

As dimensões de um enxame de diques fornecem indicações da enorme escala de intrusão destes durante o precambriano. Por exemplo, no Canadá enxames de diques recobrem uma área de 2,7 milhões de quilômetros quadrados (Fahrig, 1987). Na Índia, um conjunto de diques de idades precambrianas ainda incerta são encontrados em uma área de aproximadamente 100 mil quilômetros quadrados. Os diques podem atingir 700 Km de comprimento como o grande dique Abitibi (Ernst *et al.*, 1995). Na África e na Austrália ocorrem grandes diques, com aproximadamente 500 Km de extensão e vários quilômetros de largura, apresentando idade em torno de 2,5 Ga (*e.g. Great Dyke*, na África).

Vários enxames de diques máficos Paleoproterozóicos tem sido relatados em toda a Plataforma Sul Americana: no Cráton São Francisco (2,4 - 2,0 Ga; Bastos Leal *et al.*, 1994; Bellieni *et al.*, 1995; Menezes Leal *et al.*, 1995; Pinese, 1997); Maciço de Goiás (2,4 Ga; Tomazzoli, 1997; Corrêa da Costa *et al.*, 2002); Cráton Amazônico (1,8 Ga; Teixeira, 1990; Rivalenti *et al.*, 1998); Uruguai (1,9 - 1,7 Ga; Bossi *et al.*, 1993; Mazzucchelli *et al.*, 1995; Girardi *et al.*, 1996); na Argentina (2,0 - 1,6 Ga; Iacumin *et al.*, 2001). E também, em outros escudos precambrianos (*e.g.* Groelândia, Canadá/Província Superior, Finlândia, Antártica, entre outros).

Os diques máficos normalmente são constituídos por rochas toleíticas de granulação média a grossa, maciças, às vezes um pouco intemperizadas, e não apresentam muitas variações mineralógicas ou texturais. Margens de resfriamento são localmente observadas.

As principais feições petrográficas e geoquímicas de diques têm sido descritas por diversos autores (*e.g.* Tarney & Weaver, 1987; Condie *et al.*, 1987 e Tarney, 1992; entre outros). Os tipos petrográficos mais freqüentemente observados em diques são: diabásios quartzo-toleíticos, noritos, bronzita-picritos e olivina-gabros.

Os diabásios quartzo-toleíticos são os litotipos que predominam sobre os demais. São constituídos de plagioclásio, clinopiroxênio, quantidades variáveis de ortopiroxênio e hornblenda primária, biotita, titanomagnetita e quartzo.

Os noritos são constituídos de ortopiroxênio em maior quantidade que clinopiroxênio, hornblenda primária (muito subordinada ou ausente), biotita abundante, opacos e pouca olivina.

Os bronzita-picritos são ricos em olivina (20 a 40%) com ortopiroxênio predominando sobre clinopiroxênio, além de plagioclásio, flogopita e cromita.

Os olivina gabros, são constituídos de aproximadamente 15% de olivina, com clinopiroxênio predominando sobre ortopiroxênio, além de plagioclásio sódico, kaersutita, biotita e ilmenita.

Em diabásios metamorfizados, a mineralogia original é substituída por uma associação metamórfica de grau baixo ou intermediário, representada por: actinolita, hornblenda, epidoto, quartzo, plagioclásio sódico, biotita e granada.

As feições químicas podem ser bem ilustradas através de elementos traços, utilizando-se gráficos com elementos de terras raras normalizados a condritos e em diagramas tipo *spidergrams*, onde os elementos são normalizados a valores de manto primordial e arranjados em uma ordem decrescente de incompatibilidade dos mesmos em relação aos minerais essenciais do manto (Wood, 1979). Os elementos maiores como Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K também são importantes para a caracterização química destes corpos porém, a sua utilização não é adequada nos casos em que as rochas foram afetadas por metamorfismo e/ou metassomatismo.

Os padrões geoquímicos de elementos terras raras e incompatíveis mostram grandes variações entre enxames de diques diferentes, como também, entre diques de um mesmo enxame. Esses padrões podem apresentar-se enriquecido nos elementos terras raras leves (ETRL) e incompatíveis de raio iônico grande LILE (K, Rb, Ba e Th), e são característicos dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Padrões empobrecidos em ETRL e LILE são característicos de basaltos de cadeia meso-oceânica (tipo N-MORB). As comparações dos padrões geoquímicos são muito úteis, pois auxiliam na caracterização e na determinação de processos responsáveis pelas variações geoquímicas dos diques.

1.5 MÉTODOS DE TRABALHO

Os métodos de trabalho adotados nesta tese envolveram as seguintes atividades: Levantamento Bibliográfico; Fotointerpretação; Trabalhos de Campo; Trabalhos Petrográficos; Métodos Químicos e Métodos Radiométricos.

1.5.1 Levantamento de dados bibliográficos

Nesta etapa da pesquisa, foi realizado um levantamento bibliográfico da literatura disponível sobre o contexto geológico regional do estado de Goiás, bem como dos trabalhos referentes aos diques máficos deste estado. Este estudo foi seguido de uma revisão bibliográfica acerca dos diques máficos de outras regiões brasileiras e de outros continentes.

1.5.2 Fotointerpretação

As fotografias aéreas foram analisadas através das técnicas usuais de fotointerpretação, de modo a identificar as drenagens, formas de relevo, feições estruturais (lineamentos, diques, etc.) e prováveis contatos litológicos.

1.5.3 Trabalhos de campo

Para o apoio logístico dos trabalhos de campo, foram utilizadas as folhas topográficas das cidades de Goiás, Morro Agudo de Goiás, Auriverde e Itapaci, editadas pelo IBGE (escala 1:100.000). Campanhas de campo foram realizadas, nas quais 50 afloramentos foram visitados, fazendo-se uma descrição detalhada dos mesmos. Em 25 destes afloramentos foram coletadas amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Os outros 25 afloramentos (amostras de numeração CR01 a CR12 e GO01 a GO15) pertencem ao trabalho de Girardi *et al.* (1992) e já tinham sido amostrados, mas foram revisitados.

A localização precisa dos afloramentos descritos e amostrados foi realizada com o auxílio de um aparelho GPS (*Global Positioning*. *System*) da marca Garmin modelo 12, com precisão de 15 a 30 metros para um ponto fixo. A localização destes afloramentos está assinalada no Mapa de Afloramentos (Figura 3.1).

7

O Mapa Geológico (Figura 3.2) apresentado para a região estudada foi confeccionado a partir dos dados de campo e da cartografia geológica proposta por Baêta Jr. *et al.* (1999) e Lacerda Filho *et al.* (2000). Portanto, o mesmo não reflete um mapeamento sistemático da região, mas sim uma investigação acerca dos diques máficos do local. Este mapa foi digitalizado utilizando dos programas *TrackMaker*, *Autocad e Corel Draw*.

1.5.4 Métodos Petrográficos

Um total de 50 seções delgadas foram descritas e analisadas petrograficamente em microscópio de luz polarizada. Deste total, 47 são de diques máficos e 3 são do embasamento cristalino encaixante aos diques. Os microscópios petrográficos utilizados foram: o aparelho binocular de fabricação Leitz, modelo Ortholux; e da marca Olympus, modelo BX50 do Departamento de Mineralogia e Petrologia – USP. Este estudo permitiu a caracterização mineralógica, petrográfica e textural das rochas estudadas.

Para a classificação petrográfica utilizou-se o critério adotado pela IUGS (Le Maitre, 1989). A descrição microscópica das rochas contou com o seguinte apoio bibliográfico: Williams *et al.* (1982); Bard (1986); Philpotts (1990); Deer *et al.* (1992) e Mackenzie *et al.* (1993).

Após a caracterização petrográfica, passou-se à seleção das amostras para análise química. Foram selecionadas 50 amostras da área estudada, abrangendo a maior parte das variedades petrográficas dos diques.

1.5.5 Métodos Químicos

As amostras selecionadas para geoquímica foram preparadas pelo autor no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Petrologia (DMP) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Primeiramente, utilizou-se uma mareta, seguindo-se de uma prensa hidráulica para a redução inicial do tamanho das amostras e, posteriormente, estas amostras foram levadas a um moinho com panela de ágata para pulverização a uma fração de pó de 200 *mesh*.

As análises químicas para determinação das concentrações de elementos maiores, menores e traços, foram realizadas no *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena*, Itália, por Fluorescência de Raios X (aparelho Philips PW1480), e foram utilizado os métodos de Franzini *et al.* (1975) e Leoni & Saitta (1976). Os erros analíticos para os elementos maiores, são entre 2 - 5% e, para os elementos traços, são inferiores a 10%. Já as composições químicas de elementos terras raras (ETR) foram realizadas por Ativação Neutrônica (INAA) no laboratório comercial *Activation Labs.* (ACTLABS), em Ontário, Canadá (amostras em duplicata foram analisadas para o controle dos resultados analíticos).

O Fe₂O₃T foi determinado pela análise química como ferro total e, o FeO foi calculado com o auxílio do programa Minpet 2.02 (Richard, 1995) assumindo a razão Fe₂O₃/FeO = 0,15.

As análises de química mineral quantitativa foram realizadas no Laboratório de Microssonda e Microscopia Eletrônica de Varredura do DMP/Instituto de Geociências/USP, nas fases feldspatos, piroxênios, anfibólios e minerais opacos. O aparelho utilizado foi uma microssonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8600, equipado com cinco espectrômetros, com cristais STE/TAP, TAP/PET, PET/LIF, PET/LIF e PET/LIF.

Utilizou-se, nas análises quantitativas (WDS – *Wavelenght Dispersive System*) o sistema de análises automatizada Voyager da NORAN Instruments, nas seguintes condições de rotina: voltagem de aceleração 15KV; corrente do feixe eletrônico 20nA; diâmetro de feixe incidente de 10 a 5 μ m para plagioclásio, 5 μ m para piroxênio e anfibólio e 5 a 1 μ m para minerais opacos. Correções quantitativas ZAF para efeitos de matriz (Z – N^o atômico, A – absorção atômica, F – fluorescência) foram efetuadas através do programa PROZA de uso interno do laboratório. Os erros analíticos relativos máximos estimados para os resultados é de \pm 2% para os elementos maiores e \pm 5% para os elementos menores analisados.

A fórmula estrutural dos minerais foi calculada com o auxílio do programa Minpet 2.02, de Richard (1995) que adota os critérios da IMA (*International Mineralogical Association*). O programa utiliza os métodos de Yoder & Tilley (1962) e Cawthorn &

9

Collerson (1974) para o recálculo dos piroxênios e o método de Richard & Clarke (1990) para o recalculo dos anfibólios. No caso específico dos anfibólios, o programa Minpet oferece 5 métodos diferentes de recalculos (*e.g.* Robinson *et al.*, 1981). Neste trabalho, optou-se pela média de 15 -NK (os cátions são reajustados para um total de 15, excluindo-se Na e K) e 13 -CNK (os cátions são reajustados para um total de 13, excluindo-se Ca, Na e K). O autor do programa (Richard, 1995) considera o método da média 15 -NK e 13 -CNK mais apropriado para o recalculo dos anfibólios cálcicos.

A partir dos dados de química mineral, foram realizados estudos geotermométricos nas fases piroxênios e plagioclásios. As fórmulas para os cálculos das temperaturas obtidas são encontradas nos trabalhos de Wood & Banno (1973), Ishii (1975), Kretz (1982), Andersen *et al.* (1998), Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973).

1.5.6 Métodos Radiométricos

Foram analisadas um total de 14 amostras pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e 8 amostras pelo método Ar-Ar em minerais (anfibólio e plagioclásio) no Centro de Pesquisa Geocronológica--CPGeo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O tratamento dos dados foram efetuados com o auxílio do programa *Isoplot* versão 2.10 (Ludwig, 1999).

1.5.6.1 Método Rb-Sr

As amostras inicialmente pulverizadas foram submetidas a uma dosagem prévia dos elementos Rb e Sr através de fluorescência de raios X (análise semi-quantitativa). Em função dos valores obtidos, foram selecionadas as amostras mais favoráveis, levando-se em conta a razão Rb/Sr total e a distribuição dos pontos analíticos nos diagramas isocrônicos.

Através da rotina para o método Rb-Sr do CPGeo, foi determinado o tipo de análise realizada, sendo que, para amostras com teores de Rb_{total} e Sr_{total} entre 50 e 650ppm, efetua-se análise por fluorescência de raios X. Amostras com teores fora deste intervalo, tiveram suas concentrações determinadas por diluição isotópica, utilizando-se de traçadores enriquecidos de Rb₈₇ e Sr₈₆ (*spike*), de acordo com o procedimento descrito por Kawashita (1972) e Torquato & Kawashita (1994). O

procedimento para o tratamento químico utiliza, béquer "savilex" previamente descontaminado e ácidos destilados, principalmente, os ácidos nítrico (HNO₃) a 50% concentrado, fluorídrico (HF), clorídrico (HCI) 6N e 2,62N e perclórico (HCIO₄) a 50%.

Todas as amostras dos diques máficos tiveram suas análises realizadas pelo método de diluição isotópica para a determinação dos conteúdos de Rb, Sr e das razões de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Segundo Bastos Leal (1992) e Pinese (1997) os valores obtidos por diluição isotópica fornecem resultados analiticamente mais precisos e confiáveis. A separação do Rb e Sr foi feita em colunas de troca iônica devido aos teores muito baixo do elemento Rb.

As medidas da composição isotópica de estrôncio foram feitas em espectrômetro de massa VG-354 termoiônico dotado de coletor múltiplo opcional (5 coletores) com amplificador Daly e sistema automático.

A reprodutividade para o método geocronológico Rb-Sr do CPGeo-USP, é controlada pela repetição de análises do padrão internacional NBS-987 (carbonato de estrôncio), cujo valor médio foi de 0,71027 \pm 0,00003 no período da realização das análises.

Os valores das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foram normalizadas em função da relação ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr igual a 0,1194, tendo sido utilizadas nos cálculos as constantes recomendadas por Steiger & Jaeger (1978), a saber: $\lambda Rb = 1,42 \times 10^{-11}$ ano⁻¹; ⁸⁴Sr/⁸⁶Rb = 0,056584; ⁸⁵Sr/⁸⁷Rb = 2,59265. As demais razões utilizadas são: (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{Primordial} = 0,69898; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{Atual} = 0,7045. O parâmetro ɛSr foi calculado conforme definido por DePaolo & Wasserburg (1979).

1.5.6.2 Método Sm-Nd

O procedimento para a preparação da amostra no método Sm-Nd em rocha total é semelhante ao do Rb-Sr em rocha total no que se refere à separação e escolha das amostras.

Neste método, a separação dos elementos Sm e Nd após a digestão química foi efetuada em duas etapas, sendo a primeira em coluna primária de troca catiônica (onde separou-se o conjunto de elementos terras raras dos outros elementos); e a

segunda em uma coluna secundária de pó de teflon (onde separou-se o Sm e o Nd dos demais elementos terras raras).

As amostras de Sm e Nd após as concentrações na coluna de troca iônica foram depositadas sobre o filamento ultra limpo. O Nd dissolvido com HNO₃ foi depositado sobre o filamento simples de Re e foi analisado na forma (NdO)⁺. O Sm foi dissolvido em H₃PO₄, depositado sobre o filamento de arranjo simples de Ta e analisado sob a forma de Sm metálico. Detalhes sobre os procedimentos analíticos do método Sm-Nd são encontrados no trabalho de Sato *et al.* (1995).

Os valores das constantes utilizadas nos cálculos isotópicos foram as seguintes: $\lambda_{(Sm)} = 6,54 . 10^{-12} \text{ ano} ^{-1}; (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Primordial}} = 0,50677; (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Atual}} = 0,512638.$ Para os cálculos das razões isotópicas e do parâmetro de ɛNd foram utilizadas as constantes de DePaolo (1988).

1.5.6.3 Método Ar-Ar

O método de datação Ar-Ar constitui uma versão modificada da técnica K-Ar, e foi utilizado em minerais separados das rochas dos diques máficos, especialmente o anfibólio, e também em plagioclásio, e em rocha total.

A preparação das amostras para este método, iniciou-se com a fragmentação e o peneiramento das mesmas na fração entre 40–60 *mesh*. Em seguida com o auxílio de uma lupa separou-se os grãos monominerálicos para datá-los. Posteriormente, esses grãos minerais foram colocados em discos de alumínio para irradiação no reator nuclear IEA-R1 do Instituto de Pesquisas Energéticas (IPEN) em São Paulo.

Após a irradiação foram escolhidos três grãos de cada amostra. Estes grãos foram aquecidos em etapas de fusão a *laser* para extração de argônio em equipamento com sistema de ultra-alto vácuo que está acoplado ao espectrômetro de massa do CPGeo. Todos os procedimentos envolvidos na preparação e análise pelo método Ar-Ar são encontrados nos trabalhos de Renne (2000) e Vasconcelos *et al.* (2002).

Na interpretação dos resultados utilizou-se o conceito de temperatura de fechamento. Esta temperatura representa o momento em que a velocidade de difusão

do argônio no sistema torna-se praticamente nula, ou seja, as condições em que o argônio radiogênico pode ficar preso no sistema. Os minerais têm diferentes temperaturas de fechamento e, portanto, a idade de fechamento pode ser usada para delinear a história térmica da rocha (Kawashita & Torquarto, 1993; Renne, 2000; Cardona, 2003).

1.5.7 Tratamento e análise integrada dos dados obtidos

Para o tratamento dos resultados fornecidos pelas análises químicas de rocha total e minerais, bem como, para a construção dos vários diagramas discriminantes, deste trabalho, utilizou-se os seguintes programas:

- Minpet versão 2.02 (*Mineralogical and Petrological Data Processing System*; desenvolvido por Richard, 1995).
- Newpet versão 7.10 (Newpet Corpyright; Clarke, 1993).
- Genesis versão 2.0 (Aplicativo de modelamento geoquímico; Teixeira, 1997).
- Quilf versão 6.42 (Aplicativo Geotermobarométrico; Andersen et al., 1998).
- Isoplot versão 2.10 (Aplicativo geocronológico para Microsoft Excel; Ludwig, 1999).

Para o cálculo dos parâmetros isotópicos de estrôncio e neodímio foram utilizados os programas de Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

Os resultados e as interpretações obtidas a partir dos métodos descritos neste capítulo estão apresentados neste trabalho, nos capítulos seguintes.

2.1 POSICIONAMENTO GEOTECTÔNICO DA ÁREA ESTUDADA

A área de trabalho está inserida no Maciço de Goiás. Esse segmento crustal, corresponde a porção central da Província Tocantins no sentido de Almeida *et al.* (1977; Figura 2.1).



Figura 2.1: Esboço geológico da Província Tocantíns, mostrando a localização da área estudada, o Maciço de Goiás e as Faixas de Dobramentos Brasília e Paraguai-Araguaia (Compilado de Pimentel *et al.*, 1997).

A Província Tocantins corresponde à região afetada pela colisão dos crátons Amazonas, a oeste, e São Francisco, a leste, durante o Ciclo Brasiliano (Winge, 2000).

O Maciço de Goiás representa um fragmento crustal antigo de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvido nos processos colisionais brasilianos (Brito Neves & Cordani, 1991), que se expõe entre as Faixas Paraguai-Araguaia a oeste e a Faixa Brasília a leste.

De acordo com o modelo de evolução geodinâmica proposto por Brito Neves *et al.* (1999), Campos Neto (1999) e Correia (2001), o Maciço de Goiás encontrava-se vinculado à placa da Amazônia e não à placa do São Francisco-Congo durante o intervalo do Paleo ao Mesoproterozóico.

Em geral, as principais unidades do Maciço de Goiás são os terrenos arqueanos granito-greenstone de Goiás, Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina, acrescido de terrenos ortognáissicos de idade paleoproterozóica, cobertos por metassedimentos (e.g. Grupo Serra da Mesa), seqüências metavulcano-sedimentares e ainda os complexos estratiformes máfico-ultramáficos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava (Girardi *et al.*, 1981, 1986; Correia *et al.*, 1997).

Os greenstone belts de Goiás, Crixás e Guarinos, ocorrem na área de estudo como faixas alongadas, separadas pelos terrenos granito-gnáissicos. Estes terrenos têm composições que variam de graníticas, granodioríticas e tonalíticas (Mapa Geológico – Figura 3.2).

Os gnaisse-granodioríticos têm uma idade isocrônica Rb-Sr em torno de 2.653 Ma. Os gnaisse-tonalíticos apresentam uma idade isocrônica Rb-Sr de 2.924 Ma (Vargas, 1992). E as rochas granito-gnáissicas apresentaram idades isocrônicas Rb-Sr em torno de 2.670±142 Ma (Tomazzoli, 1992).

Na porção norte do Maciço de Goiás, os gnaisse-granodioríticos correspondem ao Complexo Anta enquanto, que os gnaisse-tonalíticos equivalem ao Complexo Caiamar de acordo com Jost *et al.*, 1994 e Queiroz, 2000. As rochas granitognáissicas da porção central e sul de Maciço de Goiás fazem parte dos Complexos Caiçara e Uvá, respectivamente.

De modo geral, nos terrenos granito-gnáissicos ocorrem diques máficos, que estendem-se linearmente, algumas vezes, por dezenas de quilômetros e têm espessuras que variam de poucos metros até uma centena de metros.

2.2 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

2.2.1 Trabalhos Regionais

Guimarães (1951) identificou e delimitou os primeiros núcleos arqueanos no Brasil.

No final da década de 60, Almeida (1967, 1968) denominou as rochas granitognáissicas da região central do Brasil, como um Complexo Basal de idade pré-Uruaçuana, envolvido por faixas de dobramentos.

Hasui & Almeida (1970) executaram os primeiros estudos radiométricos K/Ar do Centro-Oeste Brasileiro. Destacaram a antigüidade do Complexo Basal Goiano pelas idades de 3.067 Ma e 2.897 Ma fornecida por anfibolitos dessa região. Estes autores, mostraram que as idades K/Ar obtidas em minerais (anfibólio, biotita e plagioclásio) distribuíram-se dentro de um amplo intervalo de tempo (3.067 a 517 Ma).

Em meados da década de 70, Schobbenhaus Filho *et al.* (1975) em um mapeamento regional no âmbito do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, descreveram sucintamente a geologia e os recursos minerais da Folha Goiás (SD-22), no qual agruparam as rochas do Complexo Basal, com a denominação de Pré-Cambriano Indiferenciado.

Posteriormente, Almeida *et al.* (1977), definiram e estabeleceram a extensão territorial da entidade geotectônica chamada Maciço Mediano de Goiás, relatando as características do embasamento e das suas coberturas.

Tassinari & Montalvão (1980) encontraram idades isocrônicas Rb/Sr de 2.929 ± 105 Ma e razão inicial de 0,701 para as rochas granito-gnáissicas das regiões de Crixás, Pilar de Goiás e Hidrolina.

Drago *et al.* (1981), no Projeto RADAMBRASIL, adotaram o termo Complexo Goiano, para o conjunto de rochas polimetamórficas da região de Goiás. Admitiram através de dados geocronológicos obtidos pelo método Rb/Sr que o Complexo Goiano foi formado no Arqueano e retrabalhado nos ciclos posteriores.

No mesmo ano, Tassinari *et al.* (1981) apresentaram dados isocrônicos Rb/Sr em rochas granito-gnáissicas do Complexo Goiano próximo a cidade de Rubiataba. Estas rochas forneceram diagrama isocrônico com 2.850 Ma com razão inicial de 0,705.

Marini *et al.* (1981) formularam novos conceitos sobre a geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento, sugerindo uma hipótese de evolução geológica dessa região durante os tempos pré-cambrianos. Posteriormente, Marini *et al.* (1984a) denominaram de Maciço Mediano de Goiás um alto do embasamento pré-uruaçuano, que foi envolvido por dobramentos, metamorfismo e intrusões graníticas sintectônicas dos ciclos Uruaçuano e Brasiliano. Observaram que em muitas regiões do complexo granito-gnáissico, é comum a ocorrência de diques e corpos diversos de composição básica.

Marini *et al.* (1984b) adotaram com pequenas modificações, as unidades geotectônicas propostas por Almeida *et al.* (1976, 1977). Apresentaram as porções central e sudeste da Província Tocantins, da qual fazem parte o Maciço Mediano de Goiás e as Faixas de Dobramentos Uruaçu, Brasília e Paraguai-Araguaia. O Maciço Mediano de Goiás é constituído por rochas granito-gnáissicas de alto grau metamórfico, cortadas por diques e *stocks* de anfibolitos, a que se associam várias faixas arqueanas tipo *greenstone belts*.

Já na década de 90, o Maciço Mediano de Goiás foi redefinido por Fuck (1994) e Fuck *et al.* (1994), a partir da revisão da Província Tocantins, sob a denominação de Maciço de Goiás, individualizando-se do Maciço de Goiás uma faixa Neoproterozóica que constitui o Arco Magmático de Goiás e, incluindo a Faixa Uruaçu no contexto da Faixa Brasília.

Baêta Jr. et al. (1999) realizaram mapeamento geológico básico na escala 1:100.000 das folhas Sanclerlândia, Goiás e Morro Agudo de Goiás onde apresentaram a seguinte estratigrafia: 1- As rochas do Arqueano são representadas pelos terrenos granito-*greenstone, stocks* e diques básico-ultrabásicos, Seqüência Serra do Cantagalo e pelo Complexo Ortomagmático; 2- O Paleoproterozóico representado por diques básicos, que cortam as rochas dos terrenos granito-*greenstone*, e pelos litotipos da Seqüência Anicuns-Itaberaí; 3- O Mesoproterozóico é definido pela Serra Dourada; 4- O Neoproterozóico está representado pelas Suítes: Máfico-Ultramáfica Americano do Brasil; Gabro Diorítica Anicuns-Santa Bárbara; Itapuranga e pelo Granitóide tipo Aragoiânia e; 5- O Terciário e Quatemário estão representados por coberturas lateríticas e aluviões.

Atualmente, Lacerda Filho *et al.* (2000) propuseram uma estruturação tectonoestratigráfica da Província Tocantins que foi subdividida em: Terreno Granito – *Greenstone* e *Rift* Intracontinental, representando as entidades mais antigas, de idade arqueana a paleoproterozóica, envolvidos nos processos tectônicos brasilianos; Faixas de Dobramentos, Arco Magmático de Goiás e Coberturas Cratônicas, associadas ao Ciclo Brasiliano, de idade meso a neoproterozóica, além das Coberturas Fanerozóicas, representadas pela Bacia do Paraná e Bacia Sanfranciscana, e os sedimentos das formações superficiais.

2.2.2 Trabalhos acerca dos Diques Máficos de Goiás

Os diques máficos do Maciço de Goiás têm sido relativamente pouco estudados. As primeiras referências sobre a ocorrência dos diques desta região foram feitas por Barbosa *et al.* (1969) e Schobbenhaus Filho *et al.* (1975) que, comentaram sobre a presença de um enxame de diques básicos anfibolitizados, muitas vezes falhados e com direção variando de noroeste para nordeste, localizados na região a sul de Crixás e noroeste de Itapuranga. A partir de então, um número crescente de trabalhos sobre o tema foram e ainda continuam sendo produzidos.

Na década de 80, Danni *et al.* (1981) e Danni & Teixeira (1981) discutiram os principais aspectos da geologia dos *greenstone belt* da Serra de Santa Rita, Serra do Cantagalo e das associações máfico-ultramáfica do Estado de Goiás e, fizeram algumas observações sobre a existência de um grande número de diques e pequenos corpos intrusivos de natureza básica e ultrabásica no interior dos terrenos granito-

gnáissicos. Estes autores, destacaram que apesar da idade destes diques serem desconhecidas, supunham que seriam mais antigos que as rochas do greenstone *belt*, uma vez que não cortavam o seu interior.

Oliveira & Montes (1984), apresentaram uma descrição sobre a ocorrência dos enxames de diques máficos da região Centro-Oeste e de várias outras regiões do Brasil.

No ano seguinte, Fuck *et al.* (1985) enfocaram os aspectos gerais tais como dados de campo e petrológicos dos diques máficos de Goiás.

Posteriormente, Oliveira (1989) apresentou dados sobre a composição química dos diques máficos das regiões brasileiras, dividindo os enxames de Goiás em dois grupos toleíticos que derivaram de fontes mantélicas distintas. O grupo 1 derivado de uma fonte menos enriquecida (La/Yb = 1,2-1,3) e, o grupo 2 derivado de uma fonte mais enriquecida (La/Yb = 4,7-5,5).

Já na década de 90, Kuyumjian (1991, 1992) estudou os enxames de diques máficos nos terrenos pré-cambrianos do Maciço de Goiás, no qual, individualizou três enxames de diques a saber: Enxame 1 – diques de anfibolitos com direções NE-SW, NW-SE e EW intrusivos em granitos e gnaisses; Enxame 2 – diques de anfibolito com direção principal NE-SW intrusivos nas rochas graníticas e, aparentemente interrompidos nos contatos entre granitos e *greenstone belts*; e o Enxame 3 – diques de diabásio com direções E-W, NE-SW e N-S de mineralogia ígnea. Para Kuyumjian (1991, 1992), os enxames 1 e 2 devem ter sido formados anteriormente ao Proterozóico Médio e, o enxame 3 formado durante o Fanerozóico.

Wirth *et al.* (1990) apresentaram dados litogeoquímicos das rochas básicas da América do Sul, da qual, inclui os enxames de diques expostos nas regiões do Maciço de Goiás, Crátons Amazônico e São Francisco.

Girardi *et al.* (1992) abordaram os aspectos petrológicos e geoquímicos dos diques máficos do Maciço de Goiás onde observaram diques metamórficos em fácies xisto verde – anfibolito de idade supostamente Pré-cambriana e também diques de mineralogia e textura ígnea preservada, supostamente mais jovens que os outros.
Dividiram-nos em dois grupos: 1- diques da região de Crixás; e 2- diques da região de Goiás Velho.

Neste mesmo ano, Tomazzoli (1992) estudando o *Greenstone Belt* de Goiás, apresentou resultados de datações radiométricas pelos métodos K/Ar e Rb/Sr em rochas granito-gnáissicas, metavulcânicas e dique de rocha básica. Os gnaisses revelaram idades isocrônicas Rb/Sr em torno de 2.670 Ma. Reativações transamazônicas mostram presentes por meio de idade Rb/Sr de 1.900 Ma em gnaisses. Um dique básico metamorfizado, que corta rochas do Complexo Granito-Gnáissico, foi datado pelo método K-Ar em anfibólio e apresentou idade mínima transamazônica de 1.840 Ma. Datação K/Ar em actinolita de rocha metavulcânica básica do *Greenstone Belt* mostrou idade de 1.275 Ma, revelando talvez a influência do Evento Uruaçuano na região.

Valente & Kuyumjian (1993) fizeram uma análise da cinemática dos diques máficos mais antigos de Goiás, a partir de estudos de imagens de satélite que foram integrados com dados petrológicos e geoquímicos. Desta forma chegaram a conclusão de que o processo de intrusão do enxame de diques máficos ocorreu através de fraturas herdadas do embasamento nas direções NS, NS-N15W e EW.

Em meados da década de 90, Tomazzoli & Nilson (1994) em levantamento geológico sistemático revelaram a presença de diques ultramáficos associados aos metadiabásios da província de diques da região de Goiás. Segundo estes autores, os aspectos petrológicos e geoquímicos indicaram serem os meta-ultramafitos e os metadiabásios, termos de uma mesma série magmática, produzidos por fracionamento cristal-líquido.

Kuyumjian (1998) individualizou três enxames de diques máficos no Maciço de Goiás (Kuyumjian 1991, 1992) em termos de concentrações do teor de TiO₂. Segundo o autor, o enxame de diques mais antigos mostram concentrações de TiO₂ menores que 2%. Os enxames de idade intermediária pertencem aos estágios finais do Ciclo Brasiliano e apresentam concentrações de TiO₂ entre 2 e 3%. O enxame de idade mais recente, são diques sem deformação ou metamorfismo e mais ricos em TiO₂ (>3%). Tomazzoli (1997) e Tomazzoli & Nilson (1999, 2000 e 2001) estudaram os diques do Maciço Mediano de Goiás, denominando-os de Enxame de Diques de Morro Agudo de Goiás. As rochas desse enxame foram divididas em cinco grupos: Grupo I – diques de andesito e metandesito basálticos; Grupo II – diques de diabásio, metadiabásio, metagabro e anfibolito; Grupo III – metadiabásio de dique associado a ultramafito; Grupo IV – diques ultramáficos; Grupo V – *Stocks* ultramáficos. Segundo esses trabalhos os diques originaram-se a partir de duas províncias mantélicas distintas: uma na porção norte do enxame com os diques dos Grupos I e II; e a outra, na porção sul onde ocorre os diques dos Grupos III, IV e V. Dados radiométricos K-Ar forneceram idades em torno de 2.400 Ma para os diques do Grupo I, enquanto, dados isotópicos Sm-Nd acusaram idades isocrônicas de 2.330 \pm 101 Ma para os diques máficos-ultramáficos dos Grupos III e IV.

Recentemente, Corrêa da Costa *et al.* (2002, 2003) em estudo preliminar mostraram que o magmatismo máfico do Maciço de Goiás é constituído por diques de diabásio, metabasito e anfibolito. Os diques de diabásio apresentaram ampla variação da razão inicial Sr_i (0,70387-0,71664) e estreita variação na razão inicial Nd_i (0,511490-0,512238). Os metabasitos com pouca variação do Sr_i entre (0,70548-0,70956) e do Nd_i (0,512488-0,512614). Já os diques de anfibolitos a razão inicial Sr_i varia amplamente entre (0,70651-0,72059) e, Nd_i entre (0,511749-0,512538). O resultado da análise ⁴⁰Ar/³⁹Ar em uma amostra de dique de diabásio forneceu idade integrada de 2.448 ±15 Ma.

3.1 CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Serão apresentadas, a seguir, as principais características geológicas dos diques máficos da região Centro-Oeste do Estado de Goiás, que foram observadas durante as etapas de campo deste trabalho. Com a sistemática de amostragem de afloramentos (Figura 3.1), executada na área e posterior avaliação petrográfica de detalhe obtida através da descrição das lâminas delgadas, foi possível registrar os diferentes litotipos máficos.

3.2 O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DO MACIÇO DE GOIÁS

Os diques máficos, distribuem-se por toda região investigada, apresentando maior densidade de ocorrência na sua porção meridional, entre as cidades de Goiás e Morro Agudo de Goiás e na porção setentrional, entre as cidades de Crixás e Auriverde, cortando os terrenos granito-gnáissicos (Mapa Geológico – Figura 3.2).

Esses diques cortam os terrenos granito-gnáissicos indiferenciados com idades compreendidas entre 3.067 a 2.670 Ma (idades obtidas por Hasui & Almeida, 1970; Tassinari & Montalvão, 1980; Vargas, 1992; Tomazzoli, 1992 e Pimentel *et al.*, 2003).

Os contatos dos diques máficos com as rochas encaixantes, quando visíveis, são discordantes. Os diques de diabásios e metabasitos cortam os granito-gnaisses e gnaisses granodioríticos. Os diques de anfibolitos segmentam gnaisses granodioríticos e tonalíticos na proximidades da cidade de Crixás e granito-gnaisses próximo a cidade de Goiás (Figura 3.2).

As rochas dos diques máficos têm tonalidades que variam de preta a esverdeada e apresentam estrutura maciça. São holocristalina, faneríticas com a granulação variando de fina a média (Foto 3.1). Rochas com textura porfirítica também são observadas mas apresentam ocorrência restrita aos pontos G0-100 e GO-104 (Mapa de Afloramentos – Figura 3.1).



Figura 3.1: Mapa de Localização de Afloramentos.

23



24

Figura 3.2: Mapa Geologico da area (modificado de Lacerda Filho et at., 2000).

O conjunto dos diques máficos aflora na forma de blocos arredondados (Foto 3.2), distribuindo-se preferencialmente segundo as direções de intrusão N10-30E, N30-40E, N40-60E e NW (Mapa Geológico – Figura 3.2). Os diques de diabásios e metabasitos (ver petrografia), têm direções preferenciais que variam de N10E a N40E, enquanto os diques de anfibolitos apresentam direções tanto NE como NW.

Estas medidas de orientações em diferentes direções num mesmo litotipo (por exemplo os anfibolitos), sugerem que a intrusão destes diques ocorreu ao longo de fraturas preexistentes e que, provavelmente, sofreram reativações posteriores por movimentos cisalhantes.

Entretanto, os esforços compressivos que reativaram as fraturas, deformaram de forma descontínua as rochas dos diques máficos, ou seja, ocorrem diques muito deformados a exemplo dos anfibolitos que estão encaixados em fraturas N10-20W e N40-60E e, diques bem preservados a exemplo dos diabásios e metabasitos que preenchem fraturas N10-40E.

Os cisalhamentos provavelmente foram originados por esforços compressivos de direção geral E--W relacionados a orogênese Brasiliana (*e.g.* Valente & Kuyumjian, 1993; Queiroz, 1995; Baêta Jr. *et al.*, 1999 entre outros).

Segundo Hasui & Mioto (1988), a reativação destas zonas de fraqueza onde se instalaram os diques é resultado do processo de colisão de blocos crustais antigos.

Em geral, estes diques são verticais a subverticais e possuem espessuras que variam de poucos metros (10 – 15m), e podem atingir até 100 metros de espessura com vários quilômetros de comprimento (Mapa Geológico – Figura 3.2). Em superfície, os diques encontram-se alterados, o que se evidencia pela cor vermelha do solo que contrasta com o tom róseo das rochas gnáissicas encaixante.

Os diques de anfibolitos são os que apresentam as menores espessuras. Em média suas espessuras variam aproximadamente entre 10 a 20 metros. Os diques de diabásios por sua vez, são um pouco mais espessos que os diques de anfibolitos, com uma espessura média de aproximadamente 40 a 50 metros.

25

Os diques de metabasitos são os mais expressivos e podem apresentar espessuras de aproximadamente até 100 metros e, também, são os que apresentam as maiores extensões.

Entretanto, na extremidade noroeste da área investigada, a norte do Rio Tesouras não há evidência dos diques máficos, pois desaparecem abaixo da cobertura das rochas fanerozóicas.

Vale ressaltar, que os litotipos máficos apresentados neste trabalho são semelhantes aqueles descritos por Girardi *et al.* (1992) e aos do Grupo II de Tomazzoli (1997).

3.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Os dados petrográficos obtidos de 47 lâminas delgadas, levaram ao enquadramento das rochas máficas da região investigada em três grupos distintos a saber: Diabásio, Metabasito e Anfibolito.

De uma maneira geral, os aspectos ressaltados na descrição petrográfica que permitiram subdividir os diques máficos em três grupos foram: composição mineralógica, estruturas e texturas, além de intensidade metamórfica.

Os critérios adotados na caracterização petrográfica foram os seguintes:

- Quanto a granulação (em mm): muito fina (∅≤0,1); fina (0,1<∅≤1,0); média (1,0<∅≤5,0) e grossa (5,0<∅≤20,0).
- Quanto ao tamanho dos cristais (em mm): microfenocristal (0,1<∅≤0,5); fenocristal (0,5<∅≤2,0) e macrofenocristal (2,0<∅≤10,0).

As texturas mais comuns observadas nas rochas estudadas estão de acordo com as descritas por Williams *et al.*, (1982); Bard, 1986; Philpotts, 1990; Deer *et al.*, 1992 e Mackenzie *et al.*, 1993. E são as seguintes:

 Ofítica: esta textura é caracterizada por apresentar cristais de plagioclásio completamente englobados por piroxênios.

- Subofítica: as ripas de plagioclásio encontram-se parcialmente englobadas por cristais opticamente contínuos de piroxênios.
- Intergranular: os interstícios de plagioclásio são ocupados por pequenos cristais de piroxênios.
- Porfirítica: caracterizada por apresentar macrofenocristais e fenocristais de plagioclásio e/ou piroxênio imersos em matriz fina a muito fina.
- Granoblástica: é caracterizada por apresentar plagioclásio e anfibólios preferencialmente sub-poligonizados com contatos justapostos. Além deste tipo de textura são observados também a textura granonematoblástica com forte orientação dos grãos minerais.

Os litotipos máficos (Diabásio, Metabasito e Anfibolito) serão descritos a seguir, e as suas distribuições geográficas podem ser observadas no Mapa Geológico (Figura 3.2).

3.3.1 Diabásios

Os diabásios representam cerca de 27% das rochas investigadas. São maciços, preto esverdeados, com granulação variando de fina a média. Apresentam-se na forma de diques e distribuem-se segundo as direções N30E e N40E.

3.3.1.1 Textura

Ao microscópio, são rochas holocristalinas, faneríticas, com granulação variando de fina a média. Apresentam textura predominante do tipo subofítica e intergranular e subordinadamente pela textura ofítica, com os minerais variando de subédricos a anédricos (Fotos 3.3 e 3.4).

Com menor freqüência ocorre a textura porfirítica com macrofenocristais de piroxênio de aproximadamente 2,5 mm dispersos numa matriz fina de piroxênio e plagioclásio. Raramente observa-se estrutura vesicular com quartzo (Foto 3.5) em matriz muito fina (0,1 mm).

Intercrescimento micrográfico ou granofírico de composição quartzo e feldspato

alcalino, também ocorrem com freqüência nos diques de diabásio (Foto 3.6). Estes intercrescimentos têm sido encontrados em diferentes tipos de diques máficos de outras regiões do Brasil (*e.g.* Porção Meridional do Cráton São Francisco; Corrêa da Costa *et al.* 2001, Pinese 1997) e também em diques toleíticos de outros continentes (*e.g.* Groelândia; Hall & Hughes, 1987).

3.3.1.2 Mineralogia

Estas rochas são compostas essencialmente por plagioclásio e piroxênio que juntos correspondem a aproximadamente 80-85% do volume total da amostra. Em menores proporções têm minerais acessórios como anfibólio, quartzo, biotita, minerais opacos, apatita, titanita, zircão e zoizita.

O plagioclásio representa cerca de 45-50% do volume da rocha, e mostra hábito tabular, subédrico a euédrico, com dimensões variando entre 0,3 a 1,2 mm e tamanho médio em torno de 0,8 mm. Ocorre dominantemente como fenocristal e microfenocristal e menos abundantes como matriz e macrofenocristal. Em geral, exibe geminação segundo a Lei da Albita, Carlsbad e mais raramente geminação segundo a Lei do periclínio. A aplicação do método Michel-Levy (Kerr, 1959) determinou conteúdos de anortita correspondentes predominantemente à labradorita (An 55 - 70%), com alguma variação para bytownita. Zoneamento composicional ocorrem freqüentemente e neste caso o cristal costuma apresentar a borda menos cálcica que o núcleo. Saussuritização, quando observada, é incipiente, de baixa freqüência e restrita a microfissuras ou no interior de poucos cristais. Os intercrescimentos granofíricos ocorrem nas bordas do plagioclásio e são constituídos por quartzo e feldspato alcalino.

O piroxênio corresponde a cerca de 35-40% do volume total da amostra e ocorre como clinopiroxênio e ortopiroxênio. O clinopiroxênio (augita) é o mais abundante, ocorre em hábito granular e por vezes tabular. Não raramente os cristais apresentam fraturados. A pigeonita também é encontrada em algumas amostras com menor freqüência, geralmente encontram-se no núcleo de augita (Foto 3.7). Em determinadas amostras, como é o caso da GO07 e CR110, observou o ortopiroxênio (enstatita) que ocorre em menor quantidade e nunca ultrapassa 5% do volume total de rocha. O ortopiroxênio é caracterizado pela cor rosada e extinção reta.

Em menores quantidades, o anfibólio, representa não mais de 5% da rocha e ocorre em grãos subédricos a euédricos, de granulação fina (0,3 mm), verdes, e podem ser observados nas bordas dos piroxênios e minerais opacos, ou então, como cristais isolados. O contato anfibólio-augita sugere a possibilidade do anfibólio ter sido gerado por um processo de transformação tardia a partir do piroxênio.

O quartzo ocorre escassamente em pequenos agregados de habito granular anédrico de granulação fina (aproximadamente 0,3 mm), próximos dos intercrescimentos granofíricos.

A biotita (<3%) ocorre como acessório na forma de ripas finas da ordem de 0,3 mm, subédrica, associada ao anfibólio e piroxênio, exibindo pleocroísmo em tons marrom avermelhada.

Os minerais opacos perfazem cerca de 5% do volume da rocha. São representados por magnetita e ilmenita. Em geral, a magnetita ocorre em microfenocristal subédrico, enquanto, que a ilmenita freqüentemente ocorre em microfenocristal acicular.

A apatita representa não mais que 1% do volume da rocha. Ocorre em cristais hexagonais, inclusa em plagioclásio.

Assinala-se ainda o zircão e a titanita que, ocorrem raramente e sob forma de cristais euédricos.

3.3.2 Metabasitos

Os metabasitos são diques de ampla freqüência na região, e representam cerca de 34% das rochas estudadas. São de cor escura, maciços e apresentam granulação que variam de fina a média, com ligeiro predomínio daquelas com granulação média.

Este grupo de rocha distribuí-se por toda região investigada e seu posicionamento direcional é N10E e N30E. São os diques de maior espessura (até 100 metros) e extensão.

3.3.2.1 Textura

É uma rocha fanerítica de granulação fina a média, com predominância da granulação média. Apresentam texturas intergranular, subofítica e ofítica (Fotos 3.8 e 3.9). Ocorre também com menor freqüência a textura porfirítica com macrofenocristais de piroxênio e plagioclásio de aproximadamente 6,0 mm e dispersos numa matriz fina (Foto 3.10).

3.3.2.2 Mineralogia

Os constituintes mineralógicos essenciais da rocha são plagioclásio, anfibólio e piroxênio. Subordinadamente observa-se minerais opacos, quartzo, apatita, biotita, zircão, titanita e epidoto.

O plagioclásio ocupa cerca de 35% do volume da amostra e ocorre com hábito tabular, subédricos por vezes com as bordas corroídas. Ocorre também como fenocristais. Exibe zoneamento composicional e geminações segundo a Lei da Albita e Carlsbad, que possibilitaram, através do método Michel-Levy, obter valores que referem a composição labradorita (An 50-70%). Algumas amostras apresentam ripas de plagioclásio parcialmente saussuritizadas.

O anfibólio (com características ópticas da hornblenda e actinolita) ocupa cerca de 25-30% do volume da rocha. Ocorre em fenocristais anédricos, geralmente como produto da uralitização do piroxênio, verdes, levemente pleocróico em tons verde claro e escuro. Nota-se maior quantidade de anfibólio nos metabasitos quando comparados com os diabásios.

O piroxênio ocupa 20% do volume da rocha. É observado como relíquia de clinopiroxênio (augita) no núcleo do anfibólio indicando a origem deste a partir do piroxênio. O clinopiroxênio original encontra-se quase que completamente substituído pelo anfibólio. Em determinadas amostras ocorre cristais compostos com núcleo pigeonítico e borda augítica. Observou-se também, na amostra de metabasito CR-104 o ortopiroxênio enstatita. O mineral opaco comum é a magnetita que perfaz 5% do volume da rocha. Ocorre em grãos anédricos disseminados por toda a lâmina. A magnetita mostra-se alterada na borda. A ocorrência da ilmenita é rara.

O quartzo representa cerca de 2% do volume da rocha. Ocorre intersticialmente em grãos anédricos entre plagioclásio e anfibólio. Exibe comumente extinção ondulante.

Apatita e zircão ocorrem secundariamente como cristais euédricos inclusos no plagioclásio.

A biotita e a titanita são muito escassas com aproximadamente 1% do volume da rocha e ocorrem como microfenocristais. A biotita é marrom e ocorre como lamelas sempre associada ao anfibólio, enquanto, que a titanita apresenta-se microgranular.

A sericita origina-se a partir de plagioclásio, e o epidoto a partir de plagioclásio e também de anfibólio.

Os metabasitos preservam similaridades mineralógicas com os diabásios, diferenciando apenas pela ausência dos intercrescimentos granofíricos e pela presença de uralitização. A textura ígnea também é bem preservada nos metabasitos e a uralitização ocorre como resultado de um hidrotermalismo dos estágios finais de cristalização deste grupo.

3.3.3 Anfibolitos

À semelhança dos diabásios e metabasitos, este grupo têm sua distribuição geográfica abrangente e pode ser encontrado em toda a região investigada. Representa cerca de 39% das rochas investigadas. O posicionamento direcional dos anfibolitos variam de NE a NW predominando as direções N10-20W para os anfibolitos que se acha nas proximidades de Crixás e N40-60E para os anfibolitos das imediações de Goiás. Estes diques são os de menor espessura (entre 10 a 20 metros).

As rochas são pretas, foliadas e a granulação predominante é fina. A foliação principal, geralmente é observada nas bordas dos diques próxima do contato com a

rocha encaixante, sendo paralela à direção de intrusão do próprio dique. Apesar do pequeno número de medida, foi observado que as foliações variam de N10-20W nos diques de Crixás e N40-60E nos diques de Goiás.

Esse tipo de deformação em diques onde se observa bordas foliadas e centro mais preservados, sugerem que estes diques tiveram origem a partir de corpos ígneos (originalmente os diabásios) e foram submetidos a processo de cisalhamento. O fato deste grupo apresentar as menores espessuras deve ter favorecido o processo de reativação dos mesmos em eventos posteriores como fica evidenciado pelas análises Ar-Ar (capítulo 6).

Situação semelhante a esta, de diques que sofreram reativações por cisalhamento simples, também, têm sido relatadas na literatura (*e.g.* Corrêa Gomes, 1989; Tarney, 1992; Menezes Leal *et al.*, 1995; Bellieni *et al.*, 1995 e Pinese, 1997).

3.3.3.1 Textura

Este litotipo é representado por rocha de granulação fina (raramente ultrapassam 0,6 mm). Exibe textura granonematoblástica. Os minerais apresentam-se deformados e orientados (Fotos 3.11 e 3.12). Entretanto, é importante destacar que texturalmente, os anfibolitos guardam diferenças entre si, sendo que, os anfibolitos de Crixás são menos deformados (minerais com tamanho que variam de 0,4 - 0,5 mm) em relação aos anfibolitos de Goiás (minerais com tamanho de 0,1 - 0,2 mm).

É possível observar diferenças mineralógicas e texturais em diques onde, foram coletadas amostras do centro e da borda. As amostras do centro desses diques ainda apresentam relíquias dos minerais magmáticos originais (plagioclásios ripiformes bem preservados; (Foto 3.13). Esta feição textural guarda relação com a textura ígnea dos diabásios. Nas bordas desses diques porém, ocorrem texturas totalmente transformadas pelo metamorfismo, destacando-se a total recristalização dos plagioclásios (Foto 3.14).

3.3.3.2 Mineralogia

A mineralogia é constituída essencialmente por anfibólio e plagioclásio que somados representam cerca 90% do volume da rocha. Como minerais acessórios aparecem quartzo, minerais opacos, biotita, apatita, zircão, titanita e epidoto.

O anfibólio representa 60-65% do volume total da rocha; podendo atingir até 80% em volume da amostra. Ocorre em cristais anédricos a subédricos, verde, fortemente pleocróico que varia em tons verde-amarelado a verde escuro, com cor de interferência alta, às vezes, ocorre em hábito granular, recristalizado (concentrações granoblásticas) em grãos finos de 0,3 mm. São observadas inclusões de quartzo, titanita, epidoto e clinopiroxênio no núcleo de anfibólio de algumas amostras.

De maneira geral, o plagioclásio perfaz 20-25% do volume total da rocha, ou 5-10% quando aumenta o conteúdo de anfibólio para 80%. Ocorrem de dois tipos: O primeiro, e mais abundante nas lâminas, ocorre como grãos anédricos aciculares, incolor, bem recristalizados de granulação fina (tamanho médio dos grãos 0,3 mm). Exibe raramente macla polissintética da albita, o que não permitiu a obtenção confiável das composições segundo a lei da albita. O segundo tipo corresponde aos plagioclásios das lâminas que representam o centro dos diques. Ocorre como grãos subédricos, de hábito tabular, com bordas irregulares, mas livre de recristalização, preservando sua forma original, com tamanho médio de 1,0 mm e geminação segundo a Lei da Albita e Carlsbad (An 30 - 40%).

O quartzo ocorre em grãos anédricos e representa 5% do volume da rocha. Exibe extinção ondulante e dimensões de 0,2 mm.

Os minerais opacos representam 3% do volume da rocha. Ocorrem em grãos anédricos disseminados com dimensão média de 0,1 mm. A magnetita é mais comum, enquanto, a ilmenita é pouco assinalada.

A biotita ocorre como acessório em grãos subédricos (pequenas ripas), amarela com pleocroísmo.

Apatita e zircão são acessórios comuns, inclusos em plagioclásio.

Em síntese, os diques de diabásios, metabasitos e anfibolitos indicam origem comum a partir de magma basáltico. Nos diabásios a textura ígnea é totalmente preservada, o que ocorre parcialmente nos metabasitos, sendo os anfibolitos totalmente recristalizados. Consoante acima assinalado tais variações texturais foram notadas em alguns casos, dentro de um mesmo corpo.

Estes litotipos acima apresentados mostram importantes diferenças na composição química (ver capítulo 5), que pode ser distinguida independentemente da classificação petrográfica em dois grupos com distintos teores de óxido de titânio.



Foto 3.1: Aspecto macroscópico das rochas máficas. Dique de Metabasito. Ponto GO-111.



Foto 3.2: Distribuição linear dos blocos de um dique de Metabasito. Direção NE-SW. Ponto GO-111.



Foto 3.3: Fotomicrografia mostrando a textura intergranular dos diques de diabásios. Polarizador inferior. O lado maior da foto tem 5,5 mm (objetiva 2,5×). Ponto CR-102. Pl- plagioclásio; Cpxclinopiroxênio.

Tese de Doutorado - IGc/USP - Corrêa da Costa (2003)



Foto 3.4: Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior com polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 5,5 mm (objetiva 2,5×). Ponto CR-102. Simbologia: Plplagioclásio; Cpxclinopiroxênio.



Foto 3.5: Fotomicrografia evidenciando a estrutura vesicular dos diques de diabásio. Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 2,8 mm (objetiva 5×). Ponto CR-109. Simbologia:PI- plagioclásio; Cpx- clinopiroxênio; Qzquartzo.



Foto 3.6: Fotomicrografia detalhe de do intercrescimento granofírico de ocorrência comum nos diabásios. Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 0,70 mm (objetiva 20×). Ponto CR-102. Simbologia: Pl- plagioclásio; Срхclinopiroxênio; Grintercrescimento granofírico.





Foto 3.7: Fotomicrografia de detalhe de piroxênio com pigeonita no núcleo do cristal e augita na borda, observado nos diabásios. Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 1,39 mm (objetiva 10×). CR-05. Ponto Simbologia: Aug - augita, Pig - pigeonita e PI plagioclásio.

Foto 3.8: Fotomicrografia mostrando a textura ofítica a subofítica dos metabasitos e cristais de piroxênio com bordas anfibolitizadas.

Polarizador inferior. O lado maior da foto tem 5,5 mm (objetiva 2,5×). Ponto CR-104. Simbologia: Plplagioclásio; Px- piroxênio; M- magnetita.

Foto 3.9: Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior, com polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 5,5 mm (objetiva 2,5×). Ponto CR-104.



Foto 3.10: Fotomicrografia mostrando a textura porfirítica dos diques metabasíticos.

Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 5,5 mm (objetiva 2,5×). Ponto GO-100. Simbologia: Plplagioclásio; Cpxclinopiroxênio.



Foto 3.11: Fotomicrografia mostrando o aspecto geral da textura dos diques anfibolíticos. Polarizador inferior. O lado maior da foto tem 1,39 mm (objetiva 10×). Ponto CR-105. Simbologia:PI-plagioclásio; Anf- anfibólio.



Foto 3.12: Fotomicrografia evidenciando o mesmo aspecto anterior, com polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 1,39 mm (objetiva 10×). Ponto CR-105.

Tese de Doutorado - IGc/USP - Corrêa da Costa (2003)



Foto 3.13: Fotomicrografia mostrando a textura do núcleo dos diques anfibolíticos, com cristais de plagioclásios bem preservados.

Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 1,39 mm (objetiva 10×). Ponto GO-15. Simbologia: Pl- plagioclásio; Anfanfibólio.



Foto 3.14: Fotomicrografia mostrando a deformação textural da borda dos diques anfibolíticos, sem a presença de cristais ripiformes de plagioclásios. Polarizadores cruzados. O lado maior da foto tem 1,39 mm (objetiva 10×). Ponto GO-14.

4 QUÍMICA MINERAL

4.1 INTRODUÇÃO

Com a finalidade de determinar suas variações químicas, classificá-las precisamente e estabelecer estudos termobarométricos foram realizadas análises químicas nas principais fases mineralógicas dos três tipos de diques existentes. Assim foram analisados piroxênios, plagioclásios, anfibólios e minerais opacos.

Os pontos analisados foram sempre que possível localizados nos núcleos (N) e nas bordas (B) dos grãos (fenocristais e/ou microfenocristais).

Deste modo, foram efetivamente analisadas quatorze amostras dos seguintes tipos litológicos: sete dos diques de diabásio, cinco dos metabasitos e duas dos anfibolitos.

4.2 PIROXÊNIOS

Para a classificação dos piroxênios, adotou-se neste trabalho a nomenclatura de Morimoto (1988), que segue as recomendações da IMA (*International Mineralogical Association*).

Os dados das composições químicas dos piroxênios ricos (augita) e pobres (enstatita e pigeonita) em cálcio encontram-se nas tabelas 4.1 e 4.2. Nestas tabelas, estão apresentadas também as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios e 4 cátions, bem como, as porcentagens de wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs). Os valores de Fe⁺³ foram calculados por balanço de carga a partir do programa Minpet 2.02 de Richard (1995).

Preliminarmente utilizou-se o diagrama Q – J (Figura 4.1) onde, Q representa o número de cátions (Ca – Mg – Fe) e J (2Na). Neste diagrama pode-se observar que todos os piroxênios analisados localizam-se na área *Quad*. Esta área do diagrama representa piroxênios de Ca, Mg e Fe. Posteriormente, no diagrama da figura 4.2, onde estão representados os componentes moleculares wollastonita



Figura 4.1: Diagrama Q (Ca+Mg+Fe²) *versus* J (2Na) para classificação de piroxênios segundo Morimoto (1988) para os diques máficos de Goiás. Símbolos: cheios representam os núcleos (N) e vazios as bordas (B) dos grãos; diabásios ● ; metabasitos ▲ .



Figura 4.2: Diagrama da variação composicional em função dos componentes moleculares Wo $(Ca_2Si_2O_6)$, En $(Mg_2Si_2O_6)$ e Fs $(Fe_2^2Si_2O_6)$. Símbolos: cheios representam os núcleos (N) e vazios as bordas (B) dos grãos; diabásios •; metabasitos •.

(Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs), pode-se observar a existência de piroxênios ricos e pobres em cálcio. Estes piroxênios segundo a nomenclatura de Morimoto (1988), tratam-se de augita, seguida de augita subcálcica, pigeonita e enstatita.

No diagrama da figura 4.3 verifica-se, que tanto para os piroxênios ricos quanto pobres em cálcio dos diabásios e metabasitos, os conteúdos de wollastonita (Wo) decrescem dos núcleos para as bordas dos grãos acompanhados de um aumento dos teores de ferrossilita (Fs). Entretanto, nos piroxênios pobres em cálcio (pigeonita e enstatita), há um fraco incremento em Wo, e moderado enriquecimento em Fs. Observa-se também, na figura 4.3 que os piroxênios ricos em cálcio posicionam-se abaixo do *trend* de evolução de Skaergaard (Brown, 1957; Brown & Vincent, 1963), e os piroxênios pobres em cálcio se aproxima do *trend* de evolução Skaergaard.

Segundo Wager & Brown (1968), a coexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio e a evolução acompanhada de um decréscimo nos conteúdos de cálcio e aumento nos conteúdos de ferro, é típica de suítes toleíticas.

Com o objetivo de conhecer as temperaturas dos piroxênios, foram utilizados os geotermômetros propostos por Wood & Banno (1973), Kretz (1982) e Andersen *et al.* (1998), para o par augita coexistente com pigeonita e/ou enstatita e o geotermômetro de Ishii (1975) aplicado exclusivamente em pigeonitas. Estes geotermômetros utilizam-se de equações que fornecem a temperatura de equilíbrio em associações minerais contendo dois piroxênios, pois a composição desses minerais é bastante sensível a variações de temperatura.

Wood & Banno (1973), admitiram que as temperaturas calculadas por suas equações geravam uma incerteza de \pm 70^o C. Posteriormente, Wood (1975) com base em dados experimentais, propôs que as temperaturas obtidas pelo método de Wood & Banno (1973) fossem diminuídas em 60^o C. Portanto, as temperaturas apresentadas na tabela 4.3 para o método de Wood & Banno (1973), já estão corrigidas.

A tabela 4.3 apresenta os valores das temperaturas, em graus centígrados, obtidas para cada par de geotermômetro dos piroxênios.



Figura 4.3: Variação composicional em função dos componentes moleculares Wo (Ca₂Si₂O₆), En (Mg₂Si₂O₆) e Fs (Fe²₂Si₂O₆) dos piroxênios ricos e pobres em cálcio, para os núcleos (diagrama A) e bordas (diagrama B) dos grãos. Símbolos: cheios representam os núcleos (N) e vazios as bordas (B); diabásios •; metabasitos ▲ . Linha tracejada representa o *trend* de evolução dos piroxênios da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown & Vincent, 1963).

Os valores médios de temperaturas obtidos para os diques de diabásios nos núcleos (N) e bordas (B) dos grãos foram respectivamente 1177° C (N) e 1163° C (B) pelo geotermômetro de Kretz (1982); 1139° C (N) e 1118° C (B) pelo geotermômetro de Kretz (1973); 1145° C (N) e 1095° C (B) pelo geotermômetro de Ishii (1975); 1169° C (N) e 1080° C (B) pelo geotermômetro de Andersen *et al.* (1998).

Quando se avalia o conjunto dos metabasitos, obtém-se os seguintes valores médios para os núcleos (N) e bordas (B) dos grãos respectivamente: 1204° C (N) e 1099° C (B) pelo geotermômetro de Kretz (1982); 1111° C (N) e 1083° C (B) pelo geotermômetro de Wood & Banno (1973); 1167° C (N) e 1139° C (B) pelo geotermômetro de Ishii (1975), 1167° C (N) e 1109° C (B) pelo geotermômetro de Andersen *et al.* (1998).

Piroxênios com composições semelhantes a estes foram encontrados em diques máficos do sudeste da Bahia, sul de Minas Gerais e centro-leste da Argentina (*e.g.* Menezes Leal *et al.*, 1995; Pinese, 1997; Iacumin *et al.*, 2001), fornecendo valores de temperaturas obtidas pelos métodos de Wood & Banno (1973) Ishii (1975) e Kretz (1982) próximas às temperaturas encontradas para as rochas dos diques de Goiás por estes mesmos geotermômetros.

4.3 PLAGIOCLÁSIOS

Os plagioclásios foram classificados no sistema ternário Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or) conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992).

Os resultados das microanálises químicas dos plagioclásios correspondentes aos núcleos e bordas dos grãos estão na tabela 4.4.

No diagrama Ab – An – Or das figuras 4.4 e 4.5, estão representados todos os plagioclásios.

O diagrama da figura 4.4 estão representas as análises dos núcleos dos grãos. Nesta figura, observa-se que os plagioclásios distribuem-se da seguinte maneira: No diabásio, há um predomínio da composição labradorítica (An 67,6 – 55,0), embora, em algumas análises das amostras CR01 e CR110 ocorre uma ligeira variação dos conteúdos de anortita que são correspondentes a composição bytownítica (An 79,1 – 75,0).

No metabasito, a composição do plagioclásio é exclusivamente labradorítica (An 69,3 - 49,1). Enquanto, que nos anfibolitos há uma variação dos conteúdos de anortita que correspondem a andesina (An 39,3 - 37,5) para os anfibolitos de Goiás e oligoclásio (An 29,0 - 22,1) para os anfibolitos de Crixás.

Nas análises das bordas dos grãos (Figura 4.5), nota-se que predomina a composição labradorítica no diabásio (An 68,8 - 50,4). No metabasito, também há um predominância da composição labradorítica (An 64,6 - 52,2), com a variação de uma amostra para a composição andesítica (An 43). Enquanto, que nos anfibolitos de Crixás e Goiás o plagioclásio apresenta composição que varia entre o límite dos campos da andesina e oligoclásio (An 31,0 - 28,4).

Para a determinação das temperaturas dos estágios de cristalização dos plagioclásios, utilizou-se os geotermômetros de Kudo & Weill (1970) e Mathez (1973), assumindo condições anidras. Os valores da temperatura obtidos para cada amostra, em graus centígrados, estão na tabela 4.5.

Para os diques de diabásio, as temperaturas médias dos estágios de cristalização são respectivamente 1228° C (P) e 1183° C (T) pelo método de Kudo & Weill (1970) e, 1225° C (P) e 1183° C (T) pelo método de Mathez (1973). Os metabasitos apresentam os seguintes valores de temperatura: 1159° C (P) e 1127° C (T) pelo método Kudo & Weill (1970) e 1161° C (P) e 1131° C (T) pelo método de Mathez (1973).



Figura 4.4: Variação composicional dos núcleos dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás. Símbolos: diabásios ● ; metabasitos ▲ ; Anfibolitos ■ .



Figura 4.5: Variação composicional das bordas dos plagioclásios, segundo os componentes moleculares albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos diques máficos de Goiás. Símbolos: diabásios \circ ; metabasitos \triangle ; Anfibolitos \Box .

4.4 ANFIBÓLIOS

A presença de anfibólio foi reconhecida nos três conjuntos de diques estudados. A tabela 4.6 mostra as composições químicas dos grãos de anfibólios.

A classificação utilizada para os anfibólios está de acordo com as novas recomendações da IMA, segundo Leake *et al.* (1997), que apresenta uma nomenclatura mais simplificada que a anteriormente proposta (Leake, 1978).

Para a estimativa de Fe⁺³, adotou-se o método de balanço de carga descrito por Robinson *et al.* (1981).

Todos os grãos de anfibólios são cálcicos, como pode ser observado na figura 4.6. Porém, com variações composicionais diversas. Para os três litotipos estudados, os anfibólios foram classificados em tschermakita, ferro-tschermakita, magnásio-hornblenda, pargasita, ferro-pargasita, magnésio-hastingita, actinolita, ferro-actinolita e ferro-edenita (Figura 4.7).

4.5 MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos ocorrem nos três conjuntos de diques estudados. As microanálises químicas dos minerais opacos revelaram que não houve uma variação composicional significante entre os litotipos analisados, demonstrando a presença de magnetita e ilmenita.

A análises químicas das magnetitas e ilmenitas encontram-se na tabela 4.7.



Figura 4.6: Diagrama de classificação geral dos quatros principais grupos de anfibólios (Leake *et al.*, 1997). Símbolos: diabásios •; metabasitos •; anfibolitos •.



Figura 4.7: Diagramas classificatórios segundo Leake *et al.* (1997) para os anfibólios cálcicos: (A) – (Ca_B \geq 1,5; (Na + K)_A < 0,5 e Ti < 0,5); (B) – (Ca_B \geq 1,5; (Na + K)_A \geq 0,5; Ti < 0,5 e Al_C \geq Fe³⁺); (C) – (Ca_B \geq 1,5; (Na + K)_A \geq 0,5; Ti < 0,5 e Al_C \geq Fe³⁺); (C) anfibolitos **m**.

 Tabela 4.1: Composição química, em % de peso, dos piroxênios ricos em cálcio. Formula estrutural calculada com base em 6 átomos de oxigênio. N - núcleo; B - borda; Aug. - augita.

Litotipo						Diab	ásio					
Amostra	CR01	CR01	CR01	CR01	CR107	CR107	CR107	CR107	GO05	GO05	GO05	GO05
Fase/Grão	N/1	B/1	N/2	B/2	N/1	B/1	N/2	B/2	N/1	N/2	B/2	N/3
SiO ₂	51,35	51,50	52,05	50,85	50,70	51,46	52,01	51,82	51,09	51,49	52,02	52,11
TiO ₂	0,38	0,50	0,26	0,36	0,42	0,31	0,07	0,22	0,56	0,73	0,63	0,45
AI_2O_3	1,66	1,87	2,04	2,08	3,89	2,93	1,33	1,71	2,86	3,16	2,45	1,85
FeO	16,89	17,89	10,80	19,31	11,47	13,44	16,85	17,17	12,16	10,72	14,41	12,16
MnO	0,36	0,38	0,28	0,44	0,19	0,27	0,31	0,34	0,25	0,19	0,34	0,30
MgO	13,62	12,69	17,14	12,00	14,88	15,20	14,57	15,06	16,93	15,29	15,28	16,65
CaO	16,31	16,35	17,70	15,22	16,91	16,19	14,69	13,81	15,68	18,46	15,55	16,92
Na ₂ O	0,32	0,28	0,24	0,25	0,55	0,33	0,23	0,21	0,25	0,25	0,27	0,23
Total	100,91	101,48	100,55	100,54	99,02	100,15	100,06	100,34	99,78	100,29	100,95	100,67
Si	1,93	1,94	1,91	1,94	1,90	1,92	1,97	1,95	1,89	1,90	1,93	1,92
Al ^v	0,07	0,06	0,09	0,06	0,10	0,08	0,04	0,05	0,11	0,10	0,07	0,08
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al VI	0,00	0,02	0,00	0,03	0,07	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,00
Tì	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Fe ³	0,07	0,04	0,09	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,07	0,02	0,01	0,07
Mg	0,76	0,71	0,94	0,68	0,83	0,85	0,82	0,85	0,94	0,84	0,85	0,92
Fe [∠]	0,46	0,52	0,24	0,59	0,32	0,38	0,51	0,51	0,30	0,31	0,43	0,31
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,66	0,66	0,70	0,62	0,68	0,65	0,60	0,56	0,62	0,73	0,62	0,67
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	2,00	2,00
WO	33,47	33,87	35,26	32,15	36,20	33,69	30,38	28,51	32,05	38,26	32,18	33,97
EN	38,89	36,58	47,51	35,27	44,32	44,03	41,92	43,26	48,15	44,09	43,99	46,51
FS	27,64	29,55	17,23	32,58	<u>19,4</u> 9	22,28	27,70	28,23	19,80	17,65	23,83	19,53
Nome	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.

Tabela 4.1: continuação.

Litotipo						Diaba	ásio					
Amostra	GO05	GO05	GO06	GO06	GO06	GO06	GO07	GO07	GO07	G0113	GO113	GO113
Fase/Grão	B/3	N/4	B/1	N/2	B/3	B/4	N/1	B/1	N/2	В	B/1	N/2
SiO ₂	51,07	50,86	49,10	53,03	50,76	50,40	52,83	51,97	51,41	50,61	49,79	50,97
TiO ₂	0,55	1,15	0,81	0,18	0,56	0,33	0,28	0,37	0,48	1,08	1,43	0,81
Al ₂ O ₃	2,96	3,51	2,21	2,27	1,68	2,27	3,42	3,50	3,31	2,98	3,05	2,95
FeO	14,18	13,06	21,22	10,73	21,30	17,71	6,68	8,59	8,48	14,56	13,23	10,86
MnO	0,32	0,25	0,51	0,38	0,50	0,29	0,16	0,23	0,18	0,37	0,29	0,28
MgO	15,77	15,41	12,64	18,82	13,39	15,04	17,89	16,83	17,06	15,82	14,78	16,66
CaO	15,68	14,69	12,92	15,20	12,92	13,74	19,09	19,03	18,87	14,70	16,64	16,42
Na ₂ O	0,36	0,42	0,21	0,22	0,20	0,12	0,22	0,27	0,28	0,28	0,29	0,27
Total	100,89	99,39	99,64	100,83	101,32	99,94	100,56	100,80	100,06	100,42	99,49	99,22
Si	1,89	1,91	1,89	1,93	1,92	1,90	1,92	1,89	1,89	1,89	1,88	1,90
AI ''	0,11	0,09	0,10	0,07	0,08	0,10	0,08	0,11	0,12	0,11	0,12	0,10
Total	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
AI VI	0,02	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03
Ti	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02
Fe³	0,09	0,00	0,08	0,05	0,06	0,08	0,02	0,06	0,08	0,06	0,05	0,05
Mg	0,87	0,86	0,73	1,02	0,76	0,85	0,97	0,91	0,93	0,88	0,83	0,93
Fe ²	0,35	0,41	0,60	0,28	0,61	0,48	0,18	0,20	0,18	0,40	0,36	0,29
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Са	0,62	0,59	0,53	0,59	0,52	0,56	0,74	0,74	0,74	0,59	0,67	0,66
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WO	32,04	31,58	27,22	30,36	26,60	28,20	38,70	38,57	38,23	30,39	34,84	33,99
EN	44,83	46,09	37,05	52,31	38,36	42,95	50,47	47,47	48,08	45,51	43,06	48,00
FS	23,13	22,34	35,74	17,33	35,04	28,84	10,84	13,96	13,70	24,10	22,10	18,01
Nome	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.

Tunola T	1. 00mm	iuuyuv.										
Litotipo				Diabásio					M	etabasit	0	
Amostra	GO113	GO113	GO113	CR110	CR110	CR110	CR110	CR02	CR09	CR104	CR104	CR104
Fase/Grão	B/2	N/3	N/4	N/1	N/2	N/3	N/4	В	В	N/1	N/2	N/3
SiO ₂	50,25	51,64	50,68	51,05	50,26	51,07	50,15	52,25	53,60	52,31	51,36	51,52
TiO ₂	1,15	0,67	1,15	1,27	1,18	1,13	1,59	0,23	0,17	0,54	0,40	0,20
$A _2O_3$	2,62	2,54	2,58	3,39	3,11	2,47	4,63	6,09	5,58	2,91	2,71	0,98
FeO	13,09	12,43	11,18	12,97	13,63	13,33	12,18	12,61	14,05	7,95	9,56	14,17
MnO	0,27	0,29	0,23	0,31	0,30	0,20	0,29	0,23	0,29	0,22	0,24	0,28
MgO	15,61	15,54	15,14	12,63	12,85	13,77	12,54	14,85	14,14	18,12	16,62	11,99
CaO	16,28	16,12	18,13	19,78	19,76	18,13	19,03	12,61	12,28	17,59	18,23	20,49
Na ₂ O	0,25	0,25	0,27	0,43	0,42	0,42	0,60	0,42	0,49	0,18	0,25	0,42
Total	99,52	99,49	99,36	101,83	101,54	100,52	101,01	99,39	100,68	99,80	99,38	100,06
Si "	1,89	1,94	1,90	1,89	1,87	1,91	1,86	1,95	1,99	1,92	1,91	1,95
Al ^w	0,11	0,06	0,10	0,11	0,13	0,09	0,14	0,05	0,01	0,08	0,10	0,04
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
AI ^{VI}	0,00	0,05	0,02	0,04	0,00	0,02	0,07	0,22	0,24	0,04	0,02	0,00
Ti	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe³	0,07	0,00	0,04	0,03	0,09	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07	0,07
Mg	0,87	0,87	0,85	0,70	0,71	0,77	0,69	0,83	0,78	0,99	0,92	0,68
Fe ²	0,35	0,39	0,31	0,37	0,33	0,38	0,36	0,39	0,44	0,22	0,23	0,38
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Са	0,66	0,65	0,73	0,78	0,79	0,73	0,76	0,51	0,49	0,69	0,72	0,83
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1, 9 9	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00
WO	33,62	33,82	37,68	41,45	40,73	37,89	41,18	29,13	28,46	35,77	37,20	42,29
EN	44,84	45,35	43,79	36,82	36,85	40,04	37,76	47,72	45,60	51,27	47,19	34,43
FS	21,54	20,84	18,53	21,73	22,42	22,07	21,07	23,15	25,95	12,96	15,61	23,28
Nome	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.

Tabela 4.1: continuação

Tabela 4.1: continuação.

Litotipo		_				N	letaba	sito					
Amostra	CR104	GO13	GO13	GO13	GO13	GO13	GO100	GO100	GO100	GO100	GO100	GO100	GO100
Fase/Grão	B/4	N/1	B/1	N/2	B/2	B/3	N/1	N/2	B/2	N/3	B/3	N/4	B/4
SiO ₂	51,07	50,37	51,47	52,43	50,48	50,98	49,76	51,00	51,16	50,04	49,70	50,34	50,17
TiO ₂	1,59	0,52	0,03	0,30	0,50	0,37	0,91	0,70	0,62	0,80	0,91	0,78	0,75
Al ₂ O ₃	1,43	2,01	1,50	1,82	1,70	1,74	2,32	2,56	2,42	2,53	1,70	2,96	2,49
FeO	13,26	16,09	17,55	14,73	20,11	13,58	15,28	11,23	11,32	14,25	17,61	11,41	14,88
MnO	0,31	0,41	0,42	0,40	0,40	0,38	0,29	0,19	0,26	0,33	0,40	0,26	0,27
MgO	14,30	15,14	17,88	19,03	15,93	16,47	12,75	16,03	16,10	13,97	11,50	15,69	14,32
CaO	17,74	14,47	10,43	11,80	10,54	15,32	17,86	17,68	17,18	17,47	17,53	17,97	16,20
Na₂O	0,34	0,25	0,20	0,17	0,23	0,22	0,31	0,32	0,33	0,33	0,32	0,31	0,38
Total	100,03	99,26	99,52	100,68	99,89	99,07	99,47	99,71	99,39	99,70	99,67	99,72	99,45
Si	1,92	1,91	1,93	1,93	1,91	1,92	1,90	1,90	1,91	1,89	1,91	1,88	1,90
AI ^W	0,06	0,09	0,07	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,09	0,11	0,08	0,13	0,10
Total	1,99	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00
AI	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,05	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Fe ³	0,01	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06	0,10	0,08
Mg	0,80	0,86	1,00	1,04	0,90	0,92	0,72	0,89	0,90	0,79	0,66	0,87	0,81
Fe ²	0,39	0,43	0,47	0,39	0,55	0,34	0,42	0,27	0,29	0,36	0,50	0,26	0,39
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Са	0,72	0,59	0,42	0,47	0,43	0,62	0,73	0,71	0,69	0,71	0,72	0,72	0,66
Na	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WO	36,79	29,89	21,14	23,56	21,64	31,18	37,41	36,16	35,34	36,17	36,85	36,74	33,78
EN	41,25	43,51	50,42	52,86	45,50	46,64	37,15	45,61	46,06	40,26	33,61	44,62	41,56
FS	21,96	26,61	28,44	23,58	32,87	22,18	25,45	18,23	18,60	23,57	29,54	18,64	24,66
Nome	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug,	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.	Aug.

Tese de Doutorado -- IGc/USP -- Corrêa da Costa (2003)

Litotipo				Diaba	ásio			
Amostra	CR01	CR01	GO06	GO06	GO06	GO06	GO07	GO07
Fase/Grão	N/1	N/2	N/1	B/2	N/3	N/4	N/1	N/2
SiO ₂	52,12	51,40	50,63	51,27	53,67	52,07	55,92	54,95
TiO ₂	0,06	0,08	0,27	0,44	0,24	1,05	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	1,09	1,15	1,84	1,67	1,56	2,04	1,52	1,76
FeO	24,46	19,82	22,07	20,17	16,47	21,44	10,65	13,62
MnO	0,61	0,36	0,42	0,45	0,43	0,39	0,24	0,28
MgO	16,48	20,65	16,40	17,79	22,83	13,75	29,97	28,02
CaO	5,78	5,39	8,13	8,14	6,30	8,74	2,38	2,17
Na ₂ O	0,23	0,14	0,19	0,18	0,10	0,25	0,03	0,06
Total	100,83	99,01	99,96	100,13	101,62	99,85	100,85	100,96
Si	1,97	1,93	1,92	1,92	1,94	2,00	1,96	1,95
AI ^{IV}	0,03	0,05	0,08	0,07	0,06	0,00	0,04	0,05
Total	2,00	1,98	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
AI	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00
Fe ³	0,02	0,08	0,07	0,06	0,06	0,00	0,01	0,03
Mg	0,93	1,15	0,93	1,00	1,23	0,79	1,57	1,48
Fe ²	0,75	0,53	0,63	0,57	0,44	0,69	0,30	0,37
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,23	0,22	0,33	0,33	0,24	0,36	0,09	0,08
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	2,00	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	2,00	2,00
WO	11,97	10,81	16,76	16,62	12,29	19,46	4,52	4,17
EN	47,49	57,61	47,04	50,52	61,97	42,60	79,32	74,97
FS	40,54	31,59	36,20	32,86	25,74	37,95	16,16	20,86
Nome	Pig.	Pig.	Pig.	Pig.	Pig.	Pig.	En	En

Tabela 4.2: Composição química, em % de peso, dos piroxênios pobres em cálcio. Formula estrutural calculada com base em 6 átomos oxigênio. N - núcleo; B - borda; Pig. - pigeonita; En - enstatita.

Tabela 4.2: continuação.

Litotipo				Metab	asito		
Amostra	GO07	CR104	CR104	CR104	CR104	GO13	GO13
Fase/Grão	N/3	N/1	B/1	N/2	B/2	N/1	N/3
SiO ₂	56,44	54,08	53,05	54,16	53,91	53,91	53,01
TiO ₂	0,06	0,21	0,23	0,25	0,21	0,28	0,24
Al ₂ O ₃	0,84	2,12	1,57	1,96	2,01	0,74	1,71
FeO	9,70	13,48	17,92	13,28	13,76	20,84	14,69
MnO	0,24	0,27	0,29	0,32	0,29	0,49	0,36
MgO	31,41	27,36	24,58	27,24	27,23	15,85	23,93
CaO	2,28	2,54	2,42	2,47	2,37	6,77	5,68
Na ₂ O	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,13	0,17
Total	100,99	100,10	100,08	99,72	99,78	99,04	99,80
Si	1,96	1,94	1,94	1,95	1,94	2,07	1,93
AI ^{IV}	0,03	0,07	0,06	0,05	0,06	0,00	0,07
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,07	2,00
AI VI	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00
TI	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,00	0,07
Mg	1,63	1,46	1,34	1,46	1,46	0,91	1,30
Fe [∠]	0,24	0,37	0,50	0,38	0,38	0,67	0,38
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Са	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,28	0,22
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,93	2,00
WO	4,24	4,95	4,76	4,85	4,62	14,89	11,20
EN	81,32	74,15	67,28	74,33	73,96	48 49	65,64
FS	14,44	20,90	27,96	20,82	21,42	36,62	23,17
Nome	En	En	En	En	En	Pig.	Pig.

Tabela 4.3: Temperatura dos piroxênios e o seu valor médio para os diques de diabásio e metabasito. (N) = núcleo; (B) = borda; n = número de amostras; T_{Kretz} = Temperatura Kretz (1982); $T_{Wood \& Banno}$ = Temperatura Wood & Banno (1973); T_{Ishii} = Temperatura Ishii (1975); $T_{Andersen}$ = Temperatura Andersen (1998).

	A			Geotermôn	netros (⁰ C)	······································
	Amostras	Fase	T _{Kretz}	Twood & Banno	T _{Ishii}	TAndersen
	0004	N	1139,43	1090,85	1119,91	1224
	CRUT	В	1118,62	1065,41		1083
	00407	N	1148,87	1141,41		1116
0	CR107	В	1178,49	1136,98		
âŝį	0005	N	1232,53	1102,76		1183
iab	G005	В	1195,36	1088,76		1084
Δ	0000	N	1203,25	1094,23	1143,17	1162
	G006	В	1188,40	1064,67	1095,76	1218
	0007	N	1164,36	1266,58	1174,00	1161
	GOUT	В	1134,95	1236,36		938
	e de la companya de la	Ň	1177,69	1139,17	1145,69	1169.20
Méc	lia (diabásio)		(n=5)	(n=5)	(n=3)	(n=5)
	ner (alabacio)	В	1163,17	1118,43	1095,76	1080.75
			<u>(n≈5)</u>	(n=5)	(n=1)	(n=4)
	CR104	N	1155,32	1120,30	1172,09	1263
<u>1</u>		В	946,61	1160,25	1139,61	1176
Jas	0012	Ν	1345,13	1147,88	1161,96	1200
iat	GOIS	В	1298,44	1083,65		1076
Ř	00400	N	1111,90	1065,68	Aug 4 a 140	1038
	GO100	в	1052,59	1005,30		1076
S. 692 S.	en gang di sekeri d	NI	1204,12	1111,29	1167,33	1167.00
MAA	lia (matabasita)	and the second	(n=3)	(n=3)	(n=2)	(n=3)
INIGO	na (melabasilo)	R	1099,21	1083,07	1139,61	1109.33
		S P S	(n=3)	(n=3)	(n=1)	(n=3)

Litotipo						Diab	ásio					
Amostra	CR01	CR01	CR01	CR01	CR01	CR01	CR107	CR107	CR107	CR107	CR107	GO07
Fase/Grão	N/1	B/1	N/2	B/2	N/3	B/3	N/1	B/1	N/2	B/2	N/3	N/1
SiO ₂	55,36	54,93	54,05	53,90	52,99	57,35	51,86	51,45	51,53	54,96	51,33	50,69
Al ₂ O ₃	27,01	26,04	27,62	27,83	28,25	27,13	30,65	30,59	30,43	28,50	30,45	31,13
FeO	0,57	1,76	0,57	0,44	0,51	1,62	0,30	0,42	0,47	0,24	0,37	0,75
CaO	11,84	10,03	12,33	10,69	13,21	8,04	12,95	5 13,23	13,15	10,47	13,24	13,45
Na ₂ O	2,09	2,98	2,00	2,55	1,94	2,76	4,12	3,86	3,91	5,64	4,02	3,62
K ₂ O	0,14	0,30	0,15	0,19	0,10	0,19	0,08	0,06	0,10	0,07	0,07	0,41
Total	97,03	96,04	96,85	95,60	97,13	97,09	99,96	99,61	99,58	99,90	99,56	100,17
Si	10,20	10,27	10,01	10,06	9,83	10,46	9,42	9,39	9,41	9,92	9,38	9,25
Al	5,86	5,73	6,03	6,12	6,17	5,83	6,56	6,58	6,55	6,06	6,55	6,69
Fe	0,09	0,28	0,09	0,07	0,08	0,25	0,09	0,12	0,14	0,07	0,11	0,22
Са	2,34	2,01	2,45	2,14	2,63	1,57	2,52	2,59	2,57	2,03	2,59	2,63
Na	0,75	1,08	0,72	0,92	0,70	0,98	1,45	1,37	1,39	1,97	1,43	1,28
К	0,03	0,07	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10
Total	19,26	19,44	19,35	19,36	19,45	19,13	20,07	20,06	20,07	20,07	20,09	20,19
Ab	23,90	34,20	22,50	29,70	20,90	37,70	36,30	34,40	34,80	49,20	35,30	32,00
An	75,00	63,60	76,50	68,80	78,40	60,60	63,20	65,20	64,60	50,40	64,20	65,60
Or	1,10	2,30	1,10	1,40	0,70	1,70	0,40	0,40	0,60	0,40	0,40	2,40
Nome	bytow.	lab.	bytow.	lab.	bytow.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.

Tabela 4.4: Composição química, em % de peso, dos plagioclásios, Fórmula estrutural calculada com base em 32 átomos de oxigênio. N - núcleo; B - borda; lab. – labradorita; bytow. – bytownita; and. – andesina e olig. – oligoclásio.

Tabela 4.4: Continuação.

Litotipo				[Diabási	0				М	etabasi	to
Amostra	GO07	GO07	GO113	GO113	GO113	GO113	GO113	CR110	CR110	CR02	CR02	CR09
Fase/Grão	N/2	B/2	N/1	N/2	B/2	N/3	N/4	N/1	N/2	N	В	N
SiO ₂	50,59	51,08	53,79	52,82	54,82	53,68	54,69	52,43	52,91	59,15	58,11	53,21
Al ₂ O ₃	31,78	31,26	28,24	28,97	27,69	28,04	27,73	28,85	28,55	24,89	26,75	27,70
FeO	1,19	0,54	0,96	0,84	0,88	0,98	0,89	0,13	0,35	0,30	0,30	0,91
CaO	11,79	13,77	11,64	12,55	10,72	11,62	11,38	13,29	13,36	6,72	7,93	11,92
Na ₂ O	2,85	3,66	4,83	4,32	5,28	4,85	5,01	1,91	1,91	3,81	3,65	2,87
K₂O	0,41	0,13	0,19	0,14	0,23	0,18	0,20	0,09	0,06	0,07	0,08	0,07
Total	98,73	100,48	99,88	99,78	99,78	99,51	100,01	96,70	97,14	95,14	96,82	96,68
Si	9,30	9,27	9,79	9,63	9,95	9,81	9,92	9,75	9,80	10,91	10,57	9,91
Al	6,88	6,68	6,05	6,22	5,92	6,03	5,92	6,32	6,23	5,40	5,73	6,08
Fe	0,36	0,16	0,28	0,24	0,25	0,29	0,26	0,02	0,05	0,05	0,05	0,14
Са	2,32	2,68	2,27	2,45	2,08	2,27	2,21	2,65	2,65	1,33	1,55	2,38
Na	1,02	1,29	1,71	1,53	1,86	1,72	1,76	0,69	0,69	1,36	1,29	1,04
К	0,10	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Total	19,98	20,11	20,17	20,13	20,14	20,18	20,13	19,44	19,43	19,09	19,21	19,57
Ab	29,60	32,20	42,40	38,00	46,50	42,60	43,80	20,50	20,50	50,40	45,10	30,20
An	67,60	67,00	56,50	61,10	52,20	56,40	55,00	78,90	79,10	49,10	54,20	69,30
Or	2,80	0,80	1,10	0,80	1,30	1,10	1,20	0,60	0,40	0,60	0,70	0,50
Nome	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	bytow.	bytow.	lab.	lab.	lab.

Litotipo				M	etabasi	to				Anfit	olito
Amostra	CR104	CR104	CR104	CR104	CR104	CR104	GO13	GO100	GO100	CR105	CR105
Fase/Grão	N/1	B/1	N/2	B/2	N/3	B/3	N	N/1	N/2	N/1	B/1
SiO ₂	53,54	54,19	50,94	51,73	52,23	57,69	53,68	52,55	54,78	61,03	59,72
Al ₂ O ₃	29,56	27,90	31,52	30,78	30,40	27,13	28,57	28,76	27,87	24,28	25,05
FeO	0,56	1,32	0,17	0,52	0,32	0,01	0,68	1,33	0,81	0,16	0,20
CaO	11,87	10,77	13,78	13,38	12,68	8,92	10,86	10,24	10,15	5,78	6,43
Na ₂ O	4,80	5,38	3,81	4,02	4,37	6,48	3,01	4,99	5,56	8,44	7,87
K₂O	0,08	0,11	0,04	0,05	0,07	0,09	0,06	0,65	0,21	0,09	0,08
Total	100,50	99,79	100,28	100,56	100,20	100,33	96,86	98,60	99,51	99,80	99,43
Si	9,66	9,86	9,25	9,37	9,47	10,30	9,93	9,70	9,96	10,88	10,70
Al	6,28	5,98	6,74	6,56	6,49	5,70	6,22	6,25	5,97	5,09	5,29
Fe	0,16	0,38	0,05	0,15	0,09	0,00	0,11	0,39	0,23	0,05	0,06
Ca	2,30	2,10	2,68	2,60	2,46	1,71	2,15	2,03	1,98	1,10	1,24
Na	1,68	1,90	1,34	1,41	1,54	2,24	1,08	1,79	1,96	2,92	2,73
к	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,15	0,05	0,02	0,02
Total	20,11	20,26	20,07	20,11	20,09	19,97	19,50	20,32	20,16	20,06	20,05
Ab	42,10	47,20	33,20	35,10	38,30	56,50	33,30	45,10	49,20	72,20	68,60
An	57,50	52,20	66,50	64,60	61,40	43,00	66,30	51,10	49,60	27,30	31,00
Or	0,50	0,60	0,20	0,30	0,40	0,50	0,40	3,80	1,20	0,50	0,50
Nome	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	lab.	olig.	and.

Tabela 4.4: Continuação.

Tabela 4.4: Continuação.

Litotipo				ļ	Anfibolit	0			
Amostra	CR105	CR105	CR105	CR105	GO101	GO101	GO101	GO101	GO101
Fase/Grão	N/2	N/3	N/4	N/5	N/1	B/1	N/2	B/2	B/3
SiO ₂	60,45	61,97	62,66	60,67	53,78	55,34	53,55	54,57	55,76
Al ₂ O ₃	24,43	24,22	23,36	24,64	25,24	23,97	26,38	26,01	23,94
FeO	0,16	0,10	0,10	0,12	0,18	0,25	0,04	0,07	0,16
CaO	5,85	5,35	4,69	6,09	9,29	7,76	9,19	7,19	7,13
Na ₂ O	8,19	8,82	9,11	8,22	8,30	9,42	7,58	8,86	9,60
K₂O	0,11	0,10	0,07	0,04	0,39	0,45	0,43	0,48	0,48
Total	99,20	100,70	100,07	99,79	97,27	97,22	97,18	97,19	97,07
Si	10,84	10,94	11,09	10,81	10,08	10,35	10,01	10,16	10,42
Al	5,16	5,04	4,87	5,17	5,57	5,28	5,81	5,71	5,27
Fe	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05	0,08	0,01	0,02	0,05
Са	1,12	1,01	0,89	1,16	1,87	1,56	1,84	1,43	1,43
Na	2,85	3,02	3,13	2,84	3,02	3,42	2,74	3,20	3,48
К	0,03	0,02	0,02	0,01	0,09	0,11	0,10	0,12	0,12
Total	20,04	20,08	20,04	20,03	20,70	20,79	20,51	20,64	20,76
Ab	71,20	74,50	77,50	70,80	60,70	67,30	58,60	67,40	69,30
An	28,10	24,90	22,10	29,00	37,50	30,60	39,30	30,20	28,40
Or	0,60	0,50	0,40	0,20	1,80	2,10	2,20	2,40	2,30
Nome	olig.	olig.	olig.	olig.	and.	and.	and.	and.	olig.

Tabela 4.5: Temperatura dos plagioclásios e o seu valor médio para os diques de diabásio e
metabasito. (N) = núcleo; (B) = borda; n = número de amostras; T_{Kudo & Weill} = Temperatura Kudo & Weill
(1970); T_{Mathez} = Temperatura Mathez (1973).

	\ magatra	Гаса	Geotermôr	netros (^o C)										
F	Amostra	Fase	T _{Kudo & Weill}	T _{Mathez}										
	004	N	1189,84	1189,04										
	CRUI	В	1148,97	1151,03										
	CP107	N	1252,80	1248,21										
<u>.0</u>	UR IU/	В	1154,15	1155,87										
abá;	0.007	N	1284,88	1278,38										
Dis	GOUT	В	1279,53	1273,36										
	00112	Ν	1164,21	1165,24										
	GUTIS	В	1152,05	1153,92										
	CR110	N	1249,69	1245,31										
3.575-002		an a												
Mádi	n //	N (n=5)	1228,28	1225,24										
Médi	a (diabásio)	N (n=5) B (n=4)	1228,28 1183,67	1225,24 1183,54										
Médi	a (diabásio)	N (n=5) B (n=4) N	1228,28 1183,67 1030,82	1225,24 1183,54 1041,84										
Médi	a (diabásio) CR02	<u>N (n=5)</u> B (n=4) N B	1228,28 1183,67 1030,82 1094,77	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73										
Médi	a (diabásio) CR02 CR09	N (n=5) B (n=4) N B N	1228,28 1183;67 1030,82 1094,77 1209,37	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47										
apasito	a (diabásio) CR02 CR09	N (n=5) B (n=4) N B N N N	1228,28 1183;67 1030,82 1094,77 1209,37 1206,72	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47 1204,98										
Metabasito Ip	a (diabásio) CR02 CR09 CR104	N (n=5) B (n=4) N B N N B	1228,28 1183,67 1030,82 1094,77 1209,37 1206,72 1160,86	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47 1204,98 1162,13										
Metabasito	a (diabásio) CR02 CR09 CR104 GO13	N (n=5) B (n=4) N B N N B N	1228,28 1183;67 1030,82 1094,77 1209,37 1206,72 1160,86 1205,29	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47 1204,98 1162,13 1203,65										
Metabasito	a (diabásio) CR02 CR09 CR104 GO13 GO100	N (n=5) B (n=4) N B N N B N N N	1228,28 1183,67 1030,82 1094,77 1209,37 1206,72 1160,86 1205,29 1145,52	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47 1204,98 1162,13 1203,65 1147,83										
ibèM Metapasito	a (diabásio) CR02 CR09 CR104 GO13 GO100	N (n=5) B (n=4) N B N N B N N N N (n=5)	1228,28 1183,67 1030,82 1094,77 1209,37 1206,72 1160,86 1205,29 1145,52 1159,54	1225,24 1183,54 1041,84 1100,73 1207,47 1204,98 1162,13 1203,65 1147,83 1161,16										
base on	n 20 au	nnos uc	, oviĝei	uv.										
--	--	--	--	---	---	--	---	--	--	--	---	---	---	--
Litotipo							Diab	ásio				-		
Amostra	CR01	CR01	CR107	CR107	CR107	CR107	CR107	G005	GO05	G005	GO05	G006	GO06	GO06
SiO ₂	36,64	4 36,43	45,27	43,54	43,75	42,78	42,40	51,54	4 .51,91	52,95	53,44	39,40	50,65	38,80
TiOz	0,89	9 1,26	1,07	1,31	1,26	2,38	1,08	0,05	5 0,46	0,46	0,35	0,19	9 1,58	0,35
Al ₂ O ₃	17,98	3 16,46	10,58	12,22	12,15	10,84	12,73	2,12	2 2,73	2,60	2,32	17,70) 1,72	20,24
FeO	23,54	1 22,61	15,47	16,17	15,81	18,01	17,91	22,63	3 17,54	17,25	12,24	24,34	18,24	21,23
MnO	0,12	2 0,10	0,06	0,07	0,12	0,11	0,03	0,23	3 0,18	0,15	0,10	0,26	6 0,33	0,26
MgO	4,44	1 5,04	11,44	10,37	10,56	9,71	8,98	9,82	2 12,46	13,29	16,23	3,28	11,41	3,97
	11,51	11,49	11,88	11,57	11,66	11,07	11,39	11,60	5 12,13	11,56	12,89	11,01	15,58	11,22
Na ₂ O	1,33	5 1,43	1,50	1,72	1,58	1,30	1,58	0,38	3 0,32	0,34	0,26	1,33	0,25	1,57
K ₂ O	2,30	2,35	0,70	0,83	0,86	0,80	1,00	0,14	+ 0,04	0,03	0,03	0,64	0,01	0,57
	96,70	97,17	98,25	98,13	98,21	97,40	97,57	98,57	97,77	98,63	97,80	98,15	99,77	98,21
51	0,00	5,70	6,67	0,47	6,49	0,44	6,40	1,01	/ /,01	7,05	7,64	6,01	7,49	5,85
Al " Total	2,37	2,30	1,33	1,53	1,51	1,56	1,60	0,33	0,39	0,30	0,30	1,99	0,30	2,15
	8,00	0.74	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,05	8,00
Al T	0,89	0,74	0,51	0,61	0,61	0,37	0,67	0,04	i 0,09	0,09	0,03	1,19	0,00	1,44
li ,	0,10	0,15	0,12	0,15	0,14	0,27	0,12	0,01	0,05	0,05	0,04	0.02	0,09	0,04
Fe°	0,54	U,44	0,18	0,20	0,20	0,35	0,23	0,30	0,19	0,32	0,20	0,46	0,11	0,28
Mg	1,02	1,18	2,52	2,30	2,34	2,18	2,02	2,18	2,73	2,86	3,46	0,75	2,52	0,89
Fe ²	2,49	2,52	1,73	1,81	1,77	1,92	2,03	2,52	1,96	1,76	1,27	2,65	1,98	2,39
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03
	5,05	5,03	5,06	5,07	5,07	5,10	5,07	5,06	5,04	5,10	5,00	5,10	4,73	5,08
Ca	1,90	1,93	1,88	1,84	1,85	1,79	1,84	1,86	1,91	1,79	1,97	1,80	2,26	1,81
	0,40	0,43	0,43	0,50	0,46	0,38	0,46	0,11	0,09	0,10	0,07	0,39	0,07	0,46
K Totol	0,45	0,47	0,13	0,16	0,10	0,15	0,19	0,03		0,01	0,01	0,13	0,00	0,11
Nome	2,74	2,03	Z144	2,50	Z,47	2,32	2,50	2,00	2,00	1,09	2,05	2,32	2,34	2,38 E = T = = b
Tabala	Feraig	reparg	ndenor	Parg	Parg	Mgnoi	Parg	Feace	ACL	ACL	ACI	reisch	Mgnoi	Feisch
Litotino	4.0. 001	nunuaça	10.		Diahá					······				
Amoetra	6006	6007	6007	6007	CO07	CO07	6007	C007	CP110 0	P110	CPM	CPO2		~ ¤ ^>
SiO.		42.74	44.00	12 14	42.91	41 51	42.84	<u> </u>	20 60	20.40	44.1.4	41 60	42.74	44 45
TiO ₂	0.30	2,74	236	253	2/8	1 1 8	42,04 2.76	230	014	0.13	0.45	0.43	0.52	0.18
Al _o O _o	20,20	10.30	2,50	10.02	10.70	14.63	10.34	2,09	10,14	10.28	1463	17 44	1600	1760
FeO	22 26	19 18	19.63	18.97	18 47	18.03	19,07	20,43	17.91	14 64	15.60	1683	16 19	16.79
MnO	0.12	0.23	0.27	0.21	0.26	0.22	0.21	0.30	0.27	016	0.29	0.31	0.29	0.28
MgO	2.82	9.75	9.53	9.61	9,78	8.26	9.47	9.36	7.39	11.32	9.58	7.79	8.66	8.45
CaO	11.06	10,64	10,71	10,59	10,53	11.35	10,66	10.67	10.24	11.11	12,19	11,99	11,44	11.72
Na ₂ O	1,38	2.32	1,83	2,14	1,88	1,98	2,06	1 75	2,51	2,80	1,21	1,34	1,13	1,58
K₂Ö	0,62	0,59	0,62	0,56	0.52	0,60	0,59	0,58	1,03	0,59	0,42	0,71	0,43	0,45
Total	98.34	00 00	~ ~ ~	00 44	07 00	00 40		00.74	07 50	00 52	09.51	98 43	99,30	98,50
Si		98,90	99,11	98,41	91,09	96,1Z	98,36	-96,71	97,59	39,5Z	30,04	00, 10		
	5,88	98,90	<u>99,11</u> 6,57	98,41 6,52	6,42	<u>98,12</u> 6,23	98,36	<u>98,71</u> 6,55	97,59 5,80	5,67	6,44	6,14	6,32	6,08
AI "	5,88 2,12	98,90 6,40 1,60	<u>99,11</u> 6,57 1,43	98,41 6,52 1,48	6,42 1,58	98,12 6,23 1,77	98,36 6,45 1,56	98,71 6,55 1,45	5,80 2,20	5,67 2,33	6,44 1,56	6,14 1,86	6,32 1,68	6,08 1,93
Ai '' Total	5,88 2,12 8,00	98,90 6,40 1,60 8,00	6,57 1,43 8,00	98,41 6,52 1,48 8,00	6,42 1,58 8,00	98,12 6,23 1,77 8,00	98,36 6,45 1,56 8,00	98,71 6,55 1,45 8,00	5,80 2,20 8,00	5,67 2,33 8,00	6,44 1,56 8,00	6,14 1,86 8,00	6,32 1,68 8,00	6,08 1,93 8,00
Al ^{IV} Total Al ^{VI}	5,88 2,12 8,00 1,60	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29	6,42 1,58 8,00 0,33	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17	5,80 2,20 8,00 1,22	5,67 2,33 8,00 0,93	6,44 1,56 8,00 0,96	6,14 1,86 8,00 1,17	6,32 1,68 8,00 1,19	6,08 1,93 8,00 1,11
Al ^V Total Al ^{VI} Ti	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28	6,23 1,77 8,00 0,81 0,13	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27	5,80 2,20 8,00 1,22 0,02	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06	6,08 1,93 8,00 1,11 0.02
Al ^{IV} Total Al ^{VI} Ti Fe ³	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,38	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,29 0,34	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45	5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41
AI ^{VY} Total AI ^{VI} Ti Fe ³ Ma	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,30 0,39 2,18	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,29 0,34 2,15	97,89 6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,28 0,44 2,19	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85
AI ^V <u>Total</u> AI ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ²	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65
AI ^{VY} Total AI ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03
AI ^{VV} Total AI ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13	98,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13	5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07
AI ^W Total AI ^W Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09 1.79	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14 1,71	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13 1,71	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14 1,70	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15 1,69	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08 1,82	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13 1,72	36 ,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13 1,71	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16 1,64	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14 1,71	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03 1,91	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05 1,90	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10 1,77	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07 1.84
AI ^W Total AI ^W Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09 1,79 0,40	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14 1,71 0,67	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13 1,71 0,53	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14 1,70 0,62	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15 1,69 0,55	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08 1,82 0,58	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13 1,72 0,60	95 ,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13 1,71 0,51	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16 1,64 0,73	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14 1,71 0,78	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03 1,91 0,34	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05 1,90 0,38	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10 1,77 0,32	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07 1,84 0,45
AI ^{IV} Total AI ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na K	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09 1,79 0,40 0,12	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14 1,71 0,67 0,11	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13 1,71 0,53 0,12	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14 1,70 0,62 0,11	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15 1,69 0,55 0,10	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08 1,82 0,58 0,12	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13 1,72 0,60 0,11	96 ,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13 1,71 0,51 0,11	5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16 1,64 0,73 0,20	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14 1,71 0,78 0,11	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03 1,91 0,34 0,08	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05 1,90 0,38 0,13	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10 1,77 0,32 0,08	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07 1,84 0,45 0,08
AI ^{IV} Total Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na K Total	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09 1,79 0,40 0,12 2,31	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14 1,71 0,67 0,11 2,49	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13 1,71 0,53 0,12 2,36	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14 1,70 0,62 0,11 2,43	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15 1,69 0,55 0,10 2,34	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08 1,82 0,58 0,12 2,52	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13 1,72 0,60 0,11 2,43	96 ,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13 1,71 0,51 0,11 2,33	97,39 5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16 1,64 0,73 0,20 2,57	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14 1,71 0,78 0,11 2,60	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03 1,91 0,34 0,08 2,33	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05 1,90 0,38 0,13 2,41	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10 1,77 0,32 0,08 2,17	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07 1,84 0,45 0,08 2,37
AI ^{IV} Total AI ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na K Total Nome	5,88 2,12 8,00 1,60 0,03 0,25 0,64 2,56 0,02 5,09 1,79 0,40 0,12 2,31 FeTsch	98,90 6,40 1,60 8,00 0,23 0,30 0,39 2,18 2,01 0,03 5,14 1,71 0,67 0,11 2,49 MgHas	99,11 6,57 1,43 8,00 0,27 0,27 0,27 0,27 0,38 2,12 2,07 0,03 5,13 1,71 0,53 0,12 2,36 Mghbl	98,41 6,52 1,48 8,00 0,29 0,29 0,34 2,15 2,04 0,03 5,14 1,70 0,62 0,11 2,43 Eden	6,42 1,58 8,00 0,33 0,28 0,44 2,19 1,88 0,03 5,15 1,69 0,55 0,10 2,34 Mghbl F	98,12 6,23 1,77 8,00 0,81 0,13 0,24 1,85 2,02 0,03 5,08 1,82 0,58 0,12 2,52 eParg 1	98,36 6,45 1,56 8,00 0,28 0,31 0,35 2,12 2,04 0,03 5,13 1,72 0,60 0,11 2,43 40gHas	36 ,71 6,55 1,45 8,00 0,17 0,27 0,45 2,09 2,11 0,04 5,13 1,71 0,51 0,11 2,33 Mghbl	5,80 2,20 8,00 1,22 0,02 0,49 1,65 1,75 0,03 5,16 1,64 0,73 0,20 2,57 FeParg	5,67 2,33 8,00 0,93 0,01 0,80 2,42 0,95 0,02 5,14 1,71 0,78 0,11 2,60 Parg	6,44 1,56 8,00 0,96 0,05 0,17 2,09 1,74 0,04 5,03 1,91 0,34 0,08 2,33 Mghbl F	6,14 1,86 8,00 1,17 0,05 0,19 1,71 1,89 0,04 5,05 1,90 0,38 0,13 2,41 eTsch	6,32 1,68 8,00 1,19 0,06 0,30 1,86 1,66 0,04 5,10 1,77 0,32 0,08 2,17 Mghbl	6,08 1,93 8,00 1,11 0,02 0,41 1,85 1,65 0,03 5,07 1,84 0,45 0,08 2,37 Tsch

Tabela 4.6: Composição química, em % de peso, dos anfibólios. Fórmula estrutural calculada com base em 23 átomos de oxigênio.

Tese de Doutorado - IGc/USP - Corrêa da Costa (2003)

Litotipo							Metab	asito					
Amostra	CR02	CR02 0	CR09	CR09	CR09	CR09	CR09	CR09	CR104	CR104	CR104	CR104	GO13
SiO ₂	42,66	41,24	41,90	48,35	49,47	52,95	41,28	43,15	46,42	45,77	44,86	45,01	39,99
TiO₂	0,48	0,44	0,35	0,86	1,03	0,13	0,25	0,34	0,32	0,77	0,98	0,97	0,17
Al ₂ O ₃	16,70	18,31	17,35	8,99	7,27	5,02	17,99	15,80	9,97	8,18	9,08	9,14	18,99
FeO	16,40	17,21	17,65	16,33	15,29	13,16	17,93	17,74	14,61	22,01	21,04	21,19	19,71
MnO	0,22	0,26	0,17	0,22	0,29	0,25	0,16	0,24	0,14	0,16	0,13	0,16	0,35
MgO	8,55	7,66	7,38	11,73	12,61	14,96	7,02	8,49	11,94	9,88	9,34	9,34	4,26
CaO	12,20	11,94	11,88	11,58	11,72	12,46	11,86	11,96	12,88	9,14	10,48	9,77	10,77
Na ₂ O	1,14	1,33	1,39	0,90	0,76	0,47	1,45	1,24	1,31	1,22	1,34	1,42	1,47
K₂O	0,48	0,55	0,63	0,55	0,28	0,10	0,77	0,53	0,44	0,42	0,51	0,48	0,56
Total	98,83	98,94	98,70	99,51	98,72	99,50	98,71	99,49	98,06	97,89	98,14	97,80	96,27
Si	6,23	6,04	6,18	6,96	7,14	7,47	6,11	6,28	6,81	6,80	6,71	6,73	6,12
	1,77	1,96	1,82	1,04	0,86	0,53	1,90	1,72	1,19	1,20	1,29	1,27	1,88
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	1,10	1,20	1,20	0,49	0,38	0,31	1,24	0,99	0,53	0,23	0,31	0,34	1,55
Ti	0.05	0.05	0.04	0.09	0.11	0.01	0.03	0.04	0.04	0,09	0,11	0,11	0,02
50 ³	0.25	0.32	0.18	0.29	0.25	0,18	0,18	0,34	0.11	0,94	0,61	0,68	0,19
Ma	1.86	1.67	1.62	2.52	2.71	3.15	1.55	1.84	2.61	2.19	2.08	2.08	0.97
5.02 E 0 ²	1.75	1.79	2.00	1.68	1.60	1.38	2.04	1.82	1.69	1,79	2.02	1.97	2,34
Mn	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
Total	5.04	5.06	5.06	5.10	5.09	5.06	5.05	5.06	4,99	5.26	5.15	5.21	5.11
Ca	1.91	1.87	1.88	1 79	1.81	1.88	1.88	1.87	2.01	1.46	1.68	1.57	1.77
Na	0.32	0.38	0.40	0.25	0.21	0.13	0.42	0.35	0.37	0.35	0.39	0.41	0.44
к	0.09	0.10	0.12	0,10	0.05	0.02	0.15	0.10	0.08	0.08	0.10	0.09	0.11
Total	2.32	2.35	2.39	2,14	2,08	2,03	2.44	2,32	2,46	1,89	2,17	2,07	2,31
Nome	Tsch f	eTsch Fe	Tsch	Mahbi	Mahbl	Mahbl	FeTsch	Fehbl	Mahbl	Mahbi	Mahbl	Mahbi	FeTsch
Tabela 4	6: Conf	inuacão	 	`									
			•										
Litotipo			1			ŀ	hfibol	ito					
Litotipo Amostra	GO13	GO100	CR1	05 CR	105 C	/ R105	Anfibol CR105	ito CR105	GO10	1 GO	101 G	D101 (30101
Litotipo Amostra	GO13 51.76	GO100 49.8	CR1	05 CR	105 C	/ R105 42.48	Anfibol CR105 45.73	ito CR105 44.26	GO10	1 GO	101 G 8.44	0101 (30101 37.22
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂	GO13 51,76 0.60	GO100 49,81	CR1	05 CR 1,07 4	105 C 42,99 0.50	/ R105 42,48 0.37	Anfibol CR105 45,73 0.45	ito CR105 44,20 0.58	GO10 3 40, 3 2,	1 GO 82 3 09	101 G 8,44 0.43	0101 (44,76 0.25	30101 37,22 0,43
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃	GO13 51,76 0,60 2,03	GO100 49,8 2,2 1,9	CR1 1 44 9 C	05 CR 1,07 4),41	105 C 42,99 0,50 16.01	/ R105 42,48 0,37 16.86	Anfibol CR105 45,73 0,45 13.13	ito CR105 44,26 0,56 14,67	GO10 3 40, 3 2, 7 10,	01 GO 82 3 09 22 1	101 G 8,44 0,43 4,62	0101 (44,76 0,25 15,73	30101 37,22 0,43 14,78
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14	05 CR 1,07 4 0,41 5,05	105 0 42,99 0,50 16,01 15,30	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32	ito CR105 44,28 0,58 14,67 14,48	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21,	01 GO 82 3 09 1 22 1 23 2	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06	30101 37,22 0,43 14,78 23,43
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C	05 CR 1,07 4 1,07 4 1,31 4 1,31 4	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22	ito CR105 44,28 0,58 14,6 14,4 0,28	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4	CR1 1 44 9 0 9 15 6 14 3 0 4 10	05 CR 1,07 4 0,41 1,31 4 0,24 0,33	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32	ito CR105 44,28 0,58 14,67 14,48 0,28 10,36	GO10 GO10	01 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 80	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6	CR1 1 44 9 C 9 15 9 15 14 3 C 4 10 9 11	05 CR 1,07 1,07 1,31 1,31 1,31 1,24 1,33 1,69	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11	ito CR105 44,26 0,56 14,67 14,46 0,26 10,36 11,92	GO10 GO10	01 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 80 1 12 1	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C 4 1C 9 11 9 1	05 CR 1,07 1,07 1,31 1,31 1,31 1,33 1,69 1,46	105 0 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23	ito CR105 44,26 0,58 14,67 14,48 0,28 10,38 11,92 1,32	GO10 GO10	1 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 80 1 12 1 15	101 G4 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0	CR1 1 44 9 CC 9 15 6 14 3 C 4 1C 9 11 9 1 3 C	05 CR 07 4 0,41 0,505 0,24 0,33 ,69 1 ,46 0,39	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31	ito CR105 44,22 0,58 14,65 14,45 14,45 10,35 11,92 1,32 0,35	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 22 1 23 2 29 80 12 1 15 79	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52	GO100 49,8 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C 4 10 9 11 9 1 3 C 3 98	05 CR 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 69 1,46 0,39 0,07 5	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95	ito CR105 44,22 0,55 14,65 14,45 14,45 14,45 14,45 10,35 11,92 1,32 0,35 98,33	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 6, 2 11, 2 1, 3 1, 3 98,	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 80 1 12 1 15 79 9 00 9	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4(CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C 4 1C 9 11 9 1 3 C 3 98 9 80 6	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,69 1,46 0,39 0,07 0,43	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59 6,28	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59	ito CR105 44,22 0,55 14,65 14,45 14,45 10,32 10,32 11,92 1,32 0,33 98,33 6,42	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 6, 2 11, 2 1, 3 1, 3 98, 5 6, 5 6,	II GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 12 1 15 79 00 9 45 45	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V}	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,40 0,3	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C 4 10 9 11 9 1 1 3 C 3 98 3 98 5 1	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,69 0,39 0,07 0,43 0,57	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 36,59 6,28 1,72	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41	ito CR105 44,22 0,55 14,65 14,45 14,45 10,35 11,92 1,32 0,33 98,33 6,42 1,55	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 6, 2 11, 2 1, 3 1, 3 98, 5 6, 5 1,	II GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 12 1 15 79 00 9 45 55	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,40 0,35 8,05	CR1 1 44 9 0 9 15 6 14 3 0 4 10 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 1 9 6 5 1 9 8	05 CR 0,7 4 0,41 0,24 0,33 ,69 4 0,33 ,69 4 0,39 0,07 5 0,00	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00	42,48 0,37 16,86 15,44 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00	ito CR105 44,22 0,55 14,65 14,45 10,36 11,92 1,32 0,38 98,33 6,45 8,00	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 21, 3 1, 3 3, 5 6, 5 1, 5 1, 5 1, 5 8, 5 8, 5 8, 5 8, 6 8, 5 1, 6 8, 6 8, 7 10, 7 10,	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 12 1 15 79 00 9 45 55 00 9	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{IV} Total	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 8,0 0,00	CR1 1 44 9 C 9 15 6 14 3 C 4 10 9 11 9 1 3 C 4 10 9 11 3 C 3 98 3 98 5 1 9 8 0 6 5 1 1 9 8	05 CR 07 4 0,41 0,24 0,33 ,69 4 ,46 ,39 ,07 5 ,43 ,57 ,00 01	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82	ito CR105 44,27 0,55 14,67 14,45 10,35 11,92 10,35 11,92 1,32 0,35 98,33 6,45 8,00 0,96	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 22 1 23 2 29 80 - 12 1 15 79 00 9 45 55 00 - 36 0	101 G4 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{IV} Total Al ^{VI} Ti	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 8,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0	CR1 1 44 9 15 65 14 3 C 4 1C 9 11 9 11 9 13 9 16 9 17 9 18 9 18 9 18 9 18 9 13	05 CR 07 4 0,41 0,24 0,33 ,69 1 ,46 0,39 0,07 5 ,43 57 00 00 00 00 00 00 00 00 00 0	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06	/ R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05	ito CR105 44,27 0,55 14,67 14,45 10,35 14,45 10,35 11,92 1,32 0,35 98,33 6,45 8,00 0,96 0,09	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 22 1 23 2 29 80 - 12 1 15 79 00 9 45 - 55 00 - 36 - 25 -	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{$1V$} Total Al ^{$V1$} Ti Ea ³	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 0,0 0,1 0,0 0,1 0,3 6 0,0	CR1 1 44 9 00 9 15 6 14 3 00 4 10 9 11 9 11 3 00 6 6 5 1 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8	05 CR 0,07 4 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,07 5 0,43 0,07 5 0,43 0,07 5 0,43 0,07 5 0,01 0,05 0,01 0,05 0,23	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 38,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22	ito CR105 44,27 0,58 14,67 14,48 0,28 10,38 14,67 1,44 10,38 11,97 1,37 0,38 98,33 6,48 1,55 8,00 0,96 0,060 0,060 0,060	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 80 1 12 1 15 1 79 00 9 36 25 1 15 1	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total Al ^{VI} Ti Fe ³ Mo	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 8,0 0,0 0,1 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3	CR1 1 44 9 15 9 15 14 10 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 13 0 1 13 00 13 00 13 00	05 CR 0,07 0,41 0,05 0,33 0,24 0,33 0,69 1,46 0,39 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,07 0,05 0,07 0,05 0,07 0,05	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 36,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 2,09	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43	ito CR105 44,27 0,58 14,67 14,48 0,28 14,48 0,28 14,67 14,48 0,28 14,67 1,57 8,00 0,96 0,000 0,000 0,20 2,25	GO10 GO10	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 12 1 15 79 00 9 45 55 00 36 25 1 15 40	101 Gr 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 1,15	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 96,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Ai ^{V} Total Ai ^{V} Ti Fe ³ Mg Ea ²	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3	CR1 1 44 9 15 9 15 14 14 3 C 4 10 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 10 13 C 13 C 14 10 15 1 16 1 17 1 18 1	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 69 1,46 0,39 0,07 6,00 0,01 0,05 0,23 0,05 0,23 0,05 0,23 0,25 5,52	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51	ito CR105 44,22 0,55 14,67 14,46 14,45 10,32 11,92 1,32 0,33 98,33 6,44 1,55 8,00 0,96 0,06 0,20 2,25 1,56	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 12 1 15 1 79 9 45 55 00 36 225 115 60 66	101 Gr 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total Al ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02	GO100 49,8 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,3	CR1 1 44 9 15 9 15 14 10 9 14 10 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 13 0 6 5 1 9 8 9 8 9 8 9 8 9 8 13 0 13 0	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 69 1,46 0,39 0,07 60 0,01 0,05 1,23 1,25 1,25 1,25 1,23 1,25 1,23 1,25 1,23 1,25 1,23 1,25 1,23 1,25 1,2	1105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03	ito CR105 44,22 0,55 14,60 14,40 14,40 14,42 10,32 14,62 10,32 11,92 1,32 0,33 98,33 6,44 1,55 8,00 0,96 0,20 0,20 0,21 5 1,56 0,00	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 0	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 29 1 15 1 79 9 45 55 00 36 25 1 60 66 04 04	101 Gr 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 1	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^V Total Al ^V Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04	GO100 49,8' 2,2 1,9 20,7(0,2) 11,4' 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4(0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0	CR1 1 44 9 15 14 10 15 14 14 10 14 10 15 14 16 11 17 11 18 00 19 11 13 00 14 100 15 1 16 0 17 10 18 00 19 1 13 00 14 10	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 69 0,24 0,33 69 0,46 0,39 0,07 60 0,43 0,57 00 0,01 0,05 0,23 0,23 0,25 52 0,03 0,8 0,8 0,9 0,9 0,9 0,9 0,9 0,9 0,9 0,9	105 0 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,78 1,49 0,48 98,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07	2R105 42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06	ito CR105 44,22 0,55 14,6 14,4 10,32 10,32 11,92 1,32 0,33 98,33 6,4 1,55 8,00 0,96 0,06 0,22 2,25 1,56 0,03 5,07	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 2, 1, 3 98, 5 6, 5 1, 5 1, 5 0, 5 0, 5 0, 5 1, 5 0, 5 2, 1, 3 0, 5 6, 5 2, 1, 3 0, 5 6, 5 0, 5 0,	I1 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 115 1 79 9 45 55 00 9 45 15 60 66 04 05	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04
Litotipo Amostra Si O_2 Ti O_2 Al ₂ O_3 FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^V Total Al ^V Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04	GO100 49,8' 2,2 1,9 20,7(0,2; 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4(0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,1 0,3 6,0 2,5 2,01 0,0 3 5,0 6 1,7 7	CR1 1 44 9 15 65 14 70 11 71 75 72 14 73 76 74 100 75 11 76 11 77 11 78 76 79 11 73 76 75 1 76 76 76 76 77 76 78 76 79 11 79 11 79 12 70 6 70 1 73 76 75 57 70 1 73 75 75 55 75 75 76 75	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 0,05 0,46 0,39 0,46 0,39 0,43 0,57 0,00 0,01 0,05 0,23 0,25 52 0,03 0,08 83	105 0 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07 1,84	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07 1,86	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06 1,87	ito CR105 44,22 0,55 14,6 14,4 10,32 11,92 1,32 0,38 98,33 6,44 1,55 8,00 0,96 0,06 0,22 2,25 1,56 0,00 0,20 0,20 0,20 0,20 0,20 0,20 0,2	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 6, 2 11, 2 1, 3 1, 3 98, 5 6, 5 1, 5 0, 5 0, 5 1, 5 2, 1, 3 0, 5 6, 2 1, 3 0, 5 6, 2 1, 3 0, 5 6, 2 1, 3 0, 5 6, 2 1, 3 0, 5 6, 5 0, 5	I1 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 115 1 79 9 45 55 00 9 45 60 66 1 004 1 005 88	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05 1,88	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00 1,85	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04 1,91
Litotipo Amostra Si O_2 Ti O_2 Al ₂ O_3 FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Ai ^{VV} Total Ai ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04 1,91	GO100 49,8* 2,2 1,9 20,7(0,2; 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4(0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,0 1,7 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0	CR1 1 44 9 15 6 14 3 C 4 1C 9 11 9 1 10 1 11 1 12 1 13 1	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 0,05 0,24 0,33 0,69 0,46 0,39 0,46 0,39 0,43 0,57 0,00 0,43 0,57 0,00 0,43 0,25 52 0,03 0,08 83 41 0,41 0,50 52 0,05 0,24 0,33 0,69 0,41 0,24 0,33 0,69 0,41 0,24 0,33 0,69 0,41 0,24 0,33 0,69 0,41 0,24 0,33 0,69 0,41 0,24 0,33 0,69 0,41 0,57 0,05 0	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07 1,84	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07 1,86 0,42	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06 1,87 0,35	ito CR105 44,22 0,55 14,6 14,4 0,22 10,3 14,4 10,3 14,4 0,22 10,3 14,4 0,3 98,3 6,4 8,00 0,9 0,00 0,22 2,25 1,56 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,22 0,00 0,00 0,22 0,000 0,000000	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 21, 3 0, 5 6, 2 11, 2 1, 3 1, 3 98, 5 6, 5 1, 5 0, 5 1, 5 2, 1, 3 0, 5 2, 1, 3 0, 5 6, 2 1, 3 0, 5 6, 5 1, 3 0, 5 6, 5 1, 3 0, 5 6, 5 1, 5 0, 5 1, 5 0, 5 0, 5 1, 5 0, 5 0, 5 1, 5 0, 5 0, 5 1, 5 0, 5 0, 6 , 5 0, 7 0, 5 0, 5 0, 5 0, 7 0, 5 0, 5 0, 7 0, 5 0, 7 0,	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 112 1 15 1 555 00 36 2 15 1 60 66 004 1 005 1 88 3 335 1	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05 1,88 0,50	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00 1,85 0,46	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04 1,91 0,54
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total Si Al ^{1V} Total Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na K	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04 1,91 0,04 0,01	GO100 49,8' 2,2 1,9 20,7(0,2; 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4(0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 0,3 0,3 0,0 0,0 1,7 0,0 0,0 1,7 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0	CR1 1 44 9 15 6 14 3 02 4 100 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 1 9 6 10 6 10 6 10 6 11 7 12 1 13 00 14 10 15 1 16 0 17 1 18 0 19 1 13 0 13 0	05 CR 0,07 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,69 0,46 0,39 0,46 0,39 0,43 0,57 0,00 0,43 0,57 0,00 0,23 0,23 0,25 5,52 0,03 0,88 0,83 0,41 0,7 0,94	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,78 1,49 0,48 28,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07 1,84 0,42 0,09	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07 1,86 0,42 0,09	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06 1,87 0,35 0,06	ito CR105 44,22 0,55 14,6 14,4 0,22 10,32 11,92 1,32 0,33 6,44 1,55 8,00 0,06 0,20 0,20 0,20 0,20 0,20 0,20 0	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 2, 1, 5 21, 3 0, 5 21, 5 21, 3 0, 5 21, 5 2, 7 30, 7 5, 5 2, 7 0, 7 5, 5 1, 7 5, 6 , 7 5, 7 0, 7 5, 7 0, 7 5, 7 0, 7 5, 7 0, 7 0, 7 5, 7 0, 7 0, 7 5, 7 0, 7 0, 7 5, 7 0, 7 0,	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 112 1 15 1 555 00 36 1 60 66 04 0 688 35 335 0	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05 1,88 0,50 0,38 0,50	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00 1,85 0,46 0,27	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04 1,91 0,54 0,37
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total Al ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na K Total	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04 1,91 0,04 0,01 1,97	GO100 49,8" 2,2 1,9 20,7 0,2 11,4 10,6 0,2 0,0 97,5 7,4 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 8,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,1 0,3 6,0 0,0 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 1,7 0,0 2,7 0,0 1,7 0,0 2,7 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0,0 0	CR1 1 44 9 15 6 14 3 00 4 100 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 11 9 13 0 1 3 00 5 1 9 8 0 1 3 00 3 00 3 00 3 00 13 00 13 00 13 00 13 00	05 CR 0,07 4 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,24 0,33 0,46 0,39 0,46 0,39 0,43 0,57 0,00 0,23 0,23 0,23 0,23 0,23 0,25 5,52 0,03 0,83 0,41 0,7 1,31 0,05 1,31 0,05 1,31 1,57 1,05 1,05 1,05 1,07 1,0	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 15,30 0,28 9,60 1,49 0,48 36,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07 1,84 0,42 0,09 2,35	42,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07 1,86 0,42 0,09 2,37	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06 1,87 0,35 0,06 2,27	ito CR105 44,22 0,55 14,60 14,42 0,52 14,60 14,42 0,32 14,60 14,42 0,32 0,33 6,42 1,55 8,00 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0,96 0	GO10 3 40, 3 2, 7 10, 5 21, 3 0, 5 2, 1, 5 21, 3 0, 5 21, 5 21, 3 0, 5 21, 5 21, 5 21, 5 21, 5 21, 5 21, 5 21, 5 21, 5 0, 5 0, 7 5, 5 2, 3 0, 7 5, 5 2, 3 0, 7 5, 5 2, 3 0, 7 5, 5 2, 7 0, 7 5, 5 2, 7 0, 7 5, 5 2, 7 0, 7 5, 6 7 0, 7 5, 7 0, 7	11 GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 115 1 79 9 445 1 555 00 36 6 00 5 88 35 335 6 60 66 336 6 60 6	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05 1,88 0,50 0,38 2,76	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00 1,85 0,46 0,27 2,58	30101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04 1,91 0,54 0,37 2,81
Litotipo Amostra SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Total Si Al ^{1V} Total Si Al ^{1V} Total Al ^{VI} Ti Fe ³ Mg Fe ² Mn Total Ca Na ₂ C K ₂ O Total Na Ca Na Si Al ^V Total Nome	GO13 51,76 0,60 2,03 16,40 0,12 13,33 12,06 0,15 0,07 96,52 7,65 0,34 8,00 0,01 0,07 0,25 2,94 1,76 0,02 5,04 1,91 0,04 0,01 1,97 Act	GO100 49,8° 2,22 1,9% 20,7% 0,22 11,44 10,6% 0,02 97,52 7,4% 0,3% 8,0% 0,00 0,12 0,3% 2,5% 2,01 0,0% 5,0% 1,7% 0,0% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,0% 1,7% 0,2% 1,9% 0,2% 1,9% 0,2% 1,9% 0,2% 1,9% 0,2% 1,9% 0,2% 1,9% 0,2% 0,0% 0,2% 1,9% 0,2% 0,0% 0,2% 0,0% 0,2% 0,0% 0,2% 0,0% 0,0	CR1 1 44 9 15 63 14 7 1 7	05 CR 07 4 0,41 0,24 0,33 ,69 4 0,39 0,24 0,39 0,43 57 0,00 0,01 0,05 52 0,03 0,83 0,41 0,24 0,33 0,24 0,33 0,57 0,00 0,23 0,23 0,23 0,23 0,24 0,33 0,57 0,05 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,39 0,24 0,05 0,24 0,24 0,39 0,24 0,05 0,24 0,24 0,24 0,24 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,24 0,05 0,	105 C 42,99 0,50 16,01 15,30 0,28 9,60 11,78 1,49 0,48 38,59 6,28 1,72 8,00 1,03 0,06 0,25 2,09 1,62 0,03 5,07 1,84 0,42 0,09 2,35 (a,b) (a,b)	A2,48 0,37 16,86 15,44 0,24 9,28 11,88 1,48 0,49 98,82 6,20 1,80 8,00 1,09 0,04 0,27 2,02 1,61 0,03 5,07 1,86 0,42 0,09 2,37 Tsch	Anfibol CR105 45,73 0,45 13,13 14,32 0,22 11,32 12,11 1,23 0,31 98,95 6,59 1,41 8,00 0,82 0,05 0,22 2,43 1,51 0,03 5,06 1,87 0,35 0,06 2,27 Mohbl	ito CR105 44,22 0,55 14,60 14,42 10,32 14,42 10,32 14,42 10,32 14,42 0,22 10,32 14,60 14,42 0,22 10,33 6,42 0,00 0,20 2,25 1,56 0,00 5,07 1,86 0,07 2,30 Mahb	GO10 GO10	II GO 82 3 09 1 22 1 23 2 80 1 115 1 79 9 445 1 55 00 36 1 60 66 04 0 53 60 36 1 60 15 60 15 60 15 60 15 60 15 60 16 60 16 60 16	101 G 8,44 0,43 4,62 3,49 0,32 4,90 1,19 1,65 1,87 9,35 6,03 1,97 8,00 0,73 0,05 0,38 1,15 2,70 0,04 5,05 1,88 0,50 0,38 2,76 Parg Fe	0101 (44,76 0,25 15,73 18,06 0,17 4,08 11,22 1,55 1,35 98,90 6,90 1,10 8,00 1,75 0,03 0,00 0,94 2,33 0,03 5,00 1,85 0,46 0,27 2,58 ≥Eden	GO101 37,22 0,43 14,78 23,43 0,27 4,72 11,17 1,74 1,79 97,79 5,94 2,07 8,00 0,71 0,05 0,45 1,12 2,68 0,04 5,04 1,91 0,54 0,37 2,81 FeParo

Tabela 4.6: Continuação.

Act – actinolita; Mghbl – magnésio-homblenda; Fehbl – ferro hornblenda; Tsch – tschermakita; FeTsch – ferro-tschmakita; Parg – pargasita; FeParg – ferro-pargasita; Eden – edenita; FeEden – ferro-edenita; MgHas – magnésio-hastingsita.

Litotipo		Diabá	sio					Metaba	sito
Amostra	GO06	GO07	GO07	GO07	GO07	GO113	GO113	CR104	CR104
SiO ₂	0,16	0,08	0,06	0,07	0,02	1,19	0,06	0,04	0,02
TiO ₂	5,90	0,71	0,83	50,59	51,52	18,75	18,07	48,06	51,43
Al ₂ O ₃	0,75	0,38	0,32	0,03	0,00	1,41	1,45	0,19	0,02
FeO	36,90	30,94	30,96	44,12	44,91	16,96	15,38	42,39	44,91
Fe ₂ O ₃	57,23	65,21	64,84	2,67	1,02	58,13	63,04	6,05	0,79
MnO	0,20	0,01	0,02	0,70	0,74	0,93	0,94	0,31	0,72
MgO	0,12	0,04	0,00	0,42	0,42	0,23	0,01	0,30	0,35
CaO	0,01	0,00	0,01	0,15	0,04	0,04	0,02	0,00	0,04
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,21	0,07	0,02
Total	101,33	97,38	97,03	98,74	98,67	97,99	99,19	97,43	98,30
FeOt	88,41	89,63	89,31	46,52	45,82	69,33	72,17	47,84	45,62

Tabela 4.7: Composição química, em % de peso, das magnetitas e ilmenitas. FeO e Fe₂O₃ foram calculados segundo Carmichael (1967).

Tabela 4.7: Continuação.

Litotipo		Metab	asito			Anfibo	olito	
Amostra	CR104	CR104	CR104	GO100	CR105	CR105	GO101	GO101
SiO ₂	0,00	0,01	0,05	0,04	0,01	0,03	0,06	0,04
TiO ₂	50,30	49,53	1,45	50,87	0,01	0,03	50,26	50,54
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,41	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
FeO	43,90	43,11	31,31	44,98	24,83	24,78	42,89	43,25
Fe ₂ O ₃	2,30	2,59	62,98	0,81	55,26	55,15	0,93	1,14
MnO	0,70	0,77	0,00	0,78	0,02	0,00	1,88	1,86
MgO	0,35	0,36	0,02	0,06	0,00	0,01	0,23	0,24
CaO	0,08	0,03	0,00	0,03	0,08	0,01	0,02	0,05
ZnO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,08	0,00
Total	97,66	96,47	96,22	97,58	80,25	80,01	96,39	97,14
FeOt	45,97	45,45	88,00	45,71	74,57	74,42	43,73	44,28
				1				

59

5.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentadas as análises químicas de rocha total e, discutidos os aspectos relativos ao comportamento geoquímico dos três litotipos (diabásios, metabasitos e anfibolitos) presentes na área estudada. As amostras analisadas foram coletadas em pontos estratégicos, levando-se em conta a representatividade dos diferentes diques máficos na região estudada e as suas relações tectônicas gerais.

O estudo geoquímico tem por finalidade fornecer maiores informações, para permitir a verificação da existência de semelhanças e/ou diferenças químicas dos vários tipos petrográficos e, ao mesmo tempo, permitir inferências acerca dos processos petrogenéticos e ambientes tectônicos. Os resultados das análises químicas em rocha total dos diques máficos são apresentados na tabela 5.1.

5.2 MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS

Um dos principais problemas quanto a utilização de diagramas geoquímicos no estudo de rochas vulcânicas Arqueanas-Paleoproterozóicas é a mobilidade dos elementos químicos, pois tais rochas podem ter passado por processos como hidrotermalismo e/ou metamorfismo. Sendo assim, este item teve a finalidade de verificar se houve ou não a mobilidade dos elementos utilizados.

O comportamento geoquímico dos elementos, quando submetidos a processos de natureza metamórfica, hidrotermal ou intempérica, depende, de maneira geral, do seu potencial iônico, que controla a sua mobilidade química em fluidos aquosos. Quanto ao potencial iônico, os elementos podem ser classificados em (*e.g.* Pearce, 1983): a) elementos de baixo potencial (menores que 3); b) elementos de potencial intermediário (entre 3 e 10) e c) elementos de alto potencial (maiores que 10).

Em processos intempéricos, os elementos de potencial iônico intermediário (*e.g.* Al, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ga, Y, Zr, Nb, terras raras (exceto La), Hf, Ta e Th) se comportam como imóveis, enquanto que aqueles de alto potencial iônico (*e.g.* B, C, N,

Si e S) e baixo potencial iônico (*e.g.* Na, Mg, K, Ca, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba e La) podem ser facilmente mobilizados por meio de soluções aquecidas.

Nos processos metamórficos, a mobilidade química dos elementos tende a ser mais intensa devido a atuação de temperaturas sempre mais elevadas, que favorece a formação e solubilização de complexos iônicos, como ocorre na fácies de alta temperatura (*e.g.* fácies granulito). Entretanto, em condições metamórficas de fácies anfibolito a xisto verde os elementos de baixo e alto potencial são mobilizados nas zonas de cisalhamento (Winchester, 1984; Winchester & Max, 1984).

Diante disto, torna-se necessário avaliar a mobilidade de elementos químicos em terrenos afetados por metamorfismo. No caso dos diques, essa avaliação justificase devido à sua forma e extensão, pois a sua estreita interação com a rocha encaixante facilitaria a troca de elementos (Winchester, 1976).

Para avaliar a possibilidade de mobilização de elementos químicos dos litotipos máficos optou-se por utilizar os diagramas das razões de proporções moleculares (MPR) conforme foi proposto por Pearce (1968) e posteriormente por Beswick & Soucie (1978) e Beswick (1982) entre outros. Em geral, quando os diagramas MPR apresentam os conjuntos de dados com tendência retilínea e boa correlação, estes podem refletir processos magmáticos, enquanto que a dispersão de pontos ao longo de um leque que passe pela origem do diagrama tende a refletir modificações posteriores na concentração dos elementos em questão.

Nos diagramas da figura 5.1, pode-se observar que para os elementos utilizados a tendência geral destas rochas (incluindo os anfibolitos) é retilínea e com pouca dispersão. As linhas que representam estas tendências não passam pela origem dos diagramas. Tais resultados indicam que as rochas não sofreram mobilizações significativas dos elementos considerados e que as análises químicas apresentadas refletem composições originais.



Figura 5.1: Diagramas das razões de proporções moleculares das unidades máficas. Simbolos: Círculos = diabásios; triângulos = metabasitos; quadrados = anfibolitos. Os símbolos cheios representam altos teores de TiO₂ (ATi) e vazios os baixos teores de TiO₂ (BTi). FM é a soma das proporções moleculares de Fe₂O₃, MgO e MnO.

Com relação aos elementos traços, foram testados os elementos Ba, Rb, Sr, La e Zr. Estes elementos (com exceção do Ba) apresentaram linhas de tendências compatíveis com processos magmáticos, sugerindo que não foram obliterados ou mobilizados.

5.3 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

Neste item tratar-se-á da filiação magmática dos diques máficos, que foram classificados petrograficamente como diabásios, metabasitos e anfibolitos. Estes três litotipos mostraram diferenças importantes nas suas composições químicas e foram divididos com base nos seus conteúdos de TiO₂ em dois grupos (Figura 5.4; mg# *versus* TiO₂): 1 – diques de alto TiO₂ (para teores de TiO₂ > 1,5%) e; 2 – diques de baixo TiO₂ (para teores de TiO₂ < 1,5%).

De modo geral, os diques com altos teores de TiO₂ ocorrem predominantemente na porção sul da área entre as cidades de Goiás e Morro Agudo de Goiás, com exceção do dique representado pela amostra CR110. Os diques com baixos teores de TiO₂ ocorrem tanto na porção norte (proximidades de Crixás) como na porção sul, mas com ligeira predominância na primeira (Figura 3.1).

Vários autores adotaram a distinção geoquímica para rochas básicas em termos dos teores de TiO₂. Essas diferenças nos conteúdos de TiO₂ foram observadas nos basaltos da Bacia do Paraná (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1984; 1986), nos enxames de diques toleíticos de Salvador (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1991; 1998; entre outros) e, também, nos diques Paleoproterozóicos de Carajás (*e.g.* Rivalenti *et al.*, 1998). Esta separação nos teores de TiO₂ que também é observada nos diques de Goiás, e pode estar refletindo a característica da fonte mantélica.

Num trabalho de revisão, lacumin *et al.* (2003) mostraram que os basaltos toleíticos da Plataforma Sul Americana são caracterizados por altos e baixos conteúdos de TiO₂. Segundo este autor, a distinção no conteúdo de TiO₂ que é evidenciada tanto nos basaltos Neoarqueano-Paleoproterozóicos como também, nos basaltos Mesozóicos reflete a heterogeneidade da fonte mantélica.

Dentre os vários diagramas existentes para distinguir basaltos toleíticos de cálcio-alcalinos, foi utilizado o AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 5.2). Neste diagrama, observa-se claramente a afinidade toleítica das rochas máficas estudadas. Além disso, é possível notar as primeiras diferenças entre os litotipos estudados. Por exemplo, os diques de alto TiO₂ quando comparados aos de baixo TiO₂, posicionam-se mais próximo do vértice que representa os teores de FeOt (Figura 5.2).

Na figura 5.3 observa-se o diagrama de classificação sílica versus álcalis, conforme a proposta de Le Bas *et al.* (1986), para as rochas máficas. Nesta figura verifica-se que todos os litotipos são predominantemente basaltos, com pequena variação para andesito basáltico. Nota-se, também, uma separação entre os grupos alto e baixo TiO₂, sendo que o grupo de alto TiO₂ é ligeiramente mais enriquecido em álcalis.

5.4 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

O emprego dos diagramas de variação concentrar-se-á na busca das características distintivas de cada conjunto de rocha analisada (diques de alto e baixo TiO₂). A variação composicional destas rochas, nestes diagramas, pode estar refletindo uma evolução magmática (causada por fusão parcial ou cristalização fracionada) ou algum processo de ajustamento secundário (*e.g.* Winchester, 1976; Wilson, 1989). Entretanto, o método de Beswick & Soucie (1978; Figura 5.1), mostrou que as rochas estudadas preservam suas relações geoquímicas consistentes.

Na tentativa de obter-se os melhores resultados das variações químicas com os diagramas binários, foram testados vários índices de diferenciação (e.g. SiO₂, MgO e mg#). Dentre estes índices, foi utilizado o número de magnésio mg# = $Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})$ em porcentagem de peso, assumindo a razão Fe₂O₃/FeO igual a 0,15, o qual originou diagramas com tendências geoquímicas melhor definidas para os grupos de rochas.



Figura 5.2: Diagrama AFM (Na₂O+K₂O)-FeOt-MgO para classificação geral dos litotipos máficos, segundo a proposta de Irvine & Baragar (1971). Simbolos como na figura 5.1.



Figura 5.3: Diagrama de classificação geral dos litotipos máficos, de acordo com a proposta de Le Bas *et al.* (1986). Simbolos como na figura 5.1.

Conforme observado anteriormente os diques foram classificados em termos de teores de TiO₂. Os diques de baixo TiO₂ são os que apresentam os maiores valores do índice de diferenciação mg#, com intervalo entre 0,49 a 0,31 (média de 0,38). Enquanto que, nos diques de alto TiO₂ os valores de mg# são menores e variam de 0,33 a 0,18 (média de 0,22; Figura 5.4).

O valor máximo de mg# para estas rochas é de 0,49 (Figura 5.4). Valores desta ordem são indicativos de magmas basálticos evoluídos. Magmas basálticos primários derivados de peridotitos mantélicos teriam normalmente valores de mg# entre 0,74 – 0,80 (Jaques & Green, 1979; Jaques & Green, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983; Bossi *et al.* 1993).

O diagrama mg# versus TiO₂ (Figura 5.4) discrimina os diques nos grupos de alto TiO₂ com teores maiores que 1,5%, e baixo TiO₂ com teores menores que 1,5%.

De maneira geral, os diques de alto e baixo TiO₂ mostram uma nítida variação nos teores de elementos maiores e traços com a diminuição do conteúdo de mg# como mostra os diagramas das figuras 5.4 e 5.5.

A medida que o valor de mg# diminui, observa-se um aumento no conteúdo de Fe_2O_3T nos dois conjuntos de diques analisados. Os conteúdos mais elevados de Fe_2O_3T são encontrados nos diques de alto TiO₂ que variam de 14,55 a 20,48%. Os diques de baixo TiO₂ tem os teores de Fe_2O_3T mais baixos com valores que variam de 9,97 a 14,53%.

O comportamento do P_2O_5 é semelhante ao do Fe_2O_3T , com um enriquecimento do seu conteúdo à medida que diminui o mg#. Da mesma forma, o P_2O_5 mostra os valores mais elevados nos diques de alto TiO₂, com intervalo de variação entre 0,22 e 0,61%. Nos diques de baixo TiO₂ os conteúdos de P_2O_5 são mais baixos com intervalos entre 0,03 e 0,20%.



Figura 5.4: Diagramas de variação (mg# versus óxidos) dos litotipos máficos. Simbolos: Como na figura 5.1.

Tese de Doutorado - IGc/USP - Corrêa da Costa (2003)

Em relação ao Na₂O e K₂O, observa-se um aumento acentuado nos dois conjuntos de diques, com a diminuição do mg#, embora alguns pontos mostram-se dispersos em relação a tendência geral. Os teores de Na₂O nos diques de alto TiO₂, são ligeiramente mais elevados (entre 1,93 a 2,93%) em relação aos teores de Na₂O nos diques de baixo TiO₂ (entre 0,82 a 2,41%). Os teores de K₂O não mostram diferenças significativas nos diques de alto e baixo TiO₂.

O SiO₂ apresenta uma pequena variação nos seus conteúdos e, portanto, têm um discreto aumento com a diminuição de mg#.

O Al₂O₃ e o CaO mostram comportamentos diferentes dos outros elementos maiores. Nos diques de baixo TiO₂, o Al₂O₃ e CaO parecem aumentar no início do fracionamento (mg# 0,49) até cerca de mg# 0,42 e depois decrescem continuamente, o que seria compatível com a influência de olivina na fase inicial de fracionamento e clinopiroxênio e plagioclásio após 0,49 – 0,42 mg#. Nos diques de alto TiO₂, o Al₂O₃ e CaO decrescem continuamente, indicando que o clinopiroxênio e plagioclásio são fases predominantes no fracionamento. O comportamento acima descrito é, portanto, compatível com fracionamento do tipo gabro.

Os diagramas de variação dos elementos traços versus mg# estão apresentados na figura 5.5 e mostram os seguintes comportamentos:

Com a diminuição dos conteúdos de mg#, há um aumento de Zr, Y, Nb, Zn, La, Ce, Nd e Rb. Em geral, os diques de alto TiO₂ mostram valores (em ppm) mais elevados nestes elementos traços com intervalos que variam entre: 153 - 320 para Zr; 30 - 62 para Y; 6 - 25 para Nb; 103 - 186 para Zn; 22,7 - 76,6 para Ce; 15,6 - 45,5 para Nd. Nos diques de baixo TiO₂ os teores dos elementos traços são menores com intervalos que variam entre: 10 - 139 para Zr; 12 - 32 para Y; 2 - 7 para Nb; 55 - 121 para Zn; 5,93 - 42 para Ce e 4,84 - 19 para Nd.

Os elementos compatíveis Cr e Ni apresentam comportamentos diferentes dos demais elementos traços, e com a diminuição dos conteúdos de mg#, nota-se uma diminuição dos seus respectivos valores. Desta forma, os diques de alto TiO₂ apresentam os menores conteúdos de Cr (50 a 176 ppm) e Ni (27 – 143 ppm).

Enquanto, que os diques de baixo TiO₂ os teores de Cr (109 a 1100 ppm) e Ni (72 a 406 ppm) são elevados.

O elemento incompatível Ba não mostra uma correlação muito clara com o mg#, sugerindo uma possível mobilização deste elemento como foi observado no item 5.2. O Sr tende a ser constante com a diminuição do valor de mg#.

Em síntese, nos diques de baixo TiO₂ o índice de diferenciação mg# corresponde ao termo menos evoluído e varia de 0,49 a 0,31. No grupo de alto TiO₂ esse valor varia de 0,33 a 0,18 e representa o conjunto mais evoluído em relação ao mg#. Em ambos os casos com a diminuição de mg# ocorre um aumento de Fe₂O₃T, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Zr, Y, La, Nb, Nd, Zn e Ce, e diminuição de Al₂O₃, CaO, Cr e Ni. O Sr é praticamente constante. Tal comportamento é compatível com o fracionamento tipo gabro. Em geral, os diques de alto TiO₂ diferem dos diques de baixo TiO₂ pelas suas concentrações mais elevadas de Fe₂O₃T, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Zr, Y, Nb, Zn, Nd e Ce.

Portanto, é possível definir através dos diagramas das figuras 5.4 e 5.5 que as rochas estudadas organizam-se em dois conjuntos bem definidos: O primeiro formado pelos diques de alto TiO₂, e o segundo formado pelos diques de baixo TiO₂.



Figura 5.5: Diagramas de variação (mg# versus elementos traços) dos litotipos máficos. Simbolos: Como na figura 5.1.



Figura 5.5: Continuação.

5.5 PADRÃO GEOQUÍMICO

A figura 5.6 apresenta o diagrama multi-elementar para as rochas estudadas, normalizado para o manto primitivo, segundo McDonough & Sun (1995). Conforme apresentado nesta figura, os diques de alto TiO₂ são sempre mais enriquecidos nos elementos incompatíveis LILE (Rb, Ba e K) e nos elementos terras raras leves (La e Ce) quando comparados aos diques de baixo TiO₂. Os diques de alto TiO₂ representam os termos mais evoluídos com mg# entre 0,18 a 0,33, e os diques de baixo TiO₂ são os menos evoluídos com mg# entre 0,31 a 0,49. A anomalia negativa de Nb é comum a ambos grupos.

O padrão dos elementos incompatíveis dos diques de alto e baixo TiO₂, foram comparados com os basaltos da cadeia meso-oceânica e ilha oceânica (MORB e OIB; *e.g.* Sun & McDonough 1989; Figura 5.6). Os MORBs variam entre os tipos E-MORB (enriquecido) e N-MORB (normal). Nota-se que as rochas de alto e baixo TiO2 têm grande semelhança com o padrão E-MORB. Entretanto, o grupo de alto TiO₂ apresenta-se um pouco mais enriquecido em relação ao padrão E-MORB como pode ser observado por exemplo pela média das seguintes razões: La/Y (baixo TiO₂ = 0,30; alto TiO₂ = 0,43 e E-MORB = 0,29); Ce/Y (baixo TiO₂ = 0,63; alto TiO₂ = 0,95 e E-MORB = 0,68) e também Zr/Y (baixo TiO₂ = 3,16; alto TiO₂ = 4,53 e E-MORB = 3,3).

A Figura 5.7 trata dos padrões geoquímicos dos elementos terras raras, normalizado para os valores do condrito, segundo Boynton (1984). Observa-se nesta figura que os diques de alto e baixo TiO₂ são caracterizados por padrões distintos com diferentes razões entre os elementos terras raras. De modo geral, os diques de alto TiO₂ são mais enriquecidos e fracionados nos elementos terras raras em relação aos diques de baixo TiO₂.

Os diques de alto TiO₂ têm razões Ce/Yb (5,63 a 24,63) e Sm/Yb (1,14 a 3,13) mais elevadas e, representam os termos mais evoluídos em termos do índice de diferenciação mg# (0,18 a 0,33). Nos diques de baixo TiO₂ as razões Ce/Yb (3,12 a 10,80) e Sm/Yb (0,86 a 1,35) são menores e em termos do índice mg#, estes diques são menos evoluídos (mg# 0,31 a 0,49). Duas amostras de diabásios de baixo TiO₂

(GO104 e GO109) apresentam uma acentuada anomalia positiva de Eu como conseqüência do acúmulo de plagioclásio (Figura 5.7).

O comportamento geoquímico dos diques de alto e baixo TiO₂ pode ser comparado com o padrão do tipo E-MORB (Figura 5.7). No entanto, da mesma forma que foi observado na figura 5.6, diques de alto TiO₂ são um pouco mais enriquecidos em comparação ao padrão E-MORB. Por exemplo, comparando a média das razões Ce/Yb (baixo TiO₂ = 4,90; alto TiO₂ = 10,83 e E-MORB = 6,32) e Sm/Yb (baixo TiO₂ = 1,02; alto TiO₂ = 1,67 e E-MORB = 1,09).

Em síntese, pelas observações acima descritas com relação aos padrões geoquímicos identificados através dos diagramas das Figuras 5.6 e 5.7, podemos concluir que existem dois agrupamentos geoquímicos distintos de diques máficos, observados também, nos diagramas de variação (Figuras 5.4 e 5.5 do item 5.4). Esses dois agrupamentos são representados pelos diques de alto e baixo TiO₂, sendo que, os diques de alto TiO₂ apresentam-se padrões geoquímicos de elementos incompatíveis e elementos terras raras mais enriquecidos em comparação aos diques de baixo TiO₂.

Essas diferenças composicionais entre os diques de alto e baixo TiO₂ observadas até o momento nos diagramas das figuras 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7, podem estar indicando diferentes processos petrogenéticos tais como: cristalização fracionada, contaminação crustal, graus de fusão diferenciados de uma mesma fonte e manto heterogêneo. Estes processos são tratados em detalhes no capítulo 7.



Figura 5.6: Diagramas de multi-elementos dos diabásios, metabasitos e anfibolitos normalizados para o manto primordial segundo McDonough & Sun (1995). O padrão OIB, E-MORB e N-MORB (Sun & McDonough, 1989) é apresentado para efeito de comparação.



Figura 5.7: Diagramas de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios, metabasitos e anfibolitos normalizados para o condrito segundo Boynton (1984). O padrão OIB, E-MORB e N-MORB (Sun & McDonough, 1989) é apresentado para para efeito de comparação.

5.6 RAZÃO ENTRE ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

As razões Zr versus elementos incompatíveis são excelentes indicadores petrogenéticos, e têm demonstrado ser uma boa ferramenta na classificação e gênese de diques máficos, pois grande parte dos elementos incompatíveis são pouco móveis. Deste modo, suas correlações (Zr versus elementos incompatíveis) mostramse pouco variáveis durante o processo de geração e evolução das rochas basálticas refletindo, portanto, as características químicas das fontes mantélicas (e.g. Condie, 1985; Weaver, 1991).

As diferenças geoquímicas entre os diques de alto e baixo TiO_2 foram observadas apenas qualitativamente nos diagramas multi-elementares e de elementos terras raras (Figuras 5.6 e 5.7; item 5.5). Entretanto, as razões de elementos incompatíveis permitem comparar melhor os contrastes destas diferenças geoquímicas entre os diques de alto e baixo TiO₂.

A figura 5.8 mostra a variação Zr *versus* elementos incompatíveis. Nesta figura são apresentadas as variações máxima e mínima nos litotipos máficos de alto e baixo TiO₂. Nos diques de alto TiO₂ a razão Zr/Y varia entre (3,44 – 6,55), Zr/Sr (0,36 – 1,89), Zr/Nb (10,24 – 28,14) e Ti/Zr (35,93 – 104,91). Para os diques de baixo TiO₂ as razões têm valores entre: Zr/Y (0,83 – 5,33), Zr/Sr (0,13 – 0,77), Zr/Nb (12,86 – 46,50) e Ti/Zr (47,87 – 149,90).

A variação nas razões de elementos incompatíveis dos dois grupos de diques, também, pode ser observada com maior detalhe na figura 7.5 (capítulo 7; item 7.3) e na tabela 8.1 (Capítulo 8).

De modo geral, as razões entre os elementos incompatíveis apresentadas nas figuras 5.8 e 7.5 mostraram uma significativa diferença entre os grupos de alto e baixo TiO₂. O fato das diferenças nas razões de incompatíveis consistir em bons indicadores petrogenéticos, permitem presumir a respeito dos processos que originaram essas rochas. Tais processos podem estar relacionados com uma fusão diferencial de fonte homogênea ou com fonte heterogênea, consoante discussão a ser efetuada no capítulo 7.



Figura 5.8: Diagramas de correlação entre Zr versus elementos traços dos diabásios, metabasitos e anfibolitos. Simbolos como na figura 5.1.

76

Tabela 5.1: Análises químicas em rocha total (elementos maiores, menores e traços).

					Diaba	asio				
Amostra	CR01	CR05	CR101	CR102	CR103	CR107	CR109	CR110	GO05	GO06
SiO ₂ (%)	53,55	52,30	54,00	54,30	49,80	50,00	50,40	45,10	49,70	49,30
TiO ₂	0,88	0,91	0,95	0,90	1,39	1,17	3,79	2,40	1,63	1,29
AI_2O_3	14,15	14,46	13,95	14,46	13,54	14,36	12,76	15,49	14,01	13,81
FeO	10,11	10,14	10,35	9,99	11,86	11,19	12,82	13,22	13,18	11,87
FeOT	10,33	10,36	10,57	10,20	12,11	11,43	13,09	13,50	13,46	12,12
Fe ₂ O ₃	1,37	1,37	1,40	1,35	1,60	1,51	1,73	1,78	1,78	1,60
Fe ₂ O ₃ T	11,48	11,51	11,75	11,34	13,46	12,70	14,55	15,00	14,96	13,47
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
MgO	6,73	7,87	6,71	6,43	8,45	8,24	6,01	8,61	6,78	8,65
CaO	9,88	9,91	9,74	9,56	11,21	11,17	7,76	10,31	9,21	11,06
Na ₂ O	2,41	2,31	2,33	2,41	1,91	2,12	2,50	2,48	2,69	1,93
K ₂ O	0,91	0,89	1,01	1,00	0,19	0,15	1,83	0,61	1,20	0,32
P_2O_5	0,14	0,14	0,17	0,17	0,16	0,15	0,61	0,48	0,26	0,13
LOI	0,20	0,15	0,39	0,13	0,17	0,10	1,98	0,13	0,88	0,21
Total	100,82	100,50	100,84	100,83	100,32	100,30	101,01	100,71	100,70	100,22
Ba(ppm)	269	261	327	273	47	39	573	408	496	51
Rb	29	28	33	22	4	4	28	11	29	15
Sr	198	195	203	197	116	108	713	318	311	122
Cs	-	-	-	0,80	0,07	0,30	0,40	0,40	-	-
Ga	-	-	-	17,00	20,00	18,00	26,00	22,00	-	-
TI	-	-	-	0,13	0,07	<0,05	0,13	0,10	-	-
Nb	4,00	4,00	4,00	4,30	3,50	2,40	25,00	16,00	10,00	<2
Zr	107	112	112	91	79	62	256	166	182	83
Ti	5276	5455	5695	5396	8333	7014	22721	14388	9772	7734
Y	24,00	21,00	32,00	23,30	28,30	23,10	39,10	34,20	34,00	27,00
Та	-	-	-	0,37	0,25	0,17	1,85	0,97	-	-
Th	-	-	-	4,11	0,70	0,45	4,54	1,54	-	-
U	-	-	-	0,86	0,25	0,17	1,01	0,43	-	-
Сг	176	245	145	172	149	157	176	141	77	223
Ni	79	137	72	87	157	202	57	88	143	151
Sc	37	34	34	34	47	44	23	29	35	48
V	228	212	226	194	299	266	361	152	289	347
Co	-	-	-	43	50	53	37	54	-	+
Cu	-	-	-	111	90	77	118	40	-	-
Pb	-	-	-	6	5	6	11	5	-	-
Zn	-	-	-	67	113	104	147	147	-	-
La	17,00	15,00	19,00	15,30	4,52	3,75	37,10	19,70	18,00	<3
Ce	33,00	35,00	33,00	25,60	10,90	9,00	76,60	41,90	46,00	14,00
Pr	-	-	-	3,59	1,78	1,46	10,50	5,93	-	-
Nd	18,00	15,00	19,00	14,70	8,91	7,40	45,50	27,50	22,00	11,00
Sm	-	-	-	3,21	2,99	2,38	9,74	6,38	-	-
Eu	-	-	-	1,15	1,15	1,03	3,35	2,26	-	-
Gd	-	-	-	3,83	3,89	3,33	9,68	7,22	-	-
Tb	-	-	-	0,61	0,76	0,63	1,40	1,11	-	-
Dy	-	-	-	3,84	4,87	4,04	7,52	6,45	-	-
Ho	-	-	~	0,79	1,03	0,86	1,39	1,25	-	-
Er	-	-	-	2,30	3,11	2,58	3,77	3,56	-	-
Tm	-	-	-	0,36	0,48	0,39	0,49	0,50	-	-
Yb	-	-	-	2,37	3,06	2,53	3,11	3,24	-	-
Lu		-		0,33	0,47	0,37	0,37	0,47		-
mg#	0,34	0,38	0,34	0,33	0,36	0,36	0,27	0,34	0,29	0,36
FM	0,24	0,27	0,24	0,23	0,30	0,29	0,24	0,31	0,27	0,30

Tabela 5.1: Continuação.

		Diab	ásio				Metabasito			
Amostra	GO07	GO104	GO109	GO113	CR02	CR07	CR08	CR09	CR100	CR104
SiO ₂ (%)	49,50	50,10	49,80	48,20	49,90	50,40	50,00	50,00	50,00	50,00
TiO ₂	0,76	0,81	0,61	3,43	1,16	1,18	1,32	1,30	1,10	1,35
Al ₂ O ₃	10,96	16,07	16,18	12,64	12,45	12,19	12,51	12,00	12,94	13,88
FeO	10,95	8,78	9,56	15,40	11,54	11,79	11,96	12,55	11,59	11,48
FeOT	11,18	8,97	9,76	15,73	11,79	12,04	12,21	12,81	11,83	11,72
Fe ₂ O ₃	1,48	1.19	1.29	2,08	1.56	1,59	1,61	1,69	1,56	1,55
Fe ₂ O ₄ T	12,43	9,97	10.85	17.48	13,10	13,38	13,57	14,24	13,15	13.03
MnO	0.18	0.16	0.17	0.20	0.18	0,18	0,18	0,19	0,18	0.18
MaO	13.58	8.82	8.77	5.74	9.52	9.38	9.00	9.26	9.15	8.29
CaO	8.66	11.91	10.43	9.44	11.66	11.45	11.53	11,29	11.43	11.11
Na ₂ O	1.25	1.84	2.41	2.32	1.70	1.57	1.72	1.46	1.84	2.07
K ₂ O	0.73	0.14	0.54	0.48	0.24	0.25	0.21	0.33	0.20	0.18
P ₂ O ₆	0.07	0.08	0.12	0.43	0,11	0.12	0.12	0 14	0.14	0.18
	1 08	0,00	1 14	0 75	0.91	0 75	0.97	0.65	0,62	0.01
Total	98.12	90,10	90.03	100.85	100.03	100 17	100 24	100 23	100 14	100.35
Ba(nom)	59	<u> </u>	320	131	57	103	53	66	58	48
Rh	17	4	0 <u>2</u> 0 8	8	17	16	11	16	15	
Sr	105	116	335	209	128	125	126	121	121	116
Cs		0.20	0.20	0 10	-	-		-		0.30
Ga	13	14 00	13.00	24.00	-	-	-	-	_	20,00
TI	-	<0.05	0.05	<0.05	-	-	-	-	-	0 10
Nb	2	2 10	3 50	14 70	3.00	4 00	2.00	2 00	<2	3 40
Zr	45	42	45	196	77	77	2,00	93	77	77
Ti	4556	4856	3657	20563	6954	7074	7913	7794	6595	8093
Y	13	14 50	14 40	47 60	26.00	25 00	27 00	32 00	25.00	27 80
Ta	-	0.12	0 17	0.97					,	0.26
Th	<3	0.25	1.17	1.63	-	-	-	-	-	0.64
U	-	0.49	0.66	0.47	-	-	-	-	-	0.23
Čr	1100	439	109	50	244	251	208	185	220	173
Ni	406	323	215	27	148	187	137	129	131	149
Sc	37	42	36	34	49	46	50	53	47	43
v	280	215	146	537	336	331	359	372	331	299
Co	63	42	47	43	-	_		-	-	49
Cu	100	120	107	398	-	-	-	-	-	86
Pb	10	<5	<5	6	-	-	-	-	-	8
Zn	77	55	65	143	-	-	-	-	-	93
La	3,86	2.49	8.81	16,30	<3	<3	<3	<3	3,00	4,60
Ce	8,22	5,93	15,50	38,20	14,00	13,00	13,00	12,00	15,00	10,90
Pr	-	0,95	1,94	5,87	-	-	-	-	-	1,75
Nd	5,26	4,84	7,66	27,90	9,00	9,00	11,00	10,00	10,00	9,04
Sm	1,45	1,53	1,63	7,72	-	-	-	-	-	2,81
Eu	0,56	0,73	0,80	2,75	-	-	-	-	-	1,16
Gd	1,86	2,09	1,96	9,26	-	-	-	-	-	3,91
ТЬ	-	0,40	0,35	1,57	-	-	-	-	-	0,76
Dy	2,67	2,59	2,31	9,18	-	-	-	-	-	4,71
Ho	-	0,54	0,53	1,79	-	-	-	-	-	0,99
Er	1,34	1,62	1,71	5,08	-	-	-	-	-	3,00
Tm		0,25	0,28	0,72	-	-	-	-	-	0,46
Yb	1,20	1,59	1,89	4,46	-	-	-	-	-	3,04
Lu	0,18	0,24	0,30	0,61	-	-		-	-	0,42
mg#	0,49	0,44	0,42	0,22	0,39	0,38	0,37	0,36	0,38	0,36
FM	0,42	0,29	0,29	0,26	0,32	0,32	0,31	0,32	0,31	0,29

				·····						
				N	letabasito)				Anfibolito
Amostra	CR106	CR108	GO13	GO100	GO107	GO108	GO110	GO111	GO112	CR03
SiO ₂ (%)	51,10	50,10	51,70	49,40	49,90	50,20	50,40	50,50	49,50	49,20
TiO ₂	1.01	1,31	1,11	1,71	1,00	1,10	0,84	1,02	1,11	1,08
Al ₂ O ₃	12,59	12,42	13,92	13,77	13,05	12,39	12,59	10,35	12,99	12,44
FeO	11.72	12,19	12.26	13,30	11,44	11,67	10,46	11,72	12,11	11,64
FeOT	11.97	12.45	12.53	13.58	11.69	11,91	10,68	11,97	12,37	11,89
Fe ₂ O ₂	1.58	1.65	1.66	1.79	1.54	1.57	1 41	1,58	1,64	1.57
Fe ₂ O ₂ T	13.30	13.84	13.92	15.09	12.99	13.24	11.87	13,30	13.75	13.21
MnO	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0,18	0.19
MaO	8 89	8 98	7 08	7 24	9 34	9.58	10.23	11.79	8.97	10.01
CaO	11 14	11 15	8 88	9.06	11.56	11 45	11 58	9.98	11.21	11.68
NacO	1 70	1 82	2 33	2 69	1 67	1.53	1 65	1 46	2.03	1.59
K-O	0.21	0.26	1 43	1 00	0.24	0.20	0.20	0.23	0.25	0.25
R ₂ O	0,21	0,20	0.20	0.30	0,2.4	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
	0,14	0,10	1.04	0,02	0,17	1 01	1 1 5	1.06	0,14	0,11
	100.24	100.00	1,04	100.62	100.05	1,01	1,13	09.05	100 10	0,99
	100,34	100,29	100,77	100,03	100,05	100,03	99,70	90,90	100,19	99,00
Ba(ppm)	54	64	484	424	34	22	00	49	53	44
RD	13	8	44	20	2	1	18	3	Z	15
Sr	120	118	398	2/3	116	115	113	105	131	114
Cs	-	0,40	-	0,40	<0,1	-	*	-	-	-
Ga	-	18,00	-	20,00	15,00	-	-	-	-	-
TI	-	0,08	-	0,10	<0,05	-		-	-	-
Nb	4,00	3,50	7,00	8,60	4	4,00	2,00	3,00	2,00	3,00
Zr	73	76	139	153	5/	/4	54	75	/9	/4
Ti	6055	7853	6654	10251	5995	6595	5036	6115	6654	64/5
Ŷ	25,00	26,00	28,00	30,40	19,90	25,00	18,00	20,00	27,00	23,00
Та	-	0,24	-	0,57	1,44	-	-	-	-	-
Th	-	0,68	-	2,69	0,46	-	-	-	-	-
U	-	0,27	-	0,53	0,17	-	-	~	-	-
Cr	228	167	50	69	249	301	393	833	184	359
Ni	175	147	107	134	219	212	267	262	129	202
Sc	42	47	39	34	45	48	48	41	46	45
V	311	276	217	238	261	347	291	277	342	320
Co	-	47	-	50	48	-	-	-	-	-
Cu	-	77	-	179	115	-	-	-	-	-
Pb	-	<5	-	10	9	-	-	len.	-	-
Zn	-	87	+	117	89	-	-	-	-	-
La	4,00	5,04	16,00	19,60	3,65	<3	<3	<3	3,00	3,00
Се	12,00	11,70	42,00	37,80	8,54	13,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Pr	-	1,82	-	4,99	1,32	-	-	-	-	-
Nd	10,00	9,07	17,00	21,00	6,54	10,00	7,00	8,00	10,00	9,00
Sm	-	2,94	-	4,80	2,15	-	-	-	-	-
Eu	-	1,13	-	1,68	0,88	-	-	-	-	-
Gd	-	3,76	-	5,50	2,94	-	-	-	-	-
Tb	-	0,71	-	0,93	0,54	-	-	-	-	-
Dy	-	4,55	-	5,74	3,58	-	-	-	-	-
Ho	-	0,95	-	1,16	0,77	-	-	-	-	~
Er	-	2,85	-	3,41	2,18	-	-	-	-	-
Tm	-	0,42	-	0,51	0,35	-	~	-	-	-
Yb	-	2,72	-	3,26	2,12	-	-	-	-	-
Lu	-	0,41	-	0,45	0,31	-	÷	-	-	
mg#	0,37	0,36	0,31	0,30	0,39	0,39	0,43	0,44	0,37	0,40
FM	0.31	0.31	0.27	0.28	0.32	0.32	0,33	0,38	0,31	0,34

Tabela 5.1: Continuação.

					Anfib	olito				
Amostra	CR04	CR06	CR10	CR11	CR12	CR105	GO01	GO03	GO04	GO08
SiO ₂ (%)	49,40	49,70	49,90	52,30	49,40	50,60	49,50	49,50	49,20	50,70
TiO ₂	1,39	1,44	1,19	0,25	1,10	0,98	2,23	2,06	2,13	2,15
Al ₂ O ₃	11,96	12,46	12,12	13,43	12,17	12,08	9,91	10,45	10,19	10,10
FeO	12,80	12,80	12,25	9,35	11,95	12,08	17,89	16,67	17,00	17,37
FeOT	13,07	13,07	12,51	9,55	12,20	12,34	18,28	17,02	17,36	17,74
Fe ₂ O ₃	1,73	1,73	1,65	1,26	1,61	1,63	2,42	2,25	2,29	2,35
Fe ₂ O ₃ T	14,53	14,53	13,90	10,61	13,56	13,71	20,31	18,92	19,29	19,72
MnO	0,19	0,20	0,19	0,16	0,19	0,19	0,22	0,21	0,21	0,21
MgO	9,11	8,60	9,20	11,83	9,78	9,33	5,68	6,21	6,36	5,61
CaO	11,51	11,09	11,45	9,20	11,74	11,25	9,72	10,23	10,50	9,60
Na ₂ O	1,77	1,97	1,77	0,82	1,66	1,58	2,42	2,59	2,19	2,03
K ₂ O	0,23	0,24	0,32	0,04	0,24	0,30	0,84	0,71	0,73	0,79
P_2O_5	0,15	0,15	0,10	0,03	0,11	0,14	0,30	0,22	0,27	0,30
LOI	1,23	0,70	0,88	0,89	0,93	0,84	0,91	0,77	0,75	0,69
Total	100,25	100,39	100,22	98,70	99,95	100,22	101,22	101,11	101,16	101,26
Ba(ppm)	114	53	50	41	65	40	179	148	152	146
Rb	7	7	7	<1	2	4	22	17	14	7
Sr	124	129	124	49	124	114	110	122	173	170
Cs	0,20	0,10	<0,10	-	-	<0,1	-	-	0,20	-
Ga	19,00	19,00	18,00	-	*	17,00	-	-	21,00	-
TI	0,06	0,08	0,11	-	-	0,07	-	-	<0,05	-
Nb	3,40	3,70	2,30	<2	4,00	2,80	10,00	6,00	7,00	10,00
Zr	79	84	56	10	78	62	202	159	197	189
Ti	8333	8633	7134	1499	6595	5875	13369	12350	12769	12889
Y	26,70	28,10	22,50	12,00	25,00	23,10	53,00	44,00	39,50	55,00
Та	0,30	0,28	0,17	-	-	0,22	-	-	2,74	-
Th	0,65	0,73	0,45	-	-	0,53	-	-	2,63	-
U	0,33	0,37	0,27	-	-	0,23	-	-	0,91	
Cr	170	149	195	518	313	233	102	106	100	106
Ni	148	131	94	238	187	326	81	65	54	/5
Sc	50	49	52	50	49	45	40	43	44	43
V	292	294	283	234	333	264	316	327	259	329
Co	48	47	43	-	-	62	-	-	49	-
Cu	88	90	54	-	-	60	-	-	230	-
Pb	15	10	9		-	6	-	-	<5	-
Zn	97	118	97	-	-	121	-	7 00	103	40.00
La	4,88	5,38	3,36	<3	<3	4,05	10,00	00,7	10,70	10,00
Ce	11,50	12,40	7,90	<3	12,00	9,40	33,00	20,00	22,70	34,00
Pr	1,85	1,99	1,34		-	1,50	-	16.00	3,29 15 60	22.00
NO	9,43	9,73	0,03	<3	0,00	1,01	21,00	10,00	10,00	22,00
Sm	2,90	3,00	2,24	-	-	2,30	-	-	4,00	-
EU	1,13	1,17	0,92	-	-	0,97	-	-	1,72	-
GQ Th	3,94	3,99	3,02	-	-	3,∠1 0.61	-	-	0,00	_
מו	0,72	0,77	0,00	-	-	4.00	-	-	7 1 2	-
Uy He	4,/0	4,92	3,91 0.02	-	-	4,00 0.95	-	-	1,12	-
riu Er	0,98	1,03	U,03 2 E0	-	-	0,00	-	-	1,40 120	-
⊏l Tm	2,81 0 AE	১,⊺∠ ০.∡স	∠,00 ∩ 20	-	-	∠,04 ∩ 20	-	-	ት,30 በ ድድ	-
THE Vb	0,40 2 24	0,47 2.06	0,39 2 5 2	-	-	0,39 2.52	-	-	4 N2	-
TD Eur	∠,01 ∩ /2	∆,90 2,90	∠,୦୦ ∩ 29	-	-	2,00 0 37	-	-	-,03 0.62	-
<u>-u</u> ma#	0,40	0,40	0,30		0.30	0.38	0.20	0.22	0,02	0.20
mg# EM	0,00	0,04	0,37	0,00	0,38	0,00	0,20	0,22	0,20	0,20
L. IAI	0,32	0,31	0,32	0,30	0,00	0,32	0,21	0,20	0,20	<u> </u>

Tabela 5.1: Continuação.

			/	Anfibolito				Gnais	ise encai	cante
Amostra	GO11	GO12	GO14	GO15	GO101	GO105	GO106	EG02	EG09	EG10
SiO ₂ (%)	51,90	51,10	50,30	49,90	52,50	52,20	51,80	74,70	71,40	72,50
TiO ₂	2,01	2,08	2,47	2,23	1,87	1,89	1,73	0,11	0,59	0,56
Al ₂ O ₃	10,46	11,80	9,68	10,03	10,49	10,85	11,36	14,88	14,10	13,90
FeO	16,18	15,74	18,04	17,37	15,84	15,96	15,67	0,68	2,49	2,25
FeOT	16,52	16,07	18,43	17,74	16,18	16,30	16,00	0,69	2,55	2,29
Fe ₂ O ₃	2,18	2,12	2,44	2,34	2,14	2,15	2,11	0,09	0,34	0,30
Fe ₂ O ₃ T	18,36	17,86	20,48	19,71	17,98	18,11	17,78	0,77	2,83	2,55
MnO	0,20	0,19	0,22	0,22	0,19	0,20	0,19	0,09	0,10	0,10
MgO	5,27	4,52	5,58	5,81	4,97	5,22	5,33	0,72	1,70	1,81
CaO	8,89	8,85	9,59	10,04	8,60	8,65	8,92	1,60	2,95	2,67
Na ₂ O	2,52	2,84	1,93	2,29	2,93	2,64	2,52	6,11	4,97	4,74
K₂O	1,20	1,30	0,68	0,72	1,18	1,00	1,08	0,96	1,39	1,39
P_2O_5	0,37	0,39	0,30	0,26	0,43	0,33	0,34	0,01	0,19	0,17
LOI	0,85	0,58	1,12	0,97	0,38	0,46	0,64	1,24	0,82	0,68
Total	101,26	101,02	101,29	101,21	101,17	101,18	101,12	99,96	100,28	100,40
Ba(ppm)	303	360	220	170	305	346	597	301	808	767
Rb	41	49	17	20	36	22	39	24	39	38
Sr	174	183	132	160	165	166	204	425	418	428
Cs	-	-	<0,1	<0,1	-	0,70	-	-	-	-
Ga	-	-	22,00	22,00	-	22,00	-	-	-	-
TI	-	••	0,07	<0,05	-	0,07	-	•	-	-
Nb	16,00	17,00	7,60	7,20	15,00	10,20	10,00	11,00	7,00	7,00
Zr	320	312	171	156	312	189	209	22	304	266
Ti	12050	12470	14808	13369	11211	11331	10371	659	3537	3357
Y	62,00	61,00	47,00	42,90	60,00	48,60	52,00	1,00	7,00	9,00
Та	-		0,53	0,47	-	0,75	-	-	-	-
Th	-	-	2,64	2,38	-	5,00	-	-	-	-
U	-	-	0,94	0,81	-	1,27	-	-	-	-
Cr	51	51	67	86	48	55	61	5	9	9
Ni	58	55	54	72	55	45	51	6	10	7
Sc	33	33	42	42	31	35	36	2	6	5
V	269	266	265	273	256	229	272	7	46	42
Со	-	~	73	56	-	46	-	-	-	-
Cu	-	-	313	343	-	287	-	-	-	-
Pb	-	-	<5	<5	-	13	-	-	-	-
Zn	-	-	164	186	-	150	-	-	-	-
La	29,00	28,00	13,40	11,30	26,00	25,30	28,10	13,00	69,00	61,00
Ce	68,00	64,00	28,30	24,70	63,00	46,20	45,90	16,00	121,00	105,00
Pr Na	-	-	4,04	3,63	-	6,86		-	-	~ ~ ~
	31,00	34,00	19,10	17,30	32,00	29,40	27,70	12,00	38,00	33,00
Sm	-	-	5,52	5,01	-	7,32	6,17	-	-	-
Eu		-	1,93	1,79	-	2,24	1,90	-	-	-
Gu Th	-	-	1,03	0,38	-	0,00 4 E4	06,1	-	-	-
u Dv	-	-	1,33	1,20	-	1,51	-	-	-	-
Uy Ha	-	-	0,44	1.56	-	9,20	0,17	-	**	-
	~	-	1,70	1,00	-	1,02	4 97	-	~	-
Tm		-	0,10	4,04 0 60	-	0,01	4,37	-	-	-
Yh	-	-	0,19 1 85	0,08 1 28	-	0,00 1 00	- 3 61	-	-	-
tu tu	-	-	4,00 0 70	4,20 162	-	4,90 0 68	5,04 0 50	-	-	
 mo#	- 0.20		0,70	0,03	0.20	0,00	0,00	0 45	- 0.25	
FM	0.25	0.23	0,15	0,21	0,20	0,20	0,21	0,43	0,33	0,35
	~,~~~	-,	-, - ·	-,·		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		U , U U	0,00

Tabela 5.1: Continuação.

6.1 GEOCRONOLOGIA

Neste trabalho foram consideradas, além das análises efetuadas, os dados radiométricos disponíveis na literatura para os terrenos granito-gnáissicos encaixantes dos diques, bem como as datações radiométricas preexistentes acerca dos diques máficos.

De modo geral, as rochas gnáissicas, onde o enxame de diques estão inseridos, apresentam composições graníticas, granodioríticas e tonalíticas. A localização das amostras dos diques máficos datados são mostradas no mapa geológico simplificado da figura 6.1.

Datações radiométricas pelo método Rb-Sr (Vargas, 1992) nos gnaisses da porção norte do enxame de diques (região de Crixás), mostram idades isocrônicas de 2.653 ± 40 Ma para os litotipos de composição granodiorítica (Complexo Anta) e de 2.924 ± 150 Ma para os litotipos de composição tonalítica (Complexo Caiamar). Trabalhos recentes envolvendo mapeamento geológico, geologia estrutural e geocronologia U-Pb revelaram idades de cristalização da ordem de 2,8 Ga para os Complexos Anta e Caiamar (Queiroz, 2000; Queiroz & Jost, 2001).

Já as rochas granito-gnáissicas, da porção central e sul do enxame de diques (região de Morro Agudo de Goiás e Goiás), apresentaram idades isocrônicas Rb-Sr em torno de 2.670 \pm 142 Ma (Tomazzoli, 1992). Pimentel *et al.* (1996) obtiveram isócronas Sm/Nd com idade de 2.851 \pm 180 Ma, e diagramas Rb-Sr que apresentam idade de aproximadamente 2.600 Ma para os gnaisses da porção sul (Complexos Caiçara e Uvá) do Maciço de Goiás.

Entretanto, novos dados obtidos pelos métodos U-Pb e Sm-Nd realizados por Pimentel *et al.* (2003), mostraram idades de cristalização entre 2,9 e 2,8 Ga para os mesmos gnaisses dos Complexos Caiçara e Uvá datados anteriormente pelo método Rb-Sr em 2.600 Ma (*e.g.* Pimentel *et al.*, 1996).



Figura 6.1: Mapa Geológico simplificado, mostrando a localização das amostras datadas.

É importante destacar que o enxame de diques máficos corta os terrenos granito-gnáissicos independente da sua composição tonalítica ou granodiorítica, e indicam que as intrusões ocorreram posteriormente à formação de ambos.

O acervo geocronológico dos diques máficos pré-cambrianos do Maciço de Goiás é ainda muito reduzido, sendo constituído apenas por quatro determinações K-Ar e Sm-Nd (*e.g.* Tomazzoli, 1997). As determinações K-Ar em rocha total mostraram idades em torno de 2.400 Ma e as determinações Sm-Nd apresentaram idades isocrônicas muito variáveis sem significado geológico.

Apesar dos avanços obtidos, os dados geocronológicos disponíveis são ainda insuficientes para uma comparação cronológica detalhada no enxame de diques máficos do Maciço de Goiás. Contudo, podemos situá-los num contexto cronológico do Paleoproterozóico. Deste modo, os resultados obtidos neste trabalho, constituem uma contribuição para situar melhor a época em que ocorreram os processos de intrusão destes enxames de diques.

6.1.1 Análises Rb-Sr

Na literatura pesquisada, não se conhece nenhuma isócrona pelo sistema Rb-Sr referente aos diques máficos do Maciço de Goiás.

Por isso, com base nos dados petrográficos, geoquímicos e de campo foram selecionadas 14 amostras de diques máficos para a realização das análises do sistema isotópico Rb-Sr; sendo 06 amostras de diabásios, 04 amostras de metabasitos e 04 amostras de anfibolitos.

Os dados Rb-Sr foram obtidos por diluição isotópica, dando assim maior credibilidade às idades obtidas. Este procedimento foi sugerido nos trabalhos realizados por Bastos Leal (1992) e Pinese (1997). Detalhes sobre os procedimentos analíticos utilizados estão descritos no capítulo I (item Métodos de Trabalho) e os resultados analíticos encontram-se na tabela 6.1.

		Diqu	ues de Diabás	ios		
Amostra/ Nº CPGeo	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro
13450/ CR-01	29,30	192,04	0,4419	0,0046	0,71640	0,00010
14520/ CR-103	4,69	108,37	0,1252	0,0010	0,70585	0,00002
14521/ CR-107	3,81	108,70	0,1015	0,0008	0,70481	0,00003
13451/ GO-06	9,37	121,34	0,2235	0,0020	0,70852	0,00009
14524/ GO-07	16,12	112,11	0,4165	0,0033	0,71502	0,00002
14522/ GO-104	3,81	116,94	0,0941	0,0007	0,70404	0,00003
		Dique	es de Metabas	itos		
Amostra/ Nº CPGeo	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro
14527/ CR-104	4,52	113,19	0,1156	0,0009	0,70548	0,00003
14528/ CR-108	8,97	120,33	0,2159	0,0017	0,70956	0,00009
14530/ GO-105	25,82	170,86	0,4379	0,0035	0,72059	0,00008
14529/ GO-107	2,46	118,39	0,0601	0,0005	0,70621	0,00004
	····	Diqu	es de Anfiboli	tos		
Amostra/ N° CPGeo	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro
14525/ CR-04	8,29	121,82	0,1969	0,0016	0,70738	0,00003
13538/ CR-10	8,09	130,25	0,1797	0,0015	0,70930	0,00007
14526/ CR-105	4,36	114,98	0,1098	0,0009	0,70651	0,00003
13539/ GO-01	15,23	98,68	0,4472	0,0038	0,71924	0,00010

Tabela 6.1: Dados analíticos Rb-Sr dos diques do Maciço de Goiás. Dados obtidos por diluição isotópica.

6.1.1.1 Diabásios

Para estes diques, foi obtida uma isócrona, com idade de 2.362 ± 48 Ma (1 σ), e uma razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de 0,70083 \pm 0,00012 e MSWD (*mean square of weighted deviates*) igual a 0,35 (Figura 6.2). Esta isócrona corresponde às amostras da porção sul da área (região de Goiás; Figura 6.1).

O diagrama mostrado na figura 6.3 apresenta uma errócrona para estes diques com idade de 2.335 ± 200 Ma (1 σ), e uma razão 87 Sr/ 86 Sr inicial de 0,70153 \pm 0,00052 e MSWD igual a 9,7. Este diagrama corresponde às amostras da porção norte da área (região de Crixás; Figura 6.1). Apesar do erro da idade e do MSWD mais elevado, esta idade é semelhante à idade obtida para as amostras de Goiás (Figura 6.2).



Figura 6.2: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques de diabásios.



Figura 6.3: Diagrama isocrônico Rb-Sr representativo dos diques de diabásios.

Os resultados isotópicos Rb-Sr obtidos para todas as amostras de rocha total nos diques de diabásios (Tabela 6.1), quando analisados do ponto de vista integrado forneceram no diagrama isocrônico uma errócrona com idade de 2.331 ± 190 Ma (1 σ), com razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de 0,70124 \pm 0,00076 e MSWD igual a 54 (Figura 6.4). O alto MSWD deve-se a dispersão do ponto GO104 em relação a reta, sugerindo algum distúrbio isotópico de Rb e/ou Sr nesta amostra. Apesar do alto valor do MSWD, esta idade de colocação para os diques de diabásio é coerente com as idades Ar-Ar apresentadas neste trabalho (item 6.1.2) e com as idades K-Ar disponíveis na literatura pesquisada.



Figura 6.4: Diagrama isocrônico Rb-Sr de todas as amostras dos diques de diabásios.

6.1.1.2 Metabasitos e Anfibolitos

Para estes dois grupos foram analisadas 08 amostras pelo sistema isotópico Rb-Sr. Sendo 04 amostras de metabasitos e 04 amostras de anfibolitos (Tabela 6.1).

Os diques de metabasitos e anfibolitos não forneceram uma isócrona Rb-Sr, como está mostrado no diagrama da figura 6.5. Entretanto, é possível ter uma noção da distribuição de suas amostras que, embora não perfeitamente alinhadas, mostram-se próximas de uma isócrona de referência de 2.450 Ma (idade Ar-Ar). Este espalhamento dos pontos ao longo da isócrona de referência pode estar refletindo possivelmente uma heterogeneidade da fonte o que será discutido no próximo capítulo.



Figura 6.5: Diagrama de correlação Rb-Sr dos diques de metabasitos e anfibolitos.

6.1.2 Análises Ar-Ar

Neste item serão apresentados os resultados de 20 análises radiométricas pelo método Ar-Ar em minerais separados e em rocha total. As análises foram realizadas utilizando a técnica de fusão por etapas que é um instrumento importante no estudo de regiões policíclicas, pois permite possíveis distinção entre rochas perturbadas de não perturbadas.

Este método foi utilizado com o objetivo de datar os diques máficos e de confirmar, ou não, as idades obtidas pela técnica Rb-Sr.

No caso do Maciço de Goiás, a complexa sobreposição de eventos, em alguns casos, gerarou a abertura do sistema isotópico Ar-Ar. Esta abertura do sistema está relacionada ao conceito de temperatura de fechamento comentado no item da metodologia. Assim, o registro temporal atingido em alguns casos corresponde a um evento termal mais jovem, ou simplesmente, indica que a rocha foi afetada por uma perturbação termal que ficou registrada em alguns destes diques.

Para os diques máficos em questão, não se conhece na literatura qualquer trabalho no qual tenha sido empregado o método de datação Ar-Ar. Os dados disponíveis dos diques da região investigada resumem-se a análises K-Ar em rocha total (*e.g.* Tomazzoli, 1997).

6.1.2.1 Diabásios

Neste litotipo foram analisados cinco grãos de anfibólios das amostras GO07 e GO104 e um grão de plagioclásio da amostra CR101.

Três grãos de anfibólios da amostra GO07 apresentaram espectros de extração de argônio bem homogêneos com idades de patamares entre 2.449 ± 13 e 2.465 ± 1 Ma muito semelhantes às idades integradas entre 2.444 ± 16 e 2.553 ± 6 Ma (Figuras 6.6, 6.7 e 6.8). A qualidade da idade obtida é reforçada pelas razões Ca/K iguais nas três análises.

O diagrama espectral das figuras 6.6, 6.7 e 6.8 com idades de patamares bem definidos, pode indicar com segurança a época aparente do início de retenção do argônio, isto é, a idade de fechamento do sistema, e portanto, a idade de cristalização da rocha.

Na amostra GO104 foram analisados dois grãos de anfibólios obtendo-se espectros de comportamento um pouco variável, mas com certa coerência entre si (Figura 6.9 e 6.10).

O primeiro anfibólio mostra espectro de escalonamento com idades aparentes mais jovens nas primeiras etapas de extração de argônio e mais antigas nos estágios finais da extração. As idades aparentes dos estágios finais é de aproximadamente 2.400 Ma muito semelhante a idade obtida na amostra GO07. Este comportamento espectral representa uma perda de argônio radiogênico por difusão (*e.g.* McDougall & Harrison, 1988; Renne, 2000 entre outros) e, as idades mais antigas poderiam ser considerada como a idades mínimas. A idade integrada é de 2.217 \pm 8 Ma.



Figura 6.6: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 1).



Figura 6.7: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 2).


Figura 6.8: Espectro de extração de argônio em anfibólio da amostra GO07 (grão 3).

Esta perda de argônio observada no espectro da figura 6.9, poderia ser considerada como relacionada à contaminação com outra fase mineral de caráter potássico como, por exemplo, a biotita, que em alguns casos pode ocorrer agregada ao anfibólio (Wartho, 1995). Entretanto, conforme observado no diagrama da figura 6.9, a razão Ca/K é muito baixa e uniforme, o que descartaria a possibilidade de contaminação com outra fase mineral.

O segundo grão de anfibólio da amostra GO104 apresenta um diagrama espectral que mostra uma tendência a atingir um pseudo-patamar de 2.400 Ma nas etapas intermediárias de extração de argônio, liberando mais de 60% do argônio radiogênico (Figura 6.10). Esta idade também é coerente com a idade de patamar obtida na amostra GO07. As etapas iniciais e finais do diagrama espectral são caracterizada por altas proporções de argônio radiogênico, e podem estar relacionadas a excesso deste argônio proveniente de rochas antigas ricas em potássio (Lanphere & Dalrymple, 1976; Kelley, 2002).

Entretanto, as diferenças nas características dos espectros dos dois anfibólios da amostra GO104 (Figuras 6.9 e 6.10), podem ser atribuídas à variação da composição química dos anfibólios (como pode ser observado no capítulo 4). Segundo trabalho realizado por Wartho (1995), a aparente perda de argônio no espectro de idade pode estar refletindo o zoneamento composicional do anfibólio. Wartho (1995) mostrou que anfibólios ricos em ferro desprendem argônio em baixas temperaturas durante o aquecimento em vácuo e produzem idades mais jovens em comparação com anfibólios ricos em magnésio.

Portanto, a coerência da idade dos grãos de anfibólios (entre 2.450 Ma), a boa definição de patamares e pseudo-patamares e a proximidade com a idade obtida pelo método Rb-Sr em rocha total de aproximadamente 2.362 \pm 48 Ma (Figura 6.2), permitem interpretar a idade em torno de 2.450 Ma como a idade de cristalização dos diques de diabásios.



Figura 6.9: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO104 (grão 1).



Figura 6.10: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO104 (grão 2).

O plagioclásio da amostra CR101 apresentou um pseudo-patamar de aproximadamente 1.900 Ma em pouco mais de 50% de extração de argônio o que não representa a idade de cristalização (Figura 6.11). O espectro de escalonamento das fases iniciais é típico de perda de argônio por contaminação de uma fase secundária (Wartho, 1995). Isto pode ser observado pela elevada razão Ca/K. Nas descrições petrográficas (Capítulo 3; item 3.3), foi observado a presença de sericita muito fina no plagioclásio. Entretanto, considerando a baixa temperatura de fechamento do plagioclásio (~ 200 ^oC; McDougall & Harrison, 1988), o espectro de idade pode estar relacionado a um episódio de perda de argônio radiogênico que tenha afetado o sistema Ar-Ar apenas nos plagioclásios e não tenha atingido o sistema Ar-Ar dos anfibólios.



Figura 6.11: Espectro de extração de argônio em plagioclásio, amostra CR101 (grão 1).

6.1.2.2 Metabasitos

Neste conjunto foram selecionados cinco grãos de anfibólios, das amostras CR108 e GO107. Estes minerais fazem parte de uma paragênese formada em condições de hidrotermalismo associado aos estágios finais de cristalização dos diabásios (ver petrografia; capítulo 3). Portanto, as idades obtidas para este conjunto podem estar relacionadas a eventos termais que teriam ocasionado perdas parciais de argônio radiogênico nos anfibólios dos metabasitos.

Na amostra CR108 foram analisados dois anfibólios que apresentam espectros quase regulares (Figuras 6.12 e 6.13) com idade de patamar de 1.520 ± 13 Ma, nas etapas intermediarias de extração de argônio (Figuras 6.13). As idades integradas variam entre 1.998 ± 5 e 2.247 ± 5 Ma. As ultimas etapas de extração das duas análises são caracterizadas por altas proporções de argônio radiogênico, relacionada a excesso de argônio.

Da amostra GO107 foram analisados três anfibólios que apresentaram padrões espectrais bem regulares. Os dois primeiros mostraram idades de patamares de 934 \pm 7 e 938 \pm 8 Ma. Um terceiro anfibólio apresentou um patamar de 931 \pm 20 Ma (Figuras 6.14, 6.15 e 6.16). Tal idade pode estar relacionada ao Sistema Orogênico Tocantins (1,0 Ga). Esta orogênese representa a colisão do Maciço de Goiás com a borda oeste do Cráton São Francisco, ou seja, registra o fechamento do oceano Goianides no final da orogenia Grenvilliana (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 1999).



Figura 6.12: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR108 (grão 1).



Figura 6.13: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR108 (grão 2).



Figura 6.14: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 1).

97



Figura 6.15: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 2).



Figura 6.16: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra GO107 (grão 3).

Tese de Doutorado – IGc/USP – Corrêa da Costa (2003)

6.1.2.3 Anfibolitos

Nos anfibolitos foram realizadas seis análises em anfibólios e três em rocha total. Levando em conta as feições de deformação e metamorfismo observadas neste litotipo, as idades obtidas por esta metodologia podem ser usadas para delinear a história tectono-termal destas rochas.

Na amostra GO101 foram realizadas análises em rocha total, pois os anfibolitos da região de Goiás apresentam granulação muito fina (ver capítulo 3), dificultando a separação dos minerais.

As três análises da amostra GO101 apresentaram diagramas espectrais com certo escalonamento e uma boa correlação das idades integradas com intervalo entre 1.832 a 1.891 Ma. Um dos espectros de argônio forneceu uma idade de patamar de 1.868 \pm 2 Ma (Figura 6.17), e os outros dois espectros apresentaram pseudo-patamares por volta de 1.900 e 1.800 Ma (Figuras 6.18 e 6.19). As etapas finais de maior liberação de argônio forneceram idades aparentes de 2.100 Ma.







Figura 6.18: Espectro de extração de argônio em rocha total, amostra GO101 (grão 2).



Figura 6.19: Espectro de extração de argônio em rocha total, amostra GO101 (grão 3).

Tese de Doutorado – IGc/USP – Corrêa da Costa (2003)

+ 757-

Estes padrões de escalonamento são próprios de difusão de argônio gerados por eventos termais (McDougall & Harrison, 1988), e as idades mais antigas podem ser consideradas próximas das idades mínimas. Este evento termal deve estar relacionado aos estágios finais do Ciclo Transamazônico que ocasionaram reativações de fraturas de direção N50-60E onde os diques se encaixaram. Esta idade de reativação (2.200 – 1.800 Ma) também foi observada para os diques de anfibolitos da região de Uauá-BA e Lavras-MG no Cráton São Francisco (*e.g.* Menezes Leal *et al.*, 1995; Bellieni *et al.*, 1995 e Pinese, 1997).

Os cristais de anfibólio da amostra CR04 apresentaram espectros de extração de argônio bem definidos. As idades integradas apresentam um estreito intervalo de variação com valores entre 1.430 e 1.465 Ma. As idades aparentes são semelhantes às idades integradas e mostram patamares entre 1.302 ± 12 e 1.409 ± 7 Ma (Figuras 6.20, 6.21 e 6.22). Idades da ordem de 1,3 Ga é bastante marcada no Brasil Central, e representam, provavelmente eventos processos orogenéticos de natureza colisional entre 1.400-1.200 Ma (*e. g.* Brito Neves *et al.* 1996; Correia *et al.*, 1997).



Figura 6.20: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 1).



Figura 6.21: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 2).



Figura 6.22: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR04 (grão 3).

O dique de anfibolito CR105 apresentou uma idade de patamar de 573 ± 6 Ma em um dos grãos de anfibólio (Figura 6.23). Os outros dois grãos de anfibólios mostram uma tendência de gerar um pseudo-patamar por volta de 580 Ma (Figuras 6.24 e 6.25). As idades integradas variam de 579 ± 3 a 633 ± 5 Ma. A idade desta rocha tem correlação com o ultimo evento tectônico do Ciclo Brasiliano (700 – 530 Ma; Trompette, 1994) que corresponde a colisão de blocos continentais e à reativação de sistema de falhamento transcorrente do Maciço de Goiás (Marini *et al.*, 1984a; Baêta Jr. *et al.*, 1999).



Figura 6.23: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 1).



Figura 6.24: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 2).



Figura 6.25: Espectro de extração de argônio em anfibólio, amostra CR105 (grão 3).

6.1.3 Análises Sm-Nd

As determinações radiométricas por este método, nestas rochas, não forneceram razões Sm-Nd suficientemente variáveis para definir uma idade isocrônica. De modo geral, o método Sm-Nd foi utilizado para fins petrogenéticos, o que será discutido no próximo item (geoquímica isotópica).

6.1.4 Comentários dos dados Geocronológicos

Em síntese, os dados Rb-Sr e Ar-Ar disponíveis até o momento mostram que os terrenos granito-gnáissicos do Maciço de Goiás, são secionados por uma geração de diques máficos (diabásios, metabasitos e anfibolitos) de aproximadamente 2.400 Ma. Esta idade tem como base o resultado Rb-Sr de 2.362 Ma e é confirma da pelas análises Ar-Ar que indicam patamares por volta de 2.450 Ma.

Os diques de metabasitos e anfibolitos foram intrudidos na mesma época dos diabásios, mas posteriormente foram reativados como indicam os resultados Ar-Ar. A mesma idade de intrusão dos diques máficos de Goiás é suportada também com base nos aspectos petrográficos (observado no capítulo 3 pela transição textural entre os diabásios, metabasitos e anfibolitos), pelas observações de campo (posicionamento em zonas de cisalhamento) e pelos dados geoquímicos.

Os dados Ar-Ar com patamares bem definidos indicando idades posteriores a 2.400 Ma, que foram observadas nos diques metabasíticos e anfibolíticos, mostraram que a evolução tectono-termal que afetou o Maciço de Goiás ficou registrada nestes diques. Portanto, os diques metabasíticos e anfibolíticos foram posicionados em zonas de cisalhamentos preexistentes que foram reativadas durante os Ciclos Transamazônico e Brasiliano.

6.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os isótopos radiogênicos de Sr e Nd são amplamente usados no estudo de rochas magmáticas para identificar as características químicas das fontes mantélicas e compreender a evolução dessas fontes.

A importância da caracterização isotópica em estudos petrogenéticos está na resistência dos isótopos ao fracionamento químico, com consequente representação da evolução magmática de uma suíte de rochas, preservando assim, as características originais do magmatismo (Cox *et al.*, 1979; Dickin, 1997).

Muitos trabalhos têm utilizado as aplicações combinadas dos isótopos de Sr e Nd (Hawkesworth & Van Calsteren, 1984). As correlações negativas entre as razões iniciais dos isótopos de Sr e Nd em basaltos, foram reconhecidas primeiramente por DePaolo & Wasserburg (1976) e O'Nions *et al.* (1977), que usaram estas razões iniciais para estimar a razão Rb/Sr do Manto Primordial.

Com os valores das idades apresentadas no item anterior (Geocronologia), foram calculadas as razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_i) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Nd_i), e os valores de ϵ (Sr) e ϵ (Nd) de cada amostra. Estes valores encontram-se na Tabela 6.2.

Diques de Diabásios										
Rb/Sr	Sm/Nd	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	ε(Sr)	ε(Nd)					
0,4419	0,1373	0,70108	0,509382	-8,44	-2,96					
0,3771	0,1370	0,70356	0,509322	26,96	-4,12					
0,1252	0,1986	0,70151	0,509465	-2,34	-1,17					
0,1015	0,1945	0,70129	0,509552	-5,40	0,49					
0,2235		0,70077		-12,82						
0,4165	0,1799	0,70058	0,509352	-15,57	-3,44					
0,0941	0,1988	0,70078	0,509507	-12,72	-0,36					
	Dique	s de Metabas	itos							
Rb/Sr	Sm/Nd	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	ε(Sr)	ε(Nd)					
0,1156	0,1956	0,70147	0,509519	-2,85	-0,14					
0,2159	0,1898	0,70208	0,509486	5,81	-0,81					
	Rb/Sr 0,4419 0,3771 0,1252 0,1015 0,2235 0,4165 0,0941 Rb/Sr 0,1156 0,2159	Diqu Rb/Sr Sm/Nd 0,4419 0,1373 0,3771 0,1370 0,1252 0,1986 0,1015 0,1945 0,2235 0,4165 0,1799 0,0941 0,1988 Dique Rb/Sr Sm/Nd 0,1156 0,1956 0,2159 0,1898	Diques de Diabás Rb/Sr Sm/Nd (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i 0,4419 0,1373 0,70108 0,3771 0,1370 0,70356 0,1252 0,1986 0,70151 0,1015 0,1945 0,70129 0,2235 0,70077 0,4165 0,1799 0,70058 0,0941 0,1988 0,70078 Diques de Metabas Rb/Sr Sm/Nd (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i 0,1156 0,1956 0,70147 0,2159 0,1898 0,70208	Diques de DiabásiosRb/SrSm/Nd(*7Sr/*6Sr)i(143Nd/144Nd)i0,44190,13730,701080,5093820,37710,13700,703560,5093220,12520,19860,701510,5094650,10150,19450,701290,5095520,22350,700770,41650,17990,700580,5093520,09410,19880,700780,509507Diques de MetabasitosRb/SrSm/Nd(*7Sr/*6Sr)i(143Nd/144Nd)i0,11560,19560,701470,5095190,21590,18980,702080,509486	Diques de Diabásios Rb/Sr Sm/Nd (⁸⁷ Sr/ ⁹⁶ Sr)i (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i ε(Sr) 0,4419 0,1373 0,70108 0,509382 -8,44 0,3771 0,1370 0,70356 0,509322 26,96 0,1252 0,1986 0,70151 0,509465 -2,34 0,1015 0,1945 0,70129 0,509552 -5,40 0,2235 0,70077 -12,82 0,4165 0,1799 0,70058 0,509352 -15,57 0,0941 0,1988 0,70078 0,509507 -12,72 Diques de Metabasitos Sm/Nd (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i ε(Sr) 0,1156 0,1956 0,70147 0,509519 -2,85 0,2159 0,1898 0,70208 0,509486 5,81					

Tabela 6.2: Razões Rb/Sr e Sm/Nd, razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd e valores de ϵ (Sr) e ϵ (Nd) de amostras dos diques máficos (recalculados para a idade de 2.400 Ma).

Tese de Doutorado - IGc/USP - Corrêa da Costa (2003)

GO-105	0,4379	0,1573	0,70541	0,509260	53,24	-5,29
GO-107	0,0601	0,1960	0,70413	0,509475	34,98	-1,00
		Diqu	es de Anfiboli	itos		
Amostra	Rb/Sr	Sm/Nd	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	ε(Sr)	ε (Nd)
CR-04	0,1969	0,1913	0,70055	0,509471	-15,99	-1,09
CR-10	0,1797		0,70307		19,90	_
CR-105	0,1098	0,1929	0,70271	0,509486	14,77	-0,80
GO-01	0,4472		0,70374		29,44	
					· · ·	

Tabela 6.2: continuação.

O diagrama da figura 6.26 representa a evolução do Sr de acordo com o modelo do Reservatório Uniforme (UR) ou "Terra Global". Neste diagrama observa-se que os diques estudados apresentam um intervalo de Sr_i entre 0,70055 a 0,70413 nos diques de baixo TiO₂ e Sr_i entre 0,70374 a 0,70541 nos diques de alto TiO₂ para t_0 = 2400 Ma. Os valores de ϵ (Sr) variam entre – 15,9 a + 34,9 nos diques de baixo TiO₂ e variam de + 29,4 a + 53,2 nos diques de alto TiO₂ (Tabela 6.2). Portanto, as amostras dos diques de alto TiO₂ são mais enriquecidas na razão inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

As amostras dos diabásios posicionam-se abaixo da linha evolutiva da "Terra Global", com valores de Sr_i entre 0,70058 a 0,70151 e ε (Sr) entre – 15,5 e – 2,3 (Figura 6.26; Tabela 6.2). Isto sugere uma fonte empobrecida nas razões Rb/Sr em relação a "Terra Global", com exceção da amostra CR102 que tem valor de ε (Sr) de 26,9 e posiciona-se acima da referida linha evolutiva. Os metabasitos e anfibolitos plotam-se acima da linha evolutiva da "Terra Global", indicando uma fonte enriquecida nas razões Rb/Sr. Apenas duas amostras (CR104 e CR04) posicionam-se um pouco abaixo da referida linha, com valor de ε (Sr) – 2,8 e – 15,9 (Figura 6.26; Tabela 6.2).



Figura 6.26: Diagrama de evolução isotópica do ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial no tempo geológico para os diques da região de Goiás. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{Primordial} = 0,69898; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{Atual} = 0,7045. Rb/Sr = 0,030. Os símbolos preenchidos representam diques de alto TiO₂.

Em relação a evolução do Nd com o tempo (Figura 6.27), verifica-se variações bastante uniformes das razões de Nd_i com intervalo de 0,509322 a 0,509552 e ϵ (Nd) variando entre – 4,1 a + 0,49 nos diques de baixo TiO₂, para t₀ = 2.400 Ma. O exemplar dos diques de alto TiO₂ tem razão Nd_i mais baixa, com valor de 0,509260 e com ϵ (Nd) de – 5,2.

Observa-se ainda, na figura 6.27 que parte das amostras estão praticamente sobre a "Terra Global". Uma delas (CR107) posiciona-se um pouco acima da linha do padrão evolutivo e outras pouco abaixo. Tais valores indicam fontes próximas a ligeiramente enriquecidas ou levemente empobrecidas na razão Sm/Nd.



Figura 6.27: Diagrama de evolução isotópica do ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd inicial no tempo geológico para os diques da região de Goiás. (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Primordial} = 0,50677; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Atual} = 0,512638. Sm/Nd \cong 0,308. O símbolo preenchido representa dique de alto TiO₂.

O diagrama de evolução conjunta de ϵ (Sr) *versus* ϵ (Nd) (Figura 6.28), mostra que grande parte das amostras situam-se próximas à "Terra Global". As variações de ϵ (Nd) são muito pequenas e variam de + 0,49 a – 5,29, sendo maiores no ϵ (Sr) entre – 15,99 e + 53,24. Nota-se também que a amostra mais enriquecida pertence ao dique de alto TiO₂.

Zindller & Hart (1986), utilizaram razões isotópicas e elementos traços para identificar diferentes reservatórios mantélicos onde observaram a heterogeneidade do manto. Esses autores estabeleceram composições limites para o manto, que por uma variedade de processos de mistura, englobam todas as razões isotópicas verificadas a nível de ilhas oceânicas e de cristas meso-oceânicas. De modo geral, a possível fonte mantélica que poderia ter originado os diques de alto e baixo TiO₂, corresponde a uma composição intermediária entre os reservatórios mantélicos tipo DM (Manto empobrecido) e EM I (Manto enriquecido).

Como pode ser observado na figura 6.28, as amostras dos diques de baixo TiO_2 indicam fontes levemente empobrecidas em ϵ Sr e variam de ligeiramente enriquecidas a empobrecidas em ϵ Nd, próximas da linha da "Terra Global". A amostra do dique de alto TiO_2 (Figura 6.28) situa-se na porção mais enriquecida sugerindo uma assinatura isotópica na direção do componente mantélico tipo EM I de Zindller & Hart (1986). Essas pequenas variações nas razões isotópicas podem estar indicando, a princípio, uma heterogeneidade mantélica.



Figura 6.28: Diagrama ε (Sr) *versus* ε (Nd) com valores recalculados para a idade de 2,4 Ga dos diques máficos de Goiás e rochas gnáissicas encaixantes para comparação (2,8 Ga; Pimentel *et al.*, 1996; Pimentel *et al.*, 2003). Os valores da "Terra Global" atual são: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_{Atual} = 0,512638 e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{Atual} = 0,7045. Símbolo preenchido representa dique de alto TiO₂. DM = Manto Empobrecido e EM I = Manto enriquecido.

Com o objetivo de avaliar a origem da fonte e também a interrelação dos diversos tipos de diques máficos, serão discutidos neste capítulo os seguintes processos magmáticos possíveis: cristalização fracionada, contaminação crustal, diferentes graus de fusão a partir de fonte homogênea e fonte heterogênea.

7.1 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

Um dos processos teoricamente possíveis para a formação de diques de alto e baixo TiO₂ é a cristalização fracionada. Este mecanismo de diferenciação foi avaliado quantitativamente por cálculos de balanço de massa, utilizando o Programa Genesis (Teixeira, 1997). Este programa é uma reformulação do programa XLFRAC de Stromer & Nicholls (1978).

Para os cálculos de fracionamento foram utilizadas as composições químicas médias das fases minerais (piroxênios, plagioclásios, anfibólios e magnetitas) observadas na petrografia e química mineral (capítulos 3 e 4). A composição da olivina foi obtida da literatura (Bellieni *et al.*, 1995).

O ajuste para elementos maiores no processo de cristalização fracionada é aceito quando a somatória dos quadrados dos resíduos (Σ res²) são inferiores a 0,5 (ajuste bom) e 0,2 (ajuste ótimo; Pinese, 1997; Menezes Leal, 1997).

Para os elementos traços utilizou-se a lei de fracionamento de Rayleigh. A cristalização fracionada de Rayleigh é controlada pela seguinte equação:

 $C_{L} = C_{O} \cdot F^{(D-1)}$

onde C_L é a concentração do elemento traço no líquido residual, C₀ é a concentração do elemento traço no líquido inicial, D é o coeficiente de distribuição global do elemento e F é a fração líquida restante após o fracionamento.

O resultado dos testes em elementos traços foi avaliado comparando as concentrações calculadas divididas pelas concentrações observadas (calc./obs.). Os percentuais dos erros relativos aos elementos traços é considerado razoável com

	OI	Орх	Aug	Pla	Anf	Mt
Cr	0,70	10	6	0,01	12,50	32
Ni	5	5	2	0,01	6,80	10
Sr	0,01	0,04	0,06	1,80	0,18	0,01
Nb	0,01	0,15	0,005	0,01	0,20	0,40
Zr	0,01	0,18	0,10	0,048	0,30	0,10
Y	0,01	0,18	0,90	0,03	0,63	0,20
La	0,007	0,02	0,06	0,15	0,06	0,53
Ce	0,007	0,02	0,10	0,02	0,12	0,56
Nd	0,007	0,03	0,23	0,08	0,27	0,55
Sm	0,009	0,08	0,52	0,072	0,43	0,24
Gd	0,01	0,13	0,80	0,09	1,70	
Dy	0,01	0,20	0,85	0,07	2,20	

Tabela 7.1: Coeficientes de partição usados para o modelo de cristalização fracionada.

OI - olivina, Opx - ortopiroxênio, Aug - augita, PI - plagioclásio, Anf - anfibólio e Mt - magnetita. Dados extraídos de lacumin *et al.* (2001) e Bossi *et al.* (1993).

Os resultados obtidos pelos cálculos de balanço de massa indicaram claramente que a variação geoquímica observada entre os diques de alto e baixo TiO₂ não pode ser explicada por cristalização fracionada. A diferenciação dos diques não ocorreu a partir de um só magma, mas através de vários líquidos progenitores.

A principal diferenciação testada envolveu o fracionamento magmático a partir da composição dos diques de baixo TiO₂ com mg# entre 0,31 a 0,49, na tentativa de originar os diques de alto TiO₂ com mg# entre 0,18 a 0,33. Porém, tal mecanismo não foi possível tendo em vista o alto valor da somatória dos quadrados dos resíduos (Σ res²; entre 3,7 - 1,3), obtido no cálculo de balanço de massa. Estes dados, aliados as diferentes razões Zr/Y, Zr/Sr, Zr/Nb e Ti/Zr (*e.g.* Figura 5.8) mostram que os diques de alto TiO₂ não derivam dos diques de baixo TiO₂ por cristalização fracionada.

Entretanto, se por um lado, não foi possível a diferenciação entre os diques de baixo TiO₂, originando os diques de alto TiO₂, foram testadas outras trajetórias

evolutivas envolvendo apenas os conjuntos de baixo TiO₂, que podem ser observadas na figura 7.1.



Figura 7.1: Principais passagens evolutivas envolvendo a cristalização fracionada. Linhas tracejadas - não é compatível com cristalização fracionada; linhas contínuas - é compatível com cristalização fracionada; MED-1: média das amostras GO104 e 109; MED-2: média CR103, 107 e GO6; MED-3: média CR1,101 e 102; MED-1': média CR2, GO107 e 108; MED-2': média CR104 e 108. ATi = alto TiO₂ e BTi = baixo TiO₂.

A primeira seqüência para a cristalização fracionada pode ser descrita pela diferenciação do dique menos evoluído com índice de diferenciação mg# igual a 0,49 (amostra GO07), para a média dos diques com mg# igual a 0,36 (MED-2; amostras CR103, CR107 e GO06; Figura 7.1). Esta diferenciação é compatível com 32% de fracionamento de olivina (8%), ortopiroxênio (14%), augita (5%) e plagioclásio (5%). Em geral, os valores de elementos traços (calculados/observados) são satisfatórios, com exceção de Y e La (Tabela 7.2).

	GO07	MED-2			01	Орх	Aug	Pla
	(obs.)	(obs.)	(calc.) ca	ilc./obs.				
SiO ₂ (%)	49,50	49,70	49,38	0,99	39,30	55,26	51,83	50,93
TiO ₂	0,76	1,28	1,13	0,88	0	0,10	0,37	0,02
Al ₂ O ₃	10,96	13,90	13,61	0,98	0	1,36	3,39	31,47
Fe ₂ O ₃ T	12,43	13,21	13,08	0,99	17,03	11,22	7,88	0,83
MnO	0,18	0,18	0,19	1,06	0,30	0,25	0,19	0
MgO	13,58	8,45	8,76	1,04	43,00	29,53	17,18	0
CaO	8,66	11,15	10,93	0,98	0,37	2,25	18,91	13,04
Na ₂ O	1,25	1,99	1,70	0,85	0	0,04	0,25	3,39
K₂O	0,73	0,22	0,98	4,45	0	0	0	0,32
P ₂ O ₅	0,07	0,15	0,10	0,67	0	0	0	0
SR					7,8	14,2	4,9	5,0
Σres^2	0,45							
Cr	1100	176	185	1,05				
Ni	406	170	137	0,81				
Sr	105	115	138	1,20				
Nb	2	3	2,86	0,95				
Zr	45	75	63,52	0,85				
Y	13	26	17,51	0,67				
La	3,86	4,14	5,59	1,35				
Се	8,22	11,3	11,90	1,05				
Nd	5,26	9,1	7,55	0,83				
Sm	1,45	2,69	2,03	0,75				
Gd	1,86	3,61	2,54	0,70				
Dy	2,67	4,46	3,59	0,80				

Tabela 7.2: Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória do digue menos evoluído (GO07) para a média dos digues com mg# = 0,36 (MED-2).

OI - olivina, Opx - ortopiroxênio, Aug - augita e PI - plagioclásio; Calc. = valores calculados, Obs. = valores observados da análise; ∑res² = somatória dos quadrados dos resíduos dos elementos maiores; SR = porcentagem de fração sólida removida.

Na segunda trajetória é assumida a diferenciação da média dos diques com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1; GO104 e GO109), dando origem à média dos diques com mg# entre 0,33 e 0,34 (MED-3; CR1, CR101 e CR102; Figura 7.1). Tal diferenciação é compatível com 62% de fracionamento de olivina (6%), ortopiroxênio (4%), augita (17%), plagioclásio (32%), e magnetita + ilmenita (3%). O conteúdo de elementos traços calculados, também, são consistentes com exceção de Cr e Ni (Tabela 7.3).

	MED-1	MFD-3	·····		0	Opx	Aug	Pla	Mt	ilm
	(obs.)	(obs.)	(calc.) c	alc./obs.		•	Ŭ			
SiO ₂ (%)	49,95	53,95	53,30	0,99	39,30	55,26	51,83	50,93	0,09	0,07
TiO ₂	0,71	0,91	0,87	0,96	0	0,10	0,37	0,02	0,78	51,37
Al ₂ O ₃	16,13	14,19	14,25	1,00	0	1,36	3,39	31,47	0,42	0,03
Fe ₂ O ₃ T	10,42	11,52	11,35	0,99	17,03	11,22	7,88	0,83	98,66	47,24
MnO	0,17	0,17	0,20	1,18	0,30	0,25	0,19	0	0,01	0,71
MgO	8,80	6,62	6,76	1,02	43,00	29,53	17,18	0	0,04	0,43
CaO	11,17	9,73	9,79	1,01	0,37	2,25	18,91	13,04	0	0,15
Na ₂ O	2,13	2,38	2,56	1,08	0	0,04	0,25	3,39	0	0
K ₂ O	0,34	0,97	0,70	0,72	0	0	0	0,32	0	0
P_2O_5	0,10	0,16	0,25	1,56	0	0	0	0	0	0
SR					5,5	4,1	17,0	32,3	2,6	0,5
∑res²	0,029									
Cr	274	164	19,08	0,12						
Ni	269	79	128	1,62						
Sr	226	199	234	1,18						
Nb	3,0	4	7,63	1,91						
Zr	44	103	108	1,05						
Y	14	26	27,94	1,07						
La	5,65	17,1	13,24	0,77						
Ce	10,72	30,53	25,47	0,83	·					
Nd	6,25	17,23	14,48	0,84						
Sm	1,58	3,21	3,43	1,07						
Gd	2,03	3,83	4,08	1,07						
Dy	2,45	3,84	4,89	1,27						

Tabela 7.3: Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória da média dos diques com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1), para a média dos diques com mg# entre 0,33 e 0,34 (MED-3).

Ol - olivina, Opx - ortopiroxênio, Aug - augita, Pl - plagioclásio, Mt - magnetita e ilm - ilmenita; Calc. = valores calculados, Obs. = valores observados da análise; $\sum res^2$ = somatória dos quadrados dos resíduos dos elementos maiores; SR = porcentagem de fração sólida removida.

Uma terceira diferenciação testada envolveu o fracionamento de diabásios com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1) dando origem à média de metabasitos com mg# de 0,36 (MED-2'; CR104 e CR108; Figura 7.1). Esta diferenciação é possível com 51% de fracionamento de ortopiroxênio (10%), augita (7%), plagioclásio (28%), anfibólio (5%) e magnetita (1%). De modo geral, observa-se um baixo valor da Σ res², e uma

boa relação dos elementos traços calculados/observados com exceção dos elementos Cr, Sr, Nb e La que mostram diferenças maiores (Tabela 7.4).

Tabela 7.4: Cálculo de balanço de massa por cristalização fracionada para a trajetória da média dos diques com mg# entre 0,42 e 0,44 (MED-1), para a média dos diques metabasíticos com mg# de 0,36 (MED-2').

	MED-1	MED-2'			Орх	Aug	Pla	Anf	Mt
	(obs.)	(obs.)	(calc.)	calc./obs.					
SiO ₂ (%)	49,95	50,05	49,88	1,00	55,26	51,83	50,93	43,39	0,09
TiO ₂	0,71	1,33	1,10	0,83	0,10	0,37	0,02	2,71	0,78
Al ₂ O ₃	16,13	13,15	13,18	1,00	1,36	3,39	31,47	10,55	0,42
Fe ₂ O ₃ T	10,42	13,43	13,21	0,98	11,22	7,88	0,83	19,47	98,66
MnO	0,17	0,19	0,24	1,26	0,25	0,19	0	0,23	0,01
MgO	8,80	8,64	8,58	0,99	29,53	17,18	0	9,90	0,04
CaO	11,17	11,13	11,06	0,99	2,25	18,91	13,04	10,80	0
Na ₂ O	2,13	1,95	2,12	1,09	0,04	0,25	3,39	2,36	0
K₂O	0,34	0,22	0,45	1,86	0	0	0,32	0,60	0
P_2O_5	0,10	0,17	0,20	1,18	0	0	0	0	0
SR					9,9	7,2	28,3	4,6	1,1
∑res²	0,038								
Cr	274	170	20,83	0,12					
Ni	269	148	124	0,84					
Sr	226	117	222	1,90					
Nb	3,0	3	5,86	1,95					
Zr	44	77	83,32	1,08					
Y	14	27	24,06	0,89					
La	5,65	4,82	10,65	2,21					
Се	10,72	11,3	20,43	1,81					
Nd	6,25	9,06	11,71	1,29					
Sm	1,58	2,88	2,85	0,99					
Gd	2,03	3,84	3,25	0,85					
Dy	2,45	4,63	3,77	0,81					

OI - olivina, Opx - ortopiroxênio, Aug - augita, PI - plagioclásio, Mt - magnetita e Anf - anfibólio; Calc. = valores calculados, Obs. = valores observados da análise; $\sum res^2$ = somatória dos quadrados dos resíduos dos elementos maiores; SR = porcentagem de fração sólida removida. Entretanto, várias outras trajetórias testadas forneceram valores muito elevados da $\sum res^2$, com exceção das passagens apresentadas nas tabelas 7.2, 7.3 e 7.4. Portanto, a cristalização fracionada mostrou-se operante na diferenciação e evolução dos diques dentro dos diferentes conjuntos, porém, não representa um processo viável para a geração dos diques de alto e baixo TiO₂, a partir do mesmo magma.

7.2 ASSIMILAÇÃO CRUSTAL

A interação de magmas com as rochas encaixantes resultam no processo de contaminação crustal. A extensão da contaminação pode variar de acordo com a temperatura e fluxo do magma, largura dos diques e composição das encaixantes por onde passa o magma (Wilson, 1989; Hall, 1996).

Os principais mecanismos pelos quais os magmas basálticos podem ser contaminados são: 1 - Durante o transporte de suas fontes mantélicas para a crosta o magma pode assimilar material crustal provenientes das rochas encaixantes. 2 - A contaminação pode ocorrer dentro da câmara magmática. Neste caso, a contaminação é acompanhada por simultânea cristalização fracionada, onde o calor liberado pela cristalização funde a rocha encaixante. Este processo é denominado de AFC (Assimilação e Cristalização Fracionada; DePaolo, 1981).

O efeito da contaminação crustal pode ser avaliado através do estudo combinado de isótopos e elementos traços, utilizando diagramas onde as razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_i) são plotadas contra os elementos crustais (*e.g.* Hawkesworth & Van Calsteren, 1984; Menzies & Kyle, 1990).

Vários fatores mostram que a contaminação crustal não é um processo provável para explicar as diferenças composicionais entre os diques de alto e baixo TiO₂. De modo geral, não se verifica no diagrama da figura 7.2 correlação linear positiva com os elementos SiO₂, K₂O, Rb, Ba, Sr e também, com as razões Rb/Sr e La/Yb. Tais fatos, aliados aos baixos valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr _{inicial} dos diques (< 0,705), bem como os valores similares de ε Sr e ε Nd das rochas gnáissicas encaixantes (Figura 6.28), são indícios contundentes de que os diques não foram afetados por processos de contaminação crustal, ou que a extensão do processo é desprezível.



Figura 7.2: Razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sri) *versus* SiO₂, K₂O, Ba, Rb, Sr, mg#, Rb/Sr e La/Yb dos diques da região de Goiás. Valores recalculados para 2,4 Ga. Símbolo preenchido representa dique de alto TiO₂.

7.3 DIFERENTES GRAUS DE FUSÃO A PARTIR DA MESMA FONTE

Outro mecanismo petrogenético que poderia explicar a formação de diques de alto e baixo TiO₂ seria relacionado a diferentes graus de fusão a partir de um manto homogêneo. Contudo, as diferenças observadas entre as razões de elementos incompatíveis (item 5.6), mostraram que esse processo não deve ter ocorrido.

As razões de elementos traços dos diques de alto TiO_2 são maiores por um fator de aproximadamente 1,5 vezes em relação a razão de elementos traços dos diques de baixo TiO_2 (Figura 7.3). Esta diferença entre os grupos pode atingir valor maior na razão Ce/Yb (Tabela 8.1). Tal fato torna impossível a derivação dos diques de alto e baixo TiO_2 a partir de diferentes taxas de fusão de uma mesma fonte.



Figura 7.3: Razões médias de elementos traços, normalizadas para a média das amostras dos diques de baixo TiO₂ (Tabela 8.1). ATi = alto TiO₂, BTi = baixo TiO₂.

Para explicar a formação de diques de alto e baixo TiO₂ a partir da mesma fonte, tendo-se em conta razões de incompatíveis diferentes da ordem de 1,5 a 2 vezes seria necessário que a fusão que provocou a formação dos diques de alto TiO₂ fosse da ordem de 1 a 2% (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1984; Correia & Girardi, 1989). Graus de fusão dessa ordem são muito baixo para formação de magmas toleíticos. Estudos experimentais recentes envolvendo fusão parcial, indicaram que para produzir

basaltos de composição toleíticas são necessários de 15 a 25% de fusão (Kushiro, 2001).

A figura 7.4, mostra as razões médias de elementos incompatíveis, normalizadas para o N-MORB segundo Sun & McDonough (1989). Nesta figura, observa-se que às razões de elementos incompatíveis dos diques de alto e baixo TiO₂ são maiores que do N-MORB e que os diques de baixo TiO₂ têm razões semelhantes aos E-MORB, com exceção de Rb/Sr e Nb/Zr. Além disso, verifica-se também, que as razões de incompatíveis dos diques de alto TiO₂ são maiores que as razões dos diques de alto TiO₂.



Figura 7.4: Razões médias de elementos traços normalizadas para o N-MORB (Sun & McDonough, 1989). BTi = baixo teor de TiO₂ e ATi = alto teor de TiO₂.

Os padrões de elementos traços dos diques de alto e baixo TiO₂ foram comparados com modelos de fusões em equilíbrio correspondente a 10, 15, 25 e 30% de fontes mantélicas primitivas, sendo uma fonte com composição do tipo granada peridotito e outra do tipo espinélio peridotito (McDonough & Sun, 1995; Figuras 7.5 e 7.6). Os coeficientes de partição utilizados nesses modelos de fusões encontram-se na tabela 7.5. Uma vez que a amostra mais primitiva dos diques de baixo TiO₂ (mg# 0,49) não pode ser considerada como magma primário cujo valor seria mg# 0,74 - 0,80 (Jaques & Green, 1979; Jaques & Green, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983;

Bossi *et al.*, 1993), a composição primária destes diques foi calculada assumido 50% de fracionamento, considerando-se as proporções relativas de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio respectivamente 20%, 50% e 30%. Cálculos semelhantes ocorreram na literatura (Bossi *et al.*, 1993; Bellieni *et al.*, 1995).

	01	Орх	Срх	Sp	Gr
Rb	0,0002	0,001	0,025	0,005	0,012
Ba	0,0001	0,007	0,021	0,005	0,009
Sr	0,0034	0,01	0,091	0,005	0,014
Nb	0,0002	0,001	0,03	0,02	0,01
Zr	0,001	0,031	0,083	0,035	0,23
Y	0,001	0,06	0,45	0,074	1,9
la	0,00036	0,0008	0,057	0,014	0,0053
Ce	0,0005	0,0016	0,087	0,015	0,012
Nd	0,00076	0,0032	0,133	0,018	0,43
Sm	0,0011	0,0059	0,22	0,021	0,15
Fu	0.0012	0,0078	0,23	0,027	0,22
Gd	0.0013	0,011	0,24	0,037	0,33
Dv	0.0016	0,018	0,25	0,047	0,76
Yb	0.0039	0,046	0,26	0,039	4,1
ĸ	0,0002	0,001	0,027	0,005	0,012
Ti	0,02	0,01	0,3	0,2	0,3

Tabela 7.5: Coeficientes de partição usados para o modelo de fusão.

A composição mineral usada no modelo do tipo granada peridotito é 60% de olivina, 25% de ortopiroxênio, 10% de clinopiroxênio e 5% de granada (Figura 7.5). Nesta figura, observa-se que para a geração dos diques de baixo TiO₂ é necessário alto grau de fusão entre 15 a 30%. Os diques de alto TiO₂, não poderiam ser gerados a partir dessa mesma fonte que originou os diques de baixo TiO₂, pois seriam necessárias fusões inferiores a 10% o que é incompatível com fusões de magmas toleíticos (*e.g.* Bellieni *et al.*, 1984; Kushiro, 2001).

O modelo de manto a espinélio peridotito é apresentado na figura 7.6 para comparação. A composição modal usada para este modelo é 51% de olivina, 20% de ortopiroxênio, 23% de clinopiroxênio e 6% de espinélio. Nesta figura, observa-se que

OI - olivina, Opx - ortopiroxênio, Cpx - clinopiroxênio, Gr - granada e Sp - espinélio. Dados extraídos de Bossi et al. (1993).

o padrão dos diques de baixo TiO₂ é compatível com a fusão entre 15 a 30% de uma fonte espinélio peridotito. Entretanto, este modelo apresenta um padrão ligeiramente mais plano e mais enriquecido em Y e Yb em relação ao padrão dos diques de baixo TiO₂.



Figura 7.5: Padrão de elementos traços incompatíveis, normalizadas para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) dos diques de alto TiO_2 (ATi) e baixo TiO_2 (BTi). As linhas de 10, 15, 25 e 30% correspondem a fusão de uma fonte do tipo granada peridotito (McDonough & Sun, 1995) com 50% de fracionamento (olivina 20, clinopiroxênio 50 e plagioclásio 30). Coeficiente de partição segundo Bossi *et al.* (1993).



Figura 7.6: Padrão de elementos traços incompatíveis, normalizadas para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) dos diques de alto TiO_2 (ATi) e baixo TiO_2 (BTi). As linhas de 10, 15, 25 e 30% correspondem a fusão de uma fonte do tipo espinélio peridotito (McDonough & Sun, 1995) com 50% de fracionamento (olivina 20, clinopiroxênio 50 e plagioclásio 30). Coeficiente de partição segundo Bossi *et al.* (1993).

De modo geral, os diagramas da figura 7.5 e 7.6 mostram que os diques de alto TiO₂ não podem ter sido gerados a partir da mesma fonte que gerou os diques de baixo TiO₂, seja o modelo de manto do tipo granada ou espinélio-peridotito.

7.4 HETEROGENEIDADE MANTÉLICA

Os magmas básicos fornecem as primeiras evidências sobre a composição química do manto. A observação direta das rochas derivadas do manto em maciços tem mostrado que o manto superior é litologicamente heterogêneo.

Os primeiros trabalhos envolvendo a questão da heterogeneidade do manto devem-se a Faure & Hurley (1963), Wood *et al.* (1979a), Zindller & Hart (1986) e Hart (1988). Posteriormente, Wilson (1989), Weaver (1991), Hall (1996), Dickin (1997) e mais recentemente Helffrinch & Wood (2001), Möller (2002) e Reiners (2002) abordaram esse tema. Trabalhos no âmbito da plataforma Sul Americana realizados por Bellieni *et al.*, 1984, 1986; Mazzucchelli *et al.*, 1995 e Rivalenti *et al.*, 1990, atribuíram à heterogeneidade do manto as diferenças químicas observadas em diques básicos.

Segundo Zindller & Hart (1986) e Hart (1988) o manto é constituído por quatro componentes: o manto MORB empobrecido (DMM), o manto rico na razão U/Pb (HIMU), provavelmente gerado por metassomatismo intra-mantélico e os mantos enriquecidos EM I e EM II. A influência de material continental subductado na formação de EM II é reconhecida por vários autores (Hart, 1988; Weaver, 1991). A origem de EM I é controversa. Segundo Weaver (1991) sedimentos pelágicos são os responsáveis pela contaminação que se traduz na alta relação entre LILE/HFSE, LREE/HFSE, Ba/Th e Ba/La. O modelo adotado implica na subducção de placa oceânica liberando fluidos hidratados. Segundo Hart (1988) EM I caracteriza-se por ser um componente cuja composição isotópica é próxima a da "Terra Global" e portanto derivar-se-ia desta com a adição de pequenos volumes de fluidos metassomáticos mantélicos, não sendo necessário relacionar sua origem a modelos exóticos que envolveriam subducções de crosta oceânica e sedimentos.

A heterogeneidade pode também ser atribuída ao envolvimento de plumas mantélicas (Morgan, 1971; Zindller *et al.*, 1984; Condie, 2001; Möller, 2002). A ação de plumas têm sido defendida por vários autores como componentes enriquecedores do manto empobrecido (Anderson *et al.*, 1992; Sauders *et al.*, 1992; Condie, 2001). Diferentes conceitos de plumas, desde robustas com cerca de 1000 a 2000 Km de cabeça, provenientes da astenosfera até plumas menores e menos profundas tem sido descritas na literatura. A ação de "hotspot" e seu período de fixação tem sido muito discutida, assim como seu papel como reservatório enriquecido (Anderson *et al.*, 1992).

No entanto, King e Anderson (1995) criticam o modelo de plumas para explicar a formação de províncias ígneas continentais e defendem o modelo baseado em correntes de convecção atuantes nos contatos entre litosferas espessas (nos crátons) e litosferas finas (nos oceanos). O material sob os crátons seria mais quente e geraria uma anomalia termal provocando a subida do magma na interface e gerando assim as "províncias ígneas continentais" nas bordas dos crátons. King e Anderson (1998) publicaram outro trabalho, defendendo o mesmo modelo, e enfatizando a importância das descontinuidades de espessura na litosfera para formação de correntes de convecção. Nesse trabalho é enfatizada a importância de fluxos em escala pequena na interface dessas descontinuidades, onde através de "rifts" o material magmático ascenderia ("edge-driven convection"). Em suma, o modelo é consistente com a presença de derrames e diques básicos nas bordas de crátons, monitorados pela descontinuidade litosférica.

Anderson (2003) critica fortemente o modelo de plumas. Segundo esse autor o problema mais sério do modelo relaciona-se com as hipóteses não realísticas assumidas a respeito da física, termodinâmica, homogeneidade e temperatura normal do manto superior. O manto superior, conforme esse modelo, seria irrealisticamente frio, seco e subsólido, e mais ou menos isotermal a uma dada profundidade. De acordo com Anderson a temperatura média potencial do manto seria alta, mais próxima de 1350 °C do que de 1200 °C, e o ponto de fusão seria abaixo do pirolito seco. A premissa básica da geoquímica das plumas admite um manto superior homogêneo. Essa premissa é falsa, segundo esse autor. Em síntese, Anderson (2003) acha a hipótese das plumas insustentável e acredita que hipótese muito mais

124

consistente é a que leva em conta a existência de fatores relacionados à litosfera ao "stress" e à existência de um manto heterogêneo, não isotérmico, como resultado da tectônica de placas e reciclagem crustal e litosférica.

No presente caso, não há evidência do envolvimento de plumas mantélicas, pois os basaltos de ilhas oceânicas (e.g. Sun & McDonough, 1989; Mazzucchelli *et al.*, 2000) relacionados com plumas são mais enriquecidos em elementos incompatíveis (Figura 5.6), e as razões de elementos traços de tais ilhas oceânicas quando comparados com os valores obtidos para os diques de alto e baixo TiO₂ apresentam diferenças muito marcantes (Tabela 8.1).

Modelo recente para explicar a presença de heterogeneidade mantélica provocando a formação de diques de alto e baixo TiO₂ foi proposto por Rivalenti *et al.* (1998). Esses autores admitem manto subcontinental contendo veios e lentes de eclogito contidos nos peridotitos. Os diques de baixo TiO₂ seriam o resultado da fusão do manto metassomatizado por fluidos derivados da fusão incipiente dos eclogitos, cujas fusões seriam baixas em Ti, Nb, Zr, Sc e Y acompanhadas pelas fusões iniciais dos peridotitos. A fusão dos eclogitos residuais e dos peridotitos mantélicos que os contem produziriam os diques de alto TiO₂.

Outro modelo citado para explicar a heterogeneidade mantélica envolve a subducção de placas. Fundamentados principalmente em estudos sismológicos, aos quais somaram dados geoquímicos, Helffrinch & Wood (2001) propuseram um modelo de manto heterogêneo. A heterogeneidade seria provocada pela presença de remanescentes de crostas oceânicas e continentais recicladas, na proporção aproximada de 16% e 0,3%, respectivamente do volume mantélico. O componente geoquímico mantélico HIMU, presente em basaltos modernos proviria da fusão de crosta oceânica reciclada da superfície para o manto até cerca de 1 a 2 Ga. Os basaltos de ilhas oceânicas teriam a influência de crosta oceânica (HIMU) e de crosta continental e litosférica subductadas (EM I e EM II). Segundo Helffrinch & Wood, todo o manto, até a profundidade de 2700 Km, onde a descontinuidade sísmica é caracterizada por mudanças na composição química e termal (contato com o núcleo), é interpretado como uma mistura heterogênea, de manto fortemente empobrecido contendo fragmentos irregulares de crostas continentais e oceânicas de idades e

tamanhos diversos. Trata-se, portanto, de modelo simples, fundamentado na subducção de crostas oceânicas e continentais. A figura 7.7 reproduz o modelo descrito.





No caso em questão não existem estudos sistemáticos relacionados a geotectônica arqueana, de modo a permitir maiores discussões a respeito dos processos mantélicos arqueanos. É evidente porém, através dos dados obtidos a existência de heterogeneidade mantélica arqueana, fato observado nas diversas regiões da Plataforma Sul-Americana, onde enxames de diques máficos e derrames basálticos foram estudados (lacumin *et al.*, 2003).

De acordo com modelo de evolução tectônica da Faixa Brasília e do Maciço de Goiás proposto por Marini *et al.* (1981) teria ocorrido no Arqueano (entre 2,7 e 3,0 Ga) subducção de placa oceânica na região.

Os dados isotópicos dos diques estudados (Figura 6.28 e Tabela 6.2) mostram que o campo que engloba as composições isotópicas desses corpos não se distanciam muito da "Terra Global" e tendem a manter "trend" sugestivo de composição intermediária entre o manto empobrecido (DMM) e o manto enriquecido (EM I).

A presumível presença do componente EM I enriquecendo heterogeneamente o manto empobrecido Arqueano não se contradiz com a hipótese de Marini *et al.* (1981). Também a hipótese de Rivalenti *et al.* (1998) utilizada para explicar a presença de baixo e alto TiO_2 na região de Carajás, no Cráton Amazônico é condizente com o problema em questão.
8 CONSIDERAÇÕES SOBRE O AMBIENTE GEOTECTÔNICO

Durante os últimos 15 anos grande número de diagramas discriminantes foram propostos para identificação de ambientes geotectônicos. Tais diagramas utilizam elementos maiores, menores e traços (Wilson, 1989).

Para elucidar os ambientes tectônicos das rochas básicas foram utilizados principalmente Pearce & Cann (1973), Floyd & Winchester (1975), Pearce *et al.* (1975), Wood *et al.* (1979b), Pearce (1982) e Mullen (1983) entre outros.

Entretanto, a heterogeneidade mantélica, observável também em escalas bastante modestas e causada por fenômenos metassomáticos e contaminantes impedem a utilização indiscriminada de tais diagramas, consoante observação de vários autores (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988; Correia & Girardi, 1989).

Tendo-se em vista a finalidade de se determinar o possível ambiente tectônico, os diques de Goiás foram comparados com diques do Cráton São Francisco (*e.g.* Bastos Leal *et al.*, 1994; Menezes Leal *et al.*, 1995; Bellieni *et al.*, 1995, 1998; Pinese, 1997), do Cráton Amazônico (Rivalenti *et al.*, 1998) e do Cráton Rio de La Plata (Mazzucchelli *et al.*, 1995, Teixeira *et al.*, 1999, Iacumin *et al.*, 2001). Vale ressaltar, que devido a enorme quantidade de dados geoquímicos em diques máficos, foi feita uma comparação principalmente com os diques de maior semelhança com os do presente trabalho, cujas idades são as mais próximas a dos diques de Goiás.

As características geoquímicas dos diques de alto e baixo TiO₂ da região de Goiás, podem ser sintetizadas através das razões de elementos incompatíveis que são apresentadas na tabela 8.1. Nesta tabela observa-se a distinção entre os dois grupos de diques de Goiás e sua comparação com valores das razões de diques de diferentes regiões.

	Goiás BTi	Goiás ATi	NMORB	EMORB	OIB	Carajás BTi	Carajás ATi	Salvador BTi	Salvador ATi	Uauá
Rb/Sr	0,08	0,12	0,01	0,03	0,05	0,08	0,12	0,03	0.08	0,10
min-max	0,01-0,16	0,03-0,26								
K/Nb	998,47	727,40	258	253	250	773	451	381	316	402
min-max	415-3030	271-1052								
La/Nb	2,00	1,65	1,10	0,80	0,80	2,15	1,40	1,13	1,07	1,93
min-max	0,91-4,75	1-2,81								
P/Nb	183,70	136,05	219	75	56	143	135	95,82	118	101
min-max	109-305	100-172								
Zr/Nb	24,53	19,15	32	9	6	13	19	10,15	11,21	10,5
min-max	12,8-46,5	10,2-28,1								
Ti/Nb	2148	1254	3262	723	350	899	1342	1021	926	1430
min-max	950-3956	733-2058								
Ti/Zr	90,43	67,08	103	82	61	91	71	102	84	135,3
min-max	47,8-149	35,9-104,9								
Ti/P	11,72	9,05	14,90	9,70	6,40	12,80	9,96	10,70	7,96	12,11
min-max	6,9-16,3	5,9-12,8								
La/Y	0,30	0,43	0,09	0,29	1,28	0,63	0,33	0,36	0,44	0,19
min-max	0,11-0,71	0,16-0,95								
Zr/Y	3,16	4,53	2,60	3,30	9,70	3,9	4,16	3,31	4,45	2,00
min-max	0,83-5,33	3,44-6,55								
Ce/Y	0,63	0,95	0,26	0,68	2,75	1,10	0,85	0,83	1,01	0,50
min-max	0,35-1,67	0,57-1,96								
P/Y	23,82	34,12	18,21	28,18	93,10			30,59	48,03	19,37
min-max	10,9-36,3	21,8-68,0								
Ti/Y	270	299	271	273	593	246	331	290	340	234
min-max	125-350	187-581								
Ce/Zr	0,18	0,21	0,10	0,21	0,29	0,30	0,18	0,23	0,24	0,25
min-max	0,13-0,34	0,12-0,30								
Ce/Yb	4,90	10,80	2,45	6,32	37,03			9,89	13,26	5,12
min-max	3,1-10,8	5,6-24,6								

Tabela 8.1: Médias e variações das razões de elementos traços incompatíveis dos diques de alto e baixo TiO₂, comparados com outras localidades.

BTi - baixo titânio; ATi - alto titânio. Fontes de dados: NMORB, EMORB e OIB (Sun & McDonough, 1989); Carajás (Rivalenti *et al.*, 1998); Salvador (Bellieni *et al.*, 1998) e Uauá (Bellieni *et al.*, 1995).

Em relação ao Cráton Amazônico, merece destaque o enxame de diques toleíticos da região de Carajás (Rivalenti *et al.*, 1998). A comparação entre os diques de Goiás e os diques de Carajás revela uma similaridade entre ambos como pode ser

130

observado através da razão de elementos incompatíveis (Tabela 8.1) e pela semelhança nos padrões geoquímicos mostrados na figura 8.1.

Na porção setentrional do Cráton São Francisco, os diques de Salvador (Bellieni et al., 1998), guardam semelhanças com os diques de Goiás como pode ser visualizado pela comparação das razões de elementos incompatíveis e padrões geoquímicos (Tabela 8.1; Figura 8.1). Do mesmo modo, tais similaridades são observadas com os diques de Uauá (Menezes Leal *et al.*, 1995; Bellieni *et al.*, 1995). Os diques de Uauá (2,3 Ga; Bastos Leal *et al.*, 1994) são os de idades mais próximas aos diques de Goiás. Estes diques apresentam padrões de elementos incompatíveis comparáveis com os padrões geoquímicos dos diques de Goiás (Figura 8.1).

Quando comparados com os basaltos Mesozóicos da Bacia do Paraná, os diques de alto e baixo TiO₂ de Goiás apresentam padrões geoquímicos de elementos incompatíveis mais empobrecidos (Figura 8.1).

A figura 8.2, representa a relação entre εSr versus εNd. Nesta figura, os diques de Goiás mostram uma assinatura isotópica comparável com as assinaturas isotópicas dos diques do Cráton São Francisco (Uauá, Salvador e Lavras; Figura 8.2).

De outro lado, no âmbito do Cráton Rio de La Plata, os enxames de diques de Florida no Uruguai (Bossi *et al.*, 1993; Mazzucchelli *et al.*, 1995) e Tandil na Argentina (lacumin *et al.*, 2001), mostram distinções isotópicas com os diques de Goiás (Figura 8.2).

Em síntese, foram observadas similaridades dos diques de Goiás com os diques do Cráton Amazônico (Carajás) e do Cráton São Francisco (Uauá, Salvador e Lavras). Vale ressaltar que os diques estudados nos Crátons Amazônico e São Francisco foram considerados de ambiente intracratônico (*e.g.* Rivalenti *et al.*, 1998; Bellieni *et al.*, 1995).

De acordo com Campos Neto (1999) e Brito Neves *et al.* (1999), antes da quebra do supercontinente Rodínia (Tafrogênese Toniana; 1,0 Ga), os Crátons São Francisco e Amazônico foram contínuos. Portanto, as semelhanças entre os diques de Goiás com dos Crátons Amazônico (*e.g.* Rivalenti *et al.*, 1998) e São Francisco



(*e.g.* Bellieni *et al.*, 1995), sugerem que a colocação dos diques de Goiás ocorreu em ambiente continental intracratônico.

Figura 8.1: Diagramas multi-elementar normalizados para o manto primitivo segundo McDonough & Sun (1995), dos diques máficos do Maciço de Goiás, Cráton Amazônico (Carajás), Cráton São Francisco (Salvador-Olivença, Uauá) e basaltos da Bacia do Paraná.



Figura 8.2: Diagrama ESr versus ENd para os diques máficos de Goiás. Os campos em linha contínua representam os diques do Cráton São Francisco (Uauá 2,2-2,0 Ga, Bellieni *et al.*, 1995; Salvador 1,2-1,0 Ga, Bellieni *et al.*, 1998; Lavras 1,9 Ga, Pinese, 1997); os campos em linhas tracejadas representam os diques do Cráton Rio de La Plata (Florida 1,7 Ga, Mazzucchelli *et al.*, 1995; Tandil 1,6 Ga, Iacumin *et al.*, 2001). DM, MORB, EM I e EM II extraído de Zindller e Hart (1986). Símbolo preenchido representa dique de alto TiO₂.

133

Os estudos efetuados neste trabalho mostraram vários avanços para a geologia da região, e podem ser sintetizados nas seguintes considerações:

 Os conjuntos de diques máficos, de modo geral, preenchem fraturas extensionais segundo as direções de intrusão N10-20E, N30-40E, N50-60E e NW. Apresentam espessuras diversas, desde poucos metros (10 – 15m) até cerca de 100 metros.

2. Os diques de diabásios são caracterizados por apresentar texturas ofíticas a subofíticas e intercrescimentos granofíricos. São constituídos essencialmente por plagioclásio, orto e clinopiroxênio e anfibólio em pouca quantidade. Os metabasitos exibem texturas subofíticas a ofíticas e são constituídos por plagioclásio, orto e clinopiroxênio, anfibólio e quartzo. Os anfibolitos apresentam texturas granonematoblásticas e são constituídos essencialmente por hornblenda, plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios têm-se biotita, apatita, zoizita, zircão e opacos, que são comuns aos três tipos de diques.

3. Os dados das composições químicas dos piroxênios permitiram classificálos em augita, pigeonita e enstatita. Os plagioclásios variam de labradorita a bytownita nos diabásios e metabasitos e de andesina a oligoclásio nos anfibolitos. As temperaturas obtidas para a cristalização dos piroxênios e plagioclásios nos leva a admitir que o magma atingiu temperaturas da ordem de 1100^oC a 1200^oC.

4. Composicionalmente, os três litotipos máficos (diabásio, metabasito e anfibolito) possuem afinidades toleíticas de composição basáltica. Apenas os diabásios apresentam uma ligeira variação composicional para andesitos basálticos.

5. Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços permitiram separar os diques máficos em dois grupos: 1 – diques de alto TiO₂ (para teores de TiO₂ > 1,5%) e; 2 – diques de baixo TiO₂ (para teores de TiO₂ < 1,5%). As razões entre os elementos incompatíveis mostraram uma significativa diferença entre os grupos de alto e baixo TiO₂. Por exemplo, as razões Zr/Y (alto TiO₂ entre 3,44 a 6,55; baixo TiO₂ 0,83 a 5,33), Zr/Nb (alto TiO₂ entre 10,24 a 28,14; baixo TiO₂ entre 12,86 a 46,50), Ti/Zr (alto TiO₂ entre 35,93 a 104,91; baixo TiO₂ 47,87 – 149,90) e Ti/Y (alto TiO₂ entre 186,85 a 581,1; baixo TiO₂ 124,92 a 350,46).

6. Os diques de baixo TiO₂ corresponde ao grupo menos evoluído com mg# entre 0,49 a 0,31. No grupo de alto TiO₂ o mg# varia de 0,33 a 0,18 e representa o conjunto mais evoluído. Em geral, os diques de alto TiO₂ diferem dos diques de baixo TiO₂ pelas suas concentrações mais elevadas de Fe₂O₃T, P₂O₅, K₂O, Na₂O, Zr, Y, Nb, Zn, Nd e Ce. O Sr é praticamente constante em ambos grupos.

7. O comportamento dos elementos maiores e traços permitiram constatar que os diques de baixo TiO_2 evoluíram a partir de um magma, onde houve a influência de olivina na fase inicial e clinopiroxênio e plagioclásio numa segunda fase de fracionamento, após 0,49 – 0,42 mg#. Nos diques de alto TiO_2 o clinopiroxênio e plagioclásio são fases predominantes no fracionamento. Tal comportamento é compatível com o fracionamento tipo gabro.

8. Os padrões geoquímicos mostraram que os diques de alto TiO₂ são sempre mais enriquecidos nos elementos incompatíveis principalmente dos grupos LILE (K, Rb e Ba) e elementos terras raras leves (La e Ce) em relação aos de baixo TiO₂. A anomalia negativa de Nb é comum a ambos.

9. O comportamento geoquímico dos diques de alto e baixo TiO₂ pode ser comparado com o padrão do tipo E-MORB. Entretanto, os diques de alto TiO₂ são um pouco mais enriquecidos em comparação ao padrão E-MORB.

10. As análises radiométricas permitiram obter idades em torno de aproximadamente 2.400 Ma. Por intermédio do método Rb-Sr obteve-se a uma isócrona, com idade de 2.362 \pm 48 Ma, e pelo método Ar-Ar têm-se espectros de extração de argônio com idades de patamares em torno de 2.449 \pm 13 Ma. A clara variação textural, aliada à semelhança geoquímica entre os diversos litotipos, levounos a considerá-los como de mesma idade de cristalização.

11. Os dados isotópicos mostraram que grande parte das amostras situam-se próximas à "Terra Global". As variações de $\varepsilon(Nd)$ são muito pequenas e variam de +

0,49 a - 5,29, sendo maiores no ε (Sr) entre - 15,99 e + 53,24. Notam-se também diferenças isotópicas entre os diques de alto e baixo TiO₂.

12. Os resultados obtidos pelos cálculos de balanço de massa indicaram claramente que os diques de alto TíO₂ não podem ser originados a partir dos diques de baixo TiO₂ pelo processo de cristalização fracionada.

13. Os baixos valores da razão inicial de Sr_i e a ausência de correlação linear positiva com elementos indicativos de contaminação crustal (SiO₂, K₂O, Rb, Ba, Sr), aliados aos valores isotópicos disponíveis das encaixantes indicaram que as rochas não foram afetadas por processos de contaminação crustal.

14. As diferenças observadas entre as razões de elementos incompatíveis, mostraram que os diques de alto e baixo TiO₂, não podem ser derivados por graus de fusão diferenciadas da mesma fonte.

15. Portanto, a origem dos magmas dos diques de alto e baixo TiO₂ só pode ser atribuída a fonte mantélica heterogênea, provavelmente caracterizada pela mistura dos componentes DMM e EM I. Tal heterogeneidade poderia resultar de modelos relacionados a antigas subducções, ou alternativamente, a manto peridotítico contendo veios e lentes de eclogitos.

16. Finalmente, as semelhanças geoquímicas e isotópicas entre os diques de Goiás e diques dos Crátons Amazônico e São Francisco, sugerem que a colocação dos diques de Goiás ocorreu em ambiente continental intracratônico.

- Almeida, F.F.M. de 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. DGM-DNPM, Bol. 241, Rio de Janeiro, 36p.
- Almeida, F.F.M. de 1968. Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências. 40(supl.):285-295.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976. The upper Precambrian of south America. Bol. Inst. de Geociências/USP, 7: 45-80.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Neves, B.B. de B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande-Pb, *Atas*, p. 363-391.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., and Davidson, P.M. 1998. QUILF version 6.42: a PASCAL program to assess equilibria among Fe_Mg_Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz.
- Anderson, D.L.; Yu-Shen Zhang; Tanimoto, T. 1992. Plume heads, continental lithosphere, flood basalts and tomography. In: B.C. Storey; T. Alabaster & R.J. Pankhurst (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, p.99-124.

Anderson, D.L. 2003. Look Again. Geophys. Res. Lett. 44 (1): 10-11.

- Baêta Junior, J.D.A.; Moreton, L.C.; Souza, J.O. de 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sanclerlândia, Folha SE. 22-X-A-II, Morro Agudo de Goiás, Folha SD. 22-Z-C-V, Escala 1:100.000, Brasília, CPRM, 85p.
- Barbosa, O.; Baptista, M.B.; Dyer, R.C.; Braun, O.P.G. e Costa, J.C. 1969. Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília-Goiás, Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 225p.
- Bard, J.P., 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Dordrecht, Boston. 264p.
- Bastos Leal, L.R. 1992. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaça, Bahia.
 Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, 118p.
- Bastos Leal, L.R.; Teixeira, W.; Piccirilo, E.M.; Menezes Leal, A.B.; Girardi, V.A.V. 1994.
 Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil).
 Geochem. Bras, 8: 99-114.

- Bellieni, G.; Comin Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R.; Roisenberg, A. 1984. High- and low- TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **150**: 273-306.
- Bellieni, G.; Comin Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Martinez, L.A.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Piccirillo, E.M.; Stolfa, D. 1986. Continental flood basalts from the centralwestern regions of Parana plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **154**: 111-139.
- Bellieni, G.; Petrini, R.; Piccirillo, E.M.; Cavazzini, G.; Civetta, L.; Comin Chiaramonti, P.;
 Melfi, A.J.; Bertolo, S.; De Min, A. 1991. Proterozoic mafic dyke swarms of the Sao
 Francisco Craton (SE-Bahia State, Brasil): petrology and Sr-Nd isotopes. *Eur. J. Mineral.*, 3: 429-449.
- Bellieni, G.; Piccirillo, E.M.; Petrini, R.; Girardi, V.A.V.; Menezes Leal, A.B.; Teixeira, W.;
 Bastos Leal, L.R.; De Min, A.; Comin Chiaramonti, P.; Tanner de Oliveira, M.A.F.
 1995. Petrological and Sr-Nd evidence bearing on Early Proterozoic magmatic events of the subcontinental mantle: São Francisco Craton (Uauá, NE-Brasil). *Contrib. Mineral Petrol*, 122: 252-261.
- Bellieni, G.; Petrini, R.; Piccirillo, E.M.; Brito, C.M.; Figueiredo, A.M.G.; Marques, L.S.; De Min, A.; Melfi, A.J. 1998. Petrogenesis and tectonic significance of the Late Proterozoic unmetamorphosed mafic dyke swarms from the Salvador area (NE Brazil). *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **173**: 327-350.
- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. A correction procedure for metassomatism in Archean Greenstone belt. *Precambrian Research*, **6**: 235-248.
- Beswick, A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: Komatiites, Ardnt, N.T. & Nesbitt, E.G. (eds.). London, George Allen and Unwin: 283-308.
- Bossi, J.; Campal, N.; Civetta, L.; Demarchi, G.; Girardi, V.A.V. Mazzucchelli, M.;
 Negrini, L.; Rivalenti, G.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Sinigoi, S.; Teixeira, W.; Piccirillo,
 E.M.; Molesini, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay:
 geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, **106**: 263-277.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.

- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- Brito Neves, B.B.; Winge, M.; Carneiro, M.A. 1996. Orogêneses Precedendo e Tafrogêneses Sucedendo Rodínia na América do Sul. *Bol. IG-USP*, **27**: 1-32.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.da C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-166.
- Brown, G.M. 1957. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Miner. Mag.*, **31**: 511-543.
- Brown, G.M. & Vincent, E.A. 1963. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrology*, **4**: 175-197.
- Campos Neto, M. da C. 1999. Extensão Sul do Sistema Orogênico Tocantins no Contexto Geodinâmico da Aglutinação do Gondwana: Exercício de Tectônica. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre-Docência, 101p.
- Cardona, A. 2003. Correlações entre fragmentos do embasamento pré-mesozóico da terminação setentrional dos Andes Colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 143p.
- Carmichael, I.S.E. 1967. The iron-Titanium oxides of sialic volcanic rocks and their associated ferromagnesium silicates. *Contrib. Mineral Petrol.*, **14**: 36-64.
- Cawthorn, R. G., & Collerson, K. D., 1974. The recalculation of pyroxene End Member Parameters and the Estimation of Ferrous and Ferric Iron Content from Electron Microprobe Analyses. *Am. Mineral.* **59**:1203-1208.
- Clarke, D. 1993. *Newpet* version 7.10. Reference Manual Memorial University of Newfourland. Centre for earth Resources Research, Canada.
- Collerson, K.D. & Sheraton, J.W. 1986. Age and geochemical characteristics of a mafic dyke swarms in the Archean Vestfold Block, Antarctica: inferences about Proterozoic dyke emplacement in Gondwana. *J. Petrology*, **27**: 853-886.
- Condie, K.C. 1985. Secular variations in the composition of basalts: an index to mantle evolution. *Journal of Petrology*, **26**: 545-563.
- Condie, K.C.; Bobrow, D.J.; Card, K.D. 1987. Geochemistry of Precambrian Mafic Dyke from Southern Superior Province. In: Halls, H.C. & Fahrig, W.F. eds. *Mafic Dykes Swarms*. Geol. Assoc. of Canada Special Paper, **34**: 95-108.

- Condie, K.C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Fourth Edition. Oxford. Butterworth-Heinemann, 282p.
- Condie, K.C. 2001. Mantle Plumes and treir record in Earth History. Cambridge University Press, 306p.
- Corrêa da Costa, P.C.; Carneiro, M.A.; Teixeira, W. & Fernandes, R.A. 2001. Petrologia e geoquímica dos diques máficos da região de Candeias Campo Belo Santo Antônio do Amparo (MG). Porção Meridional do Cráton São Francisco. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 11, Belo Horizonte, Anais.
- Corrêa da Costa, P.C.; Girardi, V.A.V. & Teixeira, W. 2002. Petrologia dos diques máficos da região de Crixás – Goiás, porção Centro-Oeste do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa – PB, Anais, p 418.
- Corrêa da Costa, P.C. & Girardi, V.A.V. 2003. Enxames de Diques Máficos da Porção Centro-Oeste do Estado de Goiás. In: Workshop Científico de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da USP, 3, São Paulo, *Anais*, p. 5.
- Corrêa Gomes, L.C.; Souza, M.N.; Correia, D.R. 1989. Feições estruturais de diques máficos - Exemplos da Faixa Atlântica do Estado da Bahia. In: Workshop de Diques Máficos Precambrianos do Brasil. Projeto PIGG-257, Precambrian Mafic Dykes IG-UNESCO, Ed. USP, p. 16-21.
- Corrêa Gomes, L.C.; Tanner de Oliveira, M.A.F.; Motta, C.A.; Cruz, M.J.M. 1996. Província de Diques Máficos do Estado da Bahia: mapas, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. Salvador, UFBa, 114p.
- Correia, C.T. & Girardi, V.A.V. 1989. Estudo Geoquímico e Petrológico dos Anfibolitos da Região de Cássia, MG. Revista Brasileira de Geociências. **19**: 37-50.
- Correia, C.T.; Girardi, V.A.V.; Tassinari, C.C.G.; Jost, H. 1997. Rb-Sr and Sm-Nd Geochronology of the Cana Brava Layered Mafic-Ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 163-168.
- Correia, C.T. 2001. O Método Re-Os e o Estudo da Origem e Evolução Tectônica dos Grandes Complexos Máficos-Ultramáficos, do Centro-Oeste do Brasil. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre-Docência, 59p.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Punkhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin Publishers, London, 450p.

- Danni, J.C. & Teixeira, N.A. 1981. Características e Sistematização das Associações de Rochas Máficas e Ultramáficas Pré-cambrianas do Estado de Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, *Anais*, p.376-401.
- Danni, J.C.; Dardene, M.A.; Fuck, R.A. 1981. Geologia da Região de Goiás, GO: O Greenstone Belt Serra de Santa Rita e a Seqüência Serra Cantagalo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Anais, p.265-280.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Second Edition. Logman Scientific & Tecnical, 696p.
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. *Geophys. Res. Lett.*, **3**:743-746.
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 615-627.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 189-202.
- DePaolo, D.J. 1988. Neodymium Isotopes in Geochemistry An introduction. Spring-Verlag, 187p.
- Dickin, A.P. 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge Universit Press. New York, p. 133-201.
- Drago, V.A.; Pinto, A.C.; Montalvão, R.M.G. de; Santos, R.O.B. dos; Simões, M.A.; Oliveira, F.C.; Bezerra, P.E.L.; Prado, P.; Fernandes, C.A.C.; Tassinari, C.C.G. 1981. Geologia. In: *Projeto Radambrasil*, Folha SD. 22 Goiás. Rio de Janeiro, DNPM/MME/SG. 25: 27-300.
- Ernst, R.E.; Head J.W.; Parfitt E.; Grosfils E.; Wilson L. 1995. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Science Reviews*, **39**: 1-58.
- Fahrig, W.F. 1987. The tectonic settings of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: H.C. Halls & W.H. Fahrig (eds.). *Mafic Dykes Swarms*. Geol. Assoc. of Canada Special Paper **34**, 331-348.
- Faure, G. & Hurley, P.M. 1963. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: application to the origin of igneous rocks, *J. Petrology*, **4**: 31-50.
- Ferreira Junior, O. 2001. GPS TrackMaker for Windows version 11.4. Belo Horizonte, Brazil.
- Floyd, P.A. & Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **27**:211-218.

- Franzini, M.; Leoni, L.; Saitta 1975. Revisionne diabásios una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effeti di matrice. *Rend. Soc. It. Mine. Petrol.*, **31**: 365-378.
- Fuck, R.A.; Montalvão, R.M.G.; Bezerra, P.E.L.; Pimentel, M.M. 1985. Precambrian dyke swarms in central Brazil. In: International conference on mafic dyke swarms, Canada, *Abstracts*, p.45.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, *Anais*, p. 184-187.
- Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; D'el-Rei Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú-SC, Anais, p. 215-217.
- Girardi, V.A.; Rivalenti, G.; Siena, F.; Sinigoi, S. 1981. Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brasil: Bulk geochemistry and phase equilibria. *N. Jb. Miner Abh.*, **142**: 270-291.
- Girardi, V.A.V.; Rivalenti, G.; Sinigoi, S. 1986. The petrogenesis of the Niquelândia layered basic-ultrabasic complex, Central Goiás, Brazil. J. Petrology, 27: 715-744.
- Girardi, V.A.V.; Mazzucchelli, M.; Molesini, M.; Finatti, M.C.; Rivalenti, G.; Correia, C.T.
 1992. Petrological and Geochemical aspects of mafic dykes of Goiás State, Brazil.
 In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 1: 490-495.
- Girardi, V.A.V.; Mazzucchelli, M.; Molesini, M.; Civetta, L.; Petrini, R.; Bossi, J.; Campal, N.; Teixeira, W.; Correia, C.T. 1996. Petrology and geochemistry of the mafic dyke swarm of the Treinta Y Tres Region, Northeast Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**: 243-249.
- Guimarães, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 314 p.(Boletim 88).
- Hall, A. 1996. Igneous Petrology. Longman, England, 551p.
- Hall, R.P.; & Hughes, D.J. 1987. Noritic dykes of southern West Greenland: early Proterozóic boninitic magmatism. *Contribuitions to Mineralogy and Petrology*, 97:169-182.
- Halls, H.C. 1982. The importance and potencial of mafic dyke swarms in studies of geodynamic process. *Geoscience Canada*, **9**: 145-154.

- Halls, H.C. 1987. Dyke swarms and continental rifting: some concluding remarks. In: Halls, H.C. & Fahrig, W.F. (eds.), Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 483-492.
- Hart, S. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. Earth and Planetary Science Letters, 90: 273-296.
- Hasui, Y. & Almeida, F.F.M. de A. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. Bol. da Sociedade Brasileira de Geologia. 19(1): 5-26.
- Hasui, Y. & Mioto, J.A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu (GO). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais. 5:2173-2186.
- Hasui, Y & Mioto, J.A. 1992. Geologia Estrutural Aplicada. Edile, São Paulo. 459p.
- Hawkesworth, C.J. & Van Calsteren, P.W.C. 1984. Radiogenic Isotopes Some geological applications. In: Hawkesworth, C.J. 1984. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, p. 375-421.
- Helffrinch, G.R. & Wood, B.J. 2001. The Earth's mantle. Nature, 412: 501-507.
- lacumin, M.; Piccirillo, E.M.; Girardi, V.A.V.; Teixeira, W.; Bellieni, G.; Echeveste, H.; Fernandez, R.; Pinese, J.P.P.; Ribot, A. 2001. Early Proterozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dike Swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Tectonic Implications. Journal of Petrology, 42: 2109-2143.
- lacumin, M.; De Min, A.; Piccirillo, E.M.; Bellieni, G. 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. Earth-Science Reviews, 62: 365-397.
- IBGE 1974. Cartas topográficas na escala 1:100.000. Folhas de Goiás, Morro Agudo de Goiás, Auriverde e Itapaci. DG/GO.
- Irvine, I.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science, 8: 523-548.
- Ishii, T. 1975. The relations between temperature and composition of pigeonites in some lavas and their application to geothermometry. *Mineralogical of Journal*, 8: 48-57.
- Jaques, A.L. & Green, D.H. 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. American Mineralogist, 64: 1312-1321.

142

- Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous Melting of Peridotite at 0 15 Kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts. *Contrib. to Mineralogy. and Petrology*, **73**: 287-310.
- Jost, H.; Carmelo, A.C.; Meneses, P.R. 1994. Litologias, Relações de Contato e Estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás. In: Simp. de Geol. do Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais, p. 18-20.
- Kawashita, K. 1972. O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Instituto de Geociências/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 111p.
- Kawashita, K. & Torquarto, J.R. 1993. Geocronologia Nuclear Capítulo IV: O Método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. *Revista de Geologia*, **6**: 129-156.
- Kelley, S. 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology*, **188**: 1-22.
- Kerr, P.F. 1959. Optical Mineralogy. McGraw-Hill. New York, 3ª ed., 442p.
- King, S.D. & Anderson, D.L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **136**: 269-279.
- King, S.D. & Anderson, D.L. 1998. Edge-driven convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **160**: 289-296.
- Kretz, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochemical Cosmochimica Acta*, **46**: 411-421.
- Kudo, A.M. & Weill, D.F. 1970. An igneous plagioclase geotermometer. Contribution of Mineralogy and Petrology, 25: 52-65.
- Kushiro, I. 2001. Partial Melting Experiments on Peridotite and Origin of Mid-Ocean Ridge Basalt. Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci., 29: 71-107.
- Kuyumjian, R.M. 1991. Mafic dyke swarms in Goiás, central, Brazil. In: International Symposium on Mafic Dykes, São Paulo. *Extended Abstracts*. p. 51-54.
- Kuyumjian, R.M. 1992. Enxames de Diques Máficos no Maciço de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais.* **1**:488-489.
- Kuyumjian, R.M. 1998. Mafic Dyke Swarms of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **28**(1): 45-50.

- Lacerda Filho, J.V. de; Rezende, A.; Silva, A. da 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal, Goiânia, CPRM/METAGO/UnB; 184p.
- Lanphere, M. A. & Dalrymple, G.B. 1976. Identification of excess ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* **32**: 141-148.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. J. Petrology, 27: 745-750.
- Le Maitre, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford, Blackwell, 193p.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63: 1023-1052.
- Leake, B.E.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, **9**: 623-651.
- Leoni, L. & Saitta, M. 1976. X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards. *Rend. Soc. It. Mine. Petrol.*, **32**: 497-510.
- Ludwig, K.R. 1999. Isoplot/Ex version 2.10 (A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel). Barkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1a.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1993. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific & Tecnical, 148p.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.M.; Dardene, M.A. 1981. A Evolução Geotectônica da Faixa Brasília e do seu Embasamento. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais, 100-115.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.M.; Loguercio, S.O.C., Ramalho, R. 1984a. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.), *Geologia do Brasil* - Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. Basília, MME/DNPM, p. 252-303.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardene, M.A.; Danni, J.C.M. 1984b. Província Tocantins. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher, p. 205-264.
- Mathez, E.A. 1973. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **41**: 61-72.

- Mazzucchelli, M.; Rivalenti, G. Piccirillo, E.; Girardi, V.A.V.; Civetta, L. 1995. Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, **74**: 177-194.
- Mazzucchelli, M.; Rivalenti, Menezes Leal, A.B.; Girardi, V.A.V.; Brito Neves, B.B.; Teixeira, W. 2000. Petrology of metabasaltic dykes in the Diamantina region, Minas Gerais, Brazil. *Per. di Mineralogia*, **70**: 231-254.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, **120**: 223-253.
- McDougall, I. & Harrison, T.M. 1988. *Geochronology and Thermochronology by the* ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method, Oxford, Oxford University Press, 212p.
- Menezes Leal, A.B.; Bellieni, G.; Girardi, V.A.V.; Bastos Leal, L.R.; Teixeira, W.; Piccirillo, E.M. 1995. Contribuição ao estudo petrológico e geoquímico dos enxames de diques máficos de Uauá, Bahia, *Geochimica. Brasiliensis*, **9**: 61-90.
- Menezes Leal, A.B. 1997. Contribuição a Petrologia e Geoquímica do Magmatismo Basáltico Mesozóico do Estado de Roraima. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 137p.
- Menezes Leal, A.B.; Girardi, V.A.V.; Bastos Leal, L.R. 2000. Petrologia e Geoquímica do Magmatismo Básico da Suíte Básica Apoteri, Estado de Roraima - Brasil. *Geochim. Brasiliensis*, 14: 155-174.
- Menzies, M.A. & Kyle, P.R. 1990. Continental volcanism: a crust-mantle probe. In: Menzies, M.A. (ed.) Continental Mantle. Oxford Science Publications. Claredon Press, Oxford, p. 157-177.
- Möller, H. 2002. Magma Genesis and Mantle Sources at the Mid-Atlantic Ridge East of Ascencion Island. Universitat zu Kiel. Tese de Doutorado, 149p.
- Morgan, W.J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 3-42.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73: 1123-1133.

- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**: 53-62.
- Noran Instruments 1990. *Quantitative analysis for scanning electron microscopes operators manual,* Wisconsin, USA.
- O'Nions, R.K.; Hamilton, P.J.; Eversen, N.M. 1977. Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**:13-22.

- Oliveira, E.P. & Montes, M.L. 1984. Os Enxames de Diques Máficos do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **9**: 137-154.
- Oliveira, E.P. 1989. Secular Variation in the Composition of Brazilian Mafic Dyke Swarms – Preliminary Results. *Boletim* IG-USP, Série Científica, **20**: 33-36.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R.S. (ed.), Andesites. Orogenic andesites and related rocks. Chichester, J. Wiley & Sons, p. 525-547.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-349.
- Pearce, T.H. 1968. A contribution to the theory of variations diagrams. *Contributions Mineralogy and Petrology*, **19**: 42-57.
- Pearce, T.H.; Gorman, B.E.; Birkett, T.C. 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating btwen oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 24:419-426.
- Philpotts, A.R. 1990. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Pentice Hall, New Jersey.
- Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G.; Ussami, N. 1988. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western gondwanaland. In: Piccirilo, E.M. & Melfi, A.J. (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin*. p. 285-295.
- Pimentel, M.M; Jost, H.; Fuck, R.A.; Del'Rey Silva, J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da Região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 61-70.
- Pimentel, M.M.; Whitehouse, M.J.; Viana, M. das G.; Fuck, R.A.; Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299-310.
- Pimentel, M.M; Jost, H.; Fuck, R.A.; Armstrong, R.A.; Dantas, E.L.; Portrel, A. 2003. Neoproterozoic Anatexis of 2.9 Ga Old Granitoids in the Goiás-Crixás Archean

Block, Central Brazil: Evidence from New U-Pb Shrimp data and Sm-Nd Isotopes. *Revista Brasileira de Geociências*, (submetido).

- Pinese, J.P.P. 1997. Geoquímica, Geologia Isotópica e Aspectos petrológicos dos Diques Máficos Pré-Cambrianos da Região de Lavras (MG), porção sul do Cráton São Francisco. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 178p.
- Queiroz, C.L.; Jost, H. 1995. Arcabouço Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Crixás e Guarinos-GO. Integração do conhecimento adquirido. *In.:*SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Atas.*
- Queiroz, C.L. 2000. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belts de Crixás, Brasil central. IG-UnB, Brasília, Tese de Doutoramento.
- Queiroz, C.L. & Jost, H. 2001. Evolução geotectônica dos greenstone belts do norte de Goiás: um modelo baseado em geologia estrutural e geocronologia. In: SBG, Inter. Symp. On Tectonicas of the Braz. Geol. Soc., 2, *Abstracts*, Recife, p. 161-163.
- Reiners, P.W. 2002. Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implications for mantle heterogeneity and melting processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems: An Electronic Journal Of The Earth Sciences*, **3**: 1-30.
- Renne, P. 2000. K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating. In: Noller JS et al. (ed.), *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*, Washington: Americal Geophysical Union, p. 77-100.
- Richard, L.R. & Clarke, D. 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting analyses of Amphiboles. *American Mineralogist*, 75: 421-423.
- Richard, L.R. 1995. *Mineralogical and Petrological Data Processing System.* Minpet for Windows version 2.02 Geological Software, Canada.
- Rivalenti, G.; Mazzucchelli, M.; Girardi, V.A.V; Candia, M.A.F.; Coltorti, M.; Correia, C.T.; Siena, F.; Finatti, C. 1990. Geochemical Variability In the Greenstone Belts of Goiás(Brazil): The Hidrolina and Crixás Sequences. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**: 165-172.
- Rivalenti, G.; Mazzucchelli, M.; Girardi, V.A.V.; Cavazzini G.; Finatti, C.; Barbieri M.A.; Teixeira, W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesiterhyolitedyke association in the Carajas region, Amazonian craton. *Lithos* **43**: 235– 265.

- Robinson, P.; Spear, F.S.; Schumacher, J.C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B.W.; Doolan,
 B.L. 1981. Phase relations of metamorfic amphiboles: Natural ocurrence and theory. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 9B: 1-228.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. ; Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67:313-336.
- Saunders, A.D.; Storey, M.; Kent, R.W.; Norry, M.J. 1992. Consequences of plumelithosphere interactions. In: B.C. Storey; T. Alabaster & R.J. Pankhurst (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, p.41-60.
- Schobbenhaus Filho, C.; Ribeiro, C.L.; Oliva, L.A.; Takanohashi, J.T.; Lindenmayer, Z.G.; Vasconcelos, J.B.; Orlandi, V. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folha Goiás (SD. 22)*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 113p.
- Steiger, R.H. & Jaeger, C. 1978. Subcomission on geochronology: convention of the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Contributions to the geologic time scale. Studies in Geology*, **6**: 67-72.
- Stromer, J.C. & Nicholls, J. 1978. XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience*, **4**: 143-159.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D.; Norry, M.J. (eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42: 313-345.
- Takahashi, E. & Kushiro, I. 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, **68**: 859-879.
- Tarney, J. & Weaver, B.L. 1987. Geochemistry and Petrogenesis of Early Proterozoic dyke swarms. In: H.C. Halls & W.H. Fahrig (eds.). *Mafic Dykes Swarms.* Geol. Assoc. of Canada Special Paper 34, 81-94.
- Tarney, J. 1992. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Proterozoic. In: Condie, K. C. (ed). *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, **10**: 151-179.
- Tassinari, C.C.G. & Montalvão, R.M.G. 1980. Estudo Geocronológico do "greenstone belt" de Crixás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais, p.2759.

- Tassinari, C.C.G.; Siga Jr., O.; Teixeira, W. 1981. Panorama geocronológico do Centro-Oeste Brasileiro: Soluções Problemáticas e Sugestões. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Anais, p. 93-116.
- Teixeira, L.R. 1997. *Genesis versão 2.0.* Aplicativo de modelamento geoquímico. Bahia, Brasil.
- Teixeira, W. 1990. The Proterozoic mafic dyke Swarms and alkaline intrusions in the Amazonian Craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and Ar-Ar geochronology. In: A.J. Parker, P.C. Rickwood, D.H. Tucker (eds.). *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, 23: 285-293.
- Teixeira, W.; Renne, P.R.; Bossi J.; Campal N.; D'Agrella Filho, M.S. 1999. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research* **93**: 153–180.
- Tomazzoli, E.R. 1992. O Greenstone Belt de Goiás: Estudos Geocronológicos. *Revista* Brasileira de Geociências. 22(1): 56-60.
- Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. 1994. Diques Máfico-ultrammáficos de Goiás: aspectos petrológicos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, São Paulo, *Anais*, 1: 63-65.
- Tomazzoli, E.R. 1997. Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás. IG-UnB, Brasília, Tese de Doutoramento, 293p.
- Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. 1999. Petrologia e Geocronologia do Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 7, e Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 10, Brasília, Anais, p. 93.
- Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. 2000. The Morro Agudo de Goiás Dyke Swarm (Goiás, Brazil). In: SBG, Congresso Internacional de Geologia, Rio de Janeiro, Anais.
- Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. 2001. Dados Geocronológicos Preliminares sobre o Enxame de Diques Morro Agudo de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 401-402.
- Torquato, J.R. & Kawashita, K. 1994. Geocronologia Nuclear. O método Rb-Sr. *Revista de Geologia*, **7**: 91-124.
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): A.A. Bakelma Publishers, Rotterdam, 350p.

- Valente, C.R. & Kuyumjian, R.M. 1993. Análise cinemática dos diques mais antigos de Goiás: estudo a partir de imágens de satélite. In: Simp. Bras. de Sensoriamento Remoto, 7, Curitiba, Anais, p. 351-357.
- Vargas, M.C. 1992. Geologia das Rochas Granito-Gnáissicas da Região de Crixás, Guarinus, Pilar de Goiás e Hidrolina, Goiás. Dissertação de Mestrado, UnB. 172p.
- Vasconcelos, P.M.; Onoe, A.T.; Kawashita, K.; Soares, A.J.; Teixeira, W. 2002. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology at the Institute de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**: 297-342.
- Wager, L.R. & Brown, G.M. 1968. *Layred igneous rocks*. San Francisco, Freeman, 588p.
- Wartho, J.-A. 1995. Apparent argon diffusive loss ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra in amphiboles. *Earth and Planetary Science Letters*, **134**: 393-407.
- Weaver, L. B. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**: 381-397.
- Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., 1982. Petrography An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. Second Edition. W. H. Freeman and Company. New York. 626p.

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Kluwer Academic Publishes, London, 465p.

- Winchester, J.A. 1976. Different Moinian suites in northern Ross-shire. Scottish *Journal* of Geology, **12**: 187-204.
- Winchester, J.A. 1984. The geochemistry of Strathconon amphibolities, Northern Scotland. Scottish Journal of Geology, 20: 37-51.
- Winchester, J.A. & Max, M.D. 1984. Geochemistry and origins of the Annagh division of the Precambrian Erris complex, NW County Mayo, Ireland. *Precambrian Research*, 25: 397-414.
- Windley, B.F. 1984. The evolving continente. John Winley and Sons, 2ed., 391p.
- Winge, M. 2000. Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central. IG-UnB, Brasília, Tese de Doutoramento. 149p.
- Wirth, K.R.; Oliveira, E.P.; Silva Sá, J.H. & Tarney, J. 1990. Early Precambrian basic rocks of South America. In: R.P. Hall & D.J. Hughes (eds.). Early Precambrian Basic Magnetism. New York, Blake, 379-404.

- Wood, B.J. & Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex system. *Contribuition of Mineralogy and Petrology*, **42**: 109-124.
- Wood, B.J. 1975. The influence of pressure, temperature and bulk composition on the appearance of garnet in orthogneisses An example from South Harris, Scotland. *Earth Planetary Science Letters*, **26**: 299-311.
- Wood, D.A. 1979. A variable veined suboceanic upper mantle genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**: 499-503.
- Wood, D.A.; Tarney, J.; Varet, J.; Saunders, A.D.; Bougault, H.; Joron, J.L.; Treuil, M.;
 Cann, J.R. 1979a. Geochemistry of basalts drilled in north atlantic by ipod Leg 49:
 implicações for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 77-97.
- Wood, D.A.; Joron, J.L.; Treuil, M. 1979b. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* **45**: 326-336.
- Yoder Jr., H.S. & Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, **3**: 342-534.
- Zindller, A.; Staudigel, H. and Batiza, R. 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity, *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**: 175-195.
- Zindller, A. & Hart, S. 1986. Chemical Geodynamics. Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci., 14: 493-571.