



BR0343053

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INIS-BR--3829

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005090

**"GEOCRONOLOGIA U/Pb (SHRIMP), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$,
Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar DOS TERRENOS GRANITO-
GREENSTONE DO BLOCO DO GAVIÃO:
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO ARQUEANA E
PROTEROZÓICA DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO, BRASIL".**

Luiz Rogério Bastos Leal

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

72017

1. 5

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

1998

AGRADECIMENTOS

O autor deseja expressar os mais sinceros agradecimentos a todos aqueles que sempre acreditaram no sucesso deste trabalho e colaboraram para sua realização

Ao meu orientador Prof. Dr. Wilson Teixeira, pelo acompanhamento sempre cuidadoso desta pesquisa e também da minha vida acadêmica nos últimos 10 anos

Ao geólogo José Carlos Cunha (CBPM), por suas sugestões, ajuda e constante incentivo durante a realização do trabalho

Ao geólogo Juracy de Freitas Mascarenhas (CBPM), pela sugestão da área de pesquisa e constante apoio, sem o qual não seria possível a realização deste trabalho

Ao Prof. Dr. Umberto G. Cordani (IGc-USP) pela realização das análises isotópicas U/Pb (Shrimp) na Austrália

Ao Dr. Kei Sato (IGc-USP) pelo auxílio no tratamento dos dados isotópicos Sm/Nd

A todos os pesquisadores do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade do Pará, em especial ao Prof. Dr. Moacir Macambira, pelo incentivo e facilidades fornecidas para execução das análises isotópicas Pb/Pb em zircões

Aos Profs. Drs. do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: Colombo Tassinari, Benjamim B. Brito Neves, Rômulo Machado, Osvaldo Siga Jr., Marcos Egidio e Ian McReath, pela amizade, ensinamentos e sugestões recebidas de fundamental importância para o desenvolvimento deste trabalho

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo e todo seu corpo técnico, por ter me acolhido com muito profissionalismo desde o início dos meus estudos a nível de Mestrado.

A Enterpa Engenharia Ltda. na pessoa do seu diretor Augusto de Carvalho Alves por possibilitar minha ausência da empresa para realização dos trabalhos de campo e estudos laboratoriais.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, nas pessoas do seu presidente Dr. Humberto R. Costa e seu diretor técnico Dr. Moacir M. Marinho, pelo apoio logístico para o desenvolvimento dos trabalhos de campo e custeio das análises isotópicas em zircões.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio financeiro para realização das análises geoquímicas em rocha total (processo FAPESP 94/0999-5).

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo apoio financeiro, na forma de bolsa de estudos.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xvii
 CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	 01
I 1 Considerações sobre o tema da tese	01
I 2 Objetivos	03
I 3 Localização da área estudada	04
 CAPÍTULO II - METODOLOGIA DE TRABALHO.....	 06
II 1 Estudos preliminares	06
II 2 Trabalhos de campo e preparação de amostras	07
II 3 Análises petrográficas e geoquímicas	08
II 4 Análises isotópicas	09
II 4 1 Método Urânio-Chumbo (U/Pb-Shrimp)	09
II 4 2 Método Chumbo-Chumbo ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircão por evaporação)	10
II 4 3 Método Samário-Neodímio (Sm-Nd)	11
II 4 4 Método Rubídio-Estrôncio (Rb-Sr)	13
II 4 5 Método Potássio-Argônio (K-Ar)	14

CAPÍTULO III - ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL.....15

III 1	Introdução	15
III 2	O Craton do São Francisco	16
III 3	O Bloco do Gavião (BG)	21
III 3 1	Principais unidades litoestratigráficas e delimitação	21
III 3 2	Acervo geocronológico regional	24

CAPÍTULO IV - PLUTONISMO TONALÍTICO-TRONDHJEMÍTICO E GRANODIORÍTICO ARQUEANO NO BLOCO DO GAVIÃO.....30

IV 1	Introdução	30
IV 2	Caracterização geológica e petrográfica dos terrenos granito-gnáissicos	32
IV 2 1	Rochas gnáissicas-migmatíticas	32
IV 2 2	Rochas granitóides	36
V 3	Caracterização Geoquímica e Geocronológica	38
IV 3 1	Rochas gnáissicas-migmatíticas	38
IV 3 2	Rochas granitóides	50

CAPÍTULO V - GEOCRONOLOGIA DO GREENSTONE BELT DE UMBURANAS....59

V 1	Introdução	59
V 2	O greenstone belt de Umburanas	60
V 3	Geocronologia	64
V 3 1	Resultados U-Pb (Shrimp em zircões)	65
V 3 2	Área fonte dos sedimentos detríticos da unidade inferior do GBU	69
V 3 3	Resultados ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb (por evaporação de zircões)	72

V 3 4 Resultados Rb-Sr	73
V 3 5 Resultados Sm-Nd	75

CAPÍTULO VI - GRANITÓIDES TRASAMAZÔNICOS NO BLOCO DO GAVIÃO.....83

VI 1 Introdução	83
VI 2 Características geológicas e petrográficas dos maciços granitóides	86
VI 2 1 Maciço do Rio do Paulo (RP)	86
VI 2 2 Maciço de Caculé (CA)	87
VI 2 3 Maciço de Espírito Santo (ES)	89
VI 2 4 Maciço de Iguatemi (IG)	91
VI 3 Caracterização geoquímica	93
VI 4 Natureza da fonte e ambiente tectônico	111
VI 5 Geocronologia	117
VI 5 1 Isótopos radiogênicos aplicados as rochas graníticas	117
VI 5 2 Maciço do Rio do Paulo (RP)	120
VI 5 2 1 Resultados Rb/Sr	120
VI 5 2 2 Resultados Sm/Nd	121
VI 5 2 3 Resultados K/Ar	121
VI 5 3 Maciço de Caculé (CA)	121
VI 5 3 1 Resultados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	121
VI 5 3 2 Resultados Rb/Sr	122
VI 5 3 3 Resultados Sm/Nd	125
VI 5 3 4 Resultados K/Ar	125
VI 5 4 Maciço de Espírito Santo (ES)	126
VI 5 4 1 Resultados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	126
VI 5 4 2 Resultados Rb/Sr	127
VI 5 4 3 Resultados Sm/Nd	129
VI 5 4 4 Resultados K/Ar	129

VI 5 5 Maciço de Igatemi (IG)	129
VI 5 5 1 Resultados Rb/Sr	129
VI 5 5 2 Resultados Sm/Nd	131
VI 5 5 3 Resultados K/Ar	131
 CAPITULO VII - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	133
 VII 1 Evolução Crustal Arqueana	133
VII 1 1 A formação da crosta continental durante o Paleo e Mesoarqueano (3,6-2,8 Ga)	137
VII 1 2 A evolução dos greenstone belts arqueanos do BG	142
VII 1 3 Os eventos plutônicos do neoarqueano	146
VII 1 4 Considerações sobre os eventos tectonometamórficos arqueanos	147
VII 2 Evolução crustal Proterozóica	149
VII 2 1 Origem e evolução da granitogênese transamazônica	149
VII 3 Eventos tectonotermiais do Meso e Neoproterozóico	153
 CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	155

ÍNDICE DAS FIGURAS	PÁG.
Figura I 1 - Localização da área estudada	05
Figura III 1- Delimitação do Craton do São Francisco (CSF), segundo Alkimim <i>et al</i> 1993	17
Figura III 2- Esboço geológico e compartimentação geotectônica do estado da Bahia	18
Figura III 3- Mapa geológico simplificado da porção setentrional do CSF com destaque para as unidades litoestratigráficas do Bloco do Gavião	22
Figura IV 1- Esboço geológico do Bloco do Gavião (BG) na região de Brumado	33
Figura IV 2- Diagrama mesonormativo Albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclásio (Or), O'Connor (1965) para as rochas gnáissicas-migmatíticas do BG	39
Figura IV 3- Padrão composicional dos elementos traços para os terrenos gnáissicos-migmatíticos (TTG) do BG	41
Figura IV 4- Padrão composicional dos elementos traços para os terrenos granito-gnáissicos (GG) do BG	42
Figura IV 5- Padrão de distribuição dos ETR normalizados para os condritos dos terrenos TTG do BG	43
Figura IV 6- Padrão de distribuição dos ETR normalizados para os condritos para as rochas granitóides arqueanas e paleoproterozóicas	44
Figura IV 7- Padrão de distribuição dos ETR normalizados para os condritos dos terrenos GG do BG	45
Figura IV 8- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões dos terrenos TTG migmatizados (afloramento BR-JC-02) do BG	48
Figura IV 9- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões dos terrenos TTG migmatizados (afloramento BR-JC-02) do BG	48
Figura IV 10- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões dos terrenos TTG sem migmatização (afloramento BR-JC-178)	

do BG	49
Figura IV 11- Diagrama mesonormativo Albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclásio (Or), O'Connor (1965) para as rochas granitóides do BG	52
Figura IV 12- Padrão composicional dos elementos traços para o granito da Lagoa da Macambira	53
Figura IV 13- Padrão de distribuição dos ETR normalizados para os condritos para o granito da Lagoa da Macambira e biotita-granodiorito de Malhada de Pedras	54
Figura IV 14- Padrão composicional dos elementos traços para o biotita-granodiorito de Malhada de Pedras	55
Figura IV 15- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do granito da Lagoa da Macambira	56
Figura IV 16- Diagrama isocrônico Rb-Sr para o biotita-granodiorito de Malhada de Pedras	57
Figura V 1- Esboço geológico do BG na região de Brumado	61
Figura V 2- Coluna estratigráfica esquemática do Greenstone Belt de Umburanas (GBU)	63
Figura V 3- Mapa geológico simplificado de parte do GBU	63
Figura V 4- Diagrama concórdia U/Pb para os zircões dos quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do GBU	68
Figura V 5- Diagrama comparativo de idades U/Pb (Shrimp) dos quartzitos-conglomeráticos do GBU e dos terrenos TTG do BG	71
Figura V 6- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os zircões dos meta-andesitos da unidade média do GBU	73
Figura V 7- Diagrama isotópico Rb/Sr para os meta-andesitos da unidade média do GBU	74
Figura V 8- Diagrama isotópico ϵNd vs $^{147}\text{Sm}/^{146}\text{Nd}$ para as rochas maficas-ultramáficas do GBU	80
Figura VI 1- Mapa geológico do BG na região de Brumado	85

Figura VI 2- Diagrama QAP mesonormativo de Le Maitre (1989) para as rochas dos maciços granitóides estudados	96
Figura VI 3- Diagrama Albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclásio (Or) segundo O'Connor (1965) para as rochas dos maciços granitóides estudados	97
Figura VI 4- Disposição das amostras dos maciços graníticos estudados no diagrama álcalis vs sílica, com subdivisão dos campos propostos por Irvine & Baragar (1971)	98
Figura VI 5- Diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) F (FeO_t), M (MgO) (Irvine & Baragar 1971) evidenciando o caráter cálcio-alcálico para os granitóides estudados	98
Figura VI 6- Diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) com os limites composicionais de Peccerillo & Taylor (1976) para os granitóides estudados	99
Figura VI 7- Diagrama A/NK vs A/CNK (Maniar & Piccoli 1989) baseado no índice de Shand para os granitóides estudados	100
Figura VI 8- Diagrama de SiO_2 vs elementos maiores para os granitóides estudados	102
Figura VI 9- Diagrama de SiO_2 vs elementos traços para os granitóides estudados	104
Figura VI 10- Padrão composicional dos elementos traços para os granitóides do RP e CA	106
Figura VI 11- Padrão composicional dos elementos traços para os granitóides do ES e IG	107
Figura VI 12- Padrão de distribuição dos ETR, normalizados para os condritos, para os granitóides do RP e CA	109
Figura 13- Padrão de distribuição dos ETR, normalizados para os condritos para os granitos de Cara Suja Campo Formoso Lagoinha, Caetano Gameleira e Serra da Franga	110
Figura VI 14- Padrão de distribuição dos ETR, normalizados para os condritos, para os granitóides de ES e IG	110
Figura VI 15- Diagrama R1 vs R2 de De La Roche et al (1980) com campos	

de discriminação tectônica de Batchelor & Bowden (1985) para os granitóides estudados	115
Figura VI 16- Diagrama Rb vs (Yb+Ta) de Pearce <i>et al</i> (1984) para os granitóides estudados	115
Figura VI 17- Diagrama Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris <i>et al</i> 1986) para os granitóides estudados	116
Figura VI 18- Diagrama isocrônico Rb/Sr do granitóide de Rio do Paulo	120
Figura VI 19- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do granitóide de Caculé	122
Figura VI 20- Diagrama isotópico Rb/Sr do granitóide de Caculé	123
Figura VI 21- Diagrama isocrônico Rb/Sr do granitóide de Caculé	124
Figura VI 22- Diagrama de idade vs número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os zircões do granitóide de Espírito Santo	127
Figura VI 23- Diagrama isocrônico Rb/Sr para o granitóide de Espírito Santo	128
Figura VI 24- Diagrama isocrônico Rb/Sr para o granitóide de Iguatemi	130
Figura VII 1- Esboço geológico do BG na região de Brumado	136
Figura VII 2- Diagrama de evolução isotópica ϵNd vs T (Ga) para os granitóides arqueanos do Bloco do Gavião	138
Figura VII 3- Diagrama de evolução isotópica ϵNd vs T (Ga) para os granitóides arqueanos do Bloco do Gavião	140
Figura VII 4- Padrão isotópico das idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) para as rochas granitóides do BG	143
Figura VII 5- Mapa geológico da porção central do estado da Bahia, com a localização das principais intrusões granitóides transamazônicas	150
Figura VII 6- Diagrama isotópico ϵNd vs ϵSr para os granitóides transamazônicos do Bloco do Gavião e demais intrusões associadas ao lineamento Contendas-Mirante	152

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela III 1- Principais resultados geocronológicos para as rochas do Bloco do Gavião e unidades vizinhas	25
Tabela IV 1- Dados químicos das rochas gnáissicas-migmatíticas arqueanas do BG	40
Tabela IV 2- Dados isotópicos Pb-Pb obtidos por evaporação de monocristais de zircão das rochas gnáissicas-migmatíticas (amostra BR-JC-02 e BR-JC-178)	46
Tabela IV 3- Dados isotópicos Sm-Nd para as rochas gnáissicas-migmatíticas da suite TTG e granitóides (LM e MP) do BG	46
Tabela IV 4- Dados químicos dos granitóides Malhada de Pedras e Lagoa da Macambira	51
Tabela IV 5- Dados isotópicos Pb/Pb obtidos por evaporação de monocristais de zircão do granitóide da Lagoa da Macambira	56
Tabela IV 6- Dados isotópicos Rb/Sr do biotita-granodiorito de Malhada de Pedras	57
Tabela V 1- Resultados analíticos U/Pb (Shrimp) em zircões da amostra BR-JC-300	67
Tabela V 2- Dados analíticos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos zircões dos meta-andesitos da unidade média do GBU	72
Tabela V 3- Dados isotópicos Rb/Sr para os meta-andesitos da unidade média do GBU	74
Tabela V 4- Dados analíticos Sm/Nd dos meta-komatitos e meta-basaltos da unidade inferior, dos meta-andesitos da unidade média do GBU e dos meta-basaltos do Complexo Ibitira-Brumado	76
Tabela VI 1- Resumo de algumas características geológicas e petrográficas dos maciços granitóides de RP, CA, ES e IG	93
Tabela VI 2- Análises químicas dos maciços de Rio do Paulo (RP) e Caculé (CA)	94
Tabela VI 3- Análises químicas dos maciços de Espírito Santo (ES) e Iguatemi	

(IG)	95
Tabela VI 4- Dados analíticos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões dos maciços granitóides de CA e ES	118
Tabela VI 5- Dados analíticos Rb/Sr em rocha total dos maciços granitoides estudados	119
Tabela VI 6- Dados analíticos Sm/Nd dos maciços granitóides estudados	119
Tabela VI 7- Dados analíticos K/Ar dos maciços granitóides estudados	119
Tabela VII 1- Principais eventos magmáticos e tectonotermiais do BG	135

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Fotografia IV 1- Feição geológica de campo dos terrenos gnaissicos-migmatíticos da suíte TTG, preservados da migmatização potássica	34
Fotografia IV 2- Feição geológica de campo dos terrenos gnaissicos-migmatíticos com forte migmatização potássica	35
Fotografia IV 3- Feição geológica de campo do granitóide da Lagoa da Macambira	36
Fotografia IV 4- Feição geológica de campo do granitóide de Malhada de Pedras	37
Fotografia V 1 e V 2- Característica morfológica dos zircões analisados	66
Fotografia VI 1- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Rio do Paulo	87
Fotografia VI 2- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Caculé	88
Fotografia VI 3- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Espírito Santo	90
Fotografia VI 4- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Igatemi	91

RESUMO

O Bloco do Gavião (BG) na porção setentrional do Craton do São Francisco (CSF) NE do Brasil, compreende um dos mais antigos segmentos de crosta arqueana da Plataforma Sul-Americana. O BG é caracterizado por diferentes períodos de acreção e retrabalhamento de crosta continental ao longo de sua história evolutiva, notadamente entre o Arqueano e Paleoproterozóico.

O conjunto de informações apresentadas nesta tese aliado a dados da literatura revela que o arcabouço litoestratigráfico do BG é representado principalmente por três unidades geológicas principais: (i) Terrenos graníticos-gnáissicos-migmatíticos, correspondendo a associações plutônicas de tonalitos trondhjemitos e granodioritos (TTG) e granitos arqueanos, gerados entre 3,42 e 2,85 Ga atrás; (ii) sequências supracrustais tipo greenstone belts (e.g. Contendas-Mirante e Umburanas) evoluídas entre o Arqueano e o Paleoproterozóico; (iii) rochas granitóides cálcio-alcalinas peraluminosas a levemente metaluminosas do Paleoproterozoico intrusivas nos terrenos TTG e nos greenstone belts arqueanos, com idades variando entre 2,0 e 1,9 Ga.

As análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões dos terrenos TTG fortemente migmatizados do BG, nas proximidades da cidade de Brumado, revelaram a presença de duas populações de zircões. A primeira com idade de 3300 ± 45 Ma (7 cristais) que representa a época de cristalização destes terrenos TTG. A segunda população de zircões foi datada em 2910 ± 10 Ma (2 cristais), e representa a idade do primeiro evento de metamorfismo/migmatização. Análises $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões de outro afloramento destes terrenos TTG, porém sem migmatização, revelaram idade de 3202 ± 15 Ma (4 cristais). Esta idade é admitida como representante da época de cristalização do protólito destes gnaisses.

As análises Sm/Nd dos terrenos TTG da região de Brumado revelaram idades modelo T_{DM} variando entre 3,26 e 3,36 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -3,5 e +0,7. Estes dados

sugerem a ocorrência de acreções juvenis à crosta continental durante o Arqueano com envolvimento diferencial de materiais crustais. Os dados geoquímicos particularmente os elementos terras raras produzidos para os terrenos TTG revelam moderados conteúdos de terras raras leves ($(La_N=83,5)$ baixos de terras raras pesadas ($(Yb_N=2,5)$) e padrão levemente fracionado $(La/Yb)_N=34$, além de ausência de anomalia negativa de Eu, mostrando que estas rochas possuem composição similar àquelas de terrenos TTG de outros continentes, bem como de outros segmentos continentais arqueanos do CSF (ex. Sete Voltas, Boa Vista).

Para os corpos granitóides arqueanos intrusivos nos terrenos gnáissicos-migmatíticos (TTG), denominados informalmente de Lagoa da Macambira e Malhada de Pedras, foram realizadas análises químicas e isotópicas Rb/Sr, Sm/Nd e $^{207}Pb/^{206}Pb_{(Zircão)}$. O granitóide Lagoa da Macambira apresenta padrão composicional (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Rb/Sr, Th/U, Zr/Y) similar aos terrenos TTG, diferindo destes por apresentar anomalia positiva de Ta, negativa de Sr e padrão de distribuição de ETR mais fracionado $(La/Yb)_N=48$, e idade de formação $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 3146 ± 24 (5 cristais). A análise Sm/Nd deste granitóide revelou idade modelo Sm/Nd $T_{DM}=3,34$ Ga e $\epsilon_{Nd(t=3,15)}=-1,5$, indicando o envolvimento de materiais continentais primitivos na gênese deste granitóide. O granitóide de Malhada de Pedras possui composição granodiorítica e natureza química (e.g. elementos traços e terras raras) similar àquela dos granitóides arqueanos pós-tectônicos e difere dos terrenos TTG e do granitoide Lagoa da Macambira por apresentar maiores valores de K_2O , Rb, Ba e menores de Ca, Ta e Ce, além de conteúdos de terras raras leves mais elevados. As análises isotópicas Rb/Sr revelam que este corpo posicionou-se na crosta há 2840 ± 134 Ma atrás. Por outro lado, a razão inicial isocrônica de $^{87}Sr/^{86}Sr=0,706$ e o $\epsilon_{Nd(t=2,85)}=-5,1$ revelam que este granitóide foi formado a partir de reciclagem de protólitos continentais com idades em torno de 3,3 Ga, corroborado pela sua idade modelo Sm/Nd $T_{DM}=3,27$ Ga.

Os dados geocronológicos apresentados nesta tese em conjunto com outros da literatura, indicam que o BG teve sua principal época de acreção juvenil entre 3,4 e 3,1 Ga atrás. Este processo acrecionário é pontuado por múltiplas intrusões de

rochas da suíte TTG e granitos cálcio-alcálicos de médio a alto potássio. Este plutonismo em escala regional, é representado por episódios de formação de crosta juvenil e/ou retrabalhada, conforme evidenciado por valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos e negativos. Estes fenômenos sucessivos de formação de suítes TTG resultaram na consolidação de uma extensa plataforma continental há cerca de 3,1-3,0 Ga atrás.

Sobre esta plataforma arqueana se instalou o greenstone belt de Umburanas (GBU). As análises isotópicas U/Pb (Shrimp) de zircões detríticos de quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do GBU, revelaram idades variando entre 3335 e 3040 Ma. Estas idades representam contribuições de diferentes materiais crustais à bacia do GBU e indicam uma idade máxima de sedimentação da unidade inferior há cerca de 3,0 Ga atrás.

Adicionalmente, determinações isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões das metavulcânicas félsicas da unidade média do GBU, revelaram idade de 2744 ± 15 Ma (8 cristais) representando a época de cristalização destas rochas metavulcânicas. Por outro lado, as análises isotópicas Sm/Nd das metavulcânicas máficas-ultramáficas da unidade inferior e félsicas da unidade média do GBU apontam a ocorrência de processos de contaminação crustal dos terrenos TTG, associados à formação destas rochas, ratificando, portanto, o caráter ensialico da evolução do GBU. Este greenstone belt foi intrudido por granitóides crustais cálcio-alcálicos e alcálicos datados em 2,6-2,5 Ga atrás.

Durante o Paleoproterozóico o Bloco do Gavião foi alvo de extensa granitogênese intrusiva nos terrenos gnáissicos-migmatíticos (TTG) e nos greenstones belt arqueanos. Este magmatismo é representado particularmente pelos granitóides cálcio-alcálicos peraluminosos a metaluminosos de Rio do Paulo, Caculé, Espírito Santo, Iguatemi, Serra da Franga, Lagoa Grande-Lagoinha e Umburanas.

Os dados geocronológicos [Rb/Sr e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{(\text{zircão})}$] obtidos para os granitóides de Rio do Paulo, Caculé, Espírito Santo e Iguatemi, revelam idades de cristalização em torno de 2,0 Ga, associados à evolução do ciclo Transamazônico. Os

dados isotópicos Sr-Nd revelam valores de razão inicial $[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704\text{--}0.770]$ e $[(\epsilon_{\text{Nd}}) = -6.1 \text{ a } -13.4]$ compatíveis com uma natureza crustal para estes granitóides. Tal envolvimento é também suportado pelos dados geológicos e geoquímicos [e.g. enriquecimento em elementos LIL (K, Rb, Ba e ETRL) em relação aos HFS (Ti, Zr, Y etc)] indicando que estas rochas são produtos de reciclagem da crosta continental arqueana do BG, conforme também apontado pelas idades modelo Sm/Nd $[(T_{\text{DM}}) = 2.6\text{--}3.5 \text{ Ga}]$.

Com respeito a ambiência tectônica deste granitoide, os dados isotópicos geocronológicos e petroquímicos ora apresentados juntamente com aqueles disponíveis para outros granitóides trasamazônicos do BG indicam que estes plutons foram formados em ambiente colisional envolvendo os segmentos crustais dos Blocos do Gavião e Jequié.

Finalmente, as idades mais jovens presentes no BG (ca. $1.2\text{--}0.45 \text{ Ga}$) representam a atuação de eventos tectonotermiais os quais produziram rejuvenescimento parcial ou total dos sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar durante os ciclos Espinhaço e Brasileiro. Em particular, as idades K/Ar mostram o efeito de episódios de resfriamento regionais mais jovens relacionado ao ciclo geotectônico Brasileiro.

ABSTRACT

The Gavião Block (GB) in the northern portion of the São Francisco Craton - Northeast of Brazil - constitutes one of the oldest Archean fragments of the South American Platform Archean crust. GB underwent several events of juvenile accretion and reworking of continental crust along its evolutionary history, notably between the Archean and the Paleoproterozoic.

The set of information presented in this thesis, together with data from the literature, reveals that GB lithostratigraphic framework is mainly represented by three major geologic units: (i) granitic-gneissic-migmatitic terranes, corresponding to TTG plutonic associations (tonalites, trondhjemites and granodiorites) and Archean granites formed between 3.42 and 2.85 Ga; (ii) supracrustal sequences of greenstone belt type (e.g. Umburanas) evolved between the Archean and the Paleoproterozoic; (iii) Paleoproterozoic peraluminous to slightly metaluminous calc-alkaline granitoid rocks intrusive in the TTG terranes and Archean greenstone belts, with ages varying between 2.0 and 1.9 Ga.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic analyses were carried out in two zircon populations from strongly migmatized TTG terranes found in the proximity of Brumado: the first population (7 crystals) is taken as representative of the crystallization period of the TTG terranes at 3300 ± 45 Ma; the second (2 crystals) represents the age of the first event of metamorphism/migmatization at 2910 ± 10 Ma. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ analyses in zircons from an outcrop of non-migmatized TTG in the area yielded a 3202 ± 15 Ma age (4 crystals), interpreted to be the crystallization period of the gneiss protolith.

Sm/Nd analyses on the TTG rocks of the Brumado region yielded T_{DM} model ages varying between 3.26 and 3.36 Ga and $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$ between -3.5 and +0.7. These data suggest the occurrence of juvenile accretions to the continental crust during the Archean, with differential involvement of crustal materials. The geochemical data of

rare earth elements corresponding to the TTG terranes revealed moderate LREE contents ($(La_N=83.5)$), low HREE contents ($(La_N=2.5)$) and a fairly fractionated pattern $(La/Yb)_N=34$, besides lack of negative Eu anomaly showing that these rocks have similar compositions to those TTG terranes of cratonic continents as well as some Archean rocks from CSF (e.g. Sete Voltas, Boa Vista).

Chemical and isotopic [(Rb/Sr, Sm/Nd and $^{207}Pb/^{206}Pb$ (zircon))] analyses were carried out in samples from Archean granitoid plutons informally named Lagoa da Macambira and Malhada de Pedras, intrusive in the TTG terranes. The Lagoa da Macambira granitoid presents compositional pattern (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Rb/Sr, Th/U, Zr/Y) similar to the TTG terranes, differing from them in presenting positive Ta anomaly, negative Sr anomaly and more fractionated REE distribution pattern $(La/Yb)_N=48$. The $^{207}Pb/^{206}Pb$ formation age of 3146 ± 25 Ma (5 zircon crystals). Sm/Nd analyses on Lagoa da Macambira granitoid yielded T_{DM} model ages of 3.34 Ga and $\epsilon_{Nd(t=3.15)} = -1.5$, indicating the involvement of primitive continental materials in the genesis of this granitoid. The Malhada de Pedras granitoid has a granodioritic composition and chemical nature (e.g. trace and rare earth composition) similar to Archean post-tectonic granitoids of another continents and differs from the TTG terranes and the Lagoa da Macambira granitoid in having higher values of K_2O , Rb, Ba and lower Ca, Ta e Ce contents, besides higher LREE contents. A Rb/Sr whole rock isochron for the Malhada de Pedras granitoid yields ca. 2840 – 134 Ma, interpreted as the emplacement age. On the other hand, initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of 0.7061 ± 0.0005 and $\epsilon_{Nd(t=2.85)} = -5.1$ show that this granitoid generated from recycling of continental protoliths with ages around 3.3 Ga, as pointed out by Sm/Nd T_{DM} model age of 3.27 Ga.

The geochronological data indicate that GB had a major juvenile accretion period between 3.4 and 3.1 Ga. This accretionary process is marked by multiple intrusions of rocks from the TTG suite and medium- to high-K calc-alkaline granites. In regional scale, this plutonism is represented by episodes of juvenile crustal formation and/or crustal reworking, as evidenced by positive and negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values. These

processes resulted from the consolidation of an extensive continental platform ca 3.1-3.0 Ga ago.

In this Archean platform the Umburanas greenstone belt (UGB) was installed. U/Pb isotopic analyses by SHRIMP in detrital zircons from conglomeratic quartzites corresponding to the UGB lower unit yielded ages varying between 3335 and 3040 Ma. These ages represent contributions from different crustal materials to the UGB basin and point to a maximum sedimentation age of 3.0 Ga for this lower unit.

Additionally, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic determinations in zircons (8 crystals) from the felsic metavolcanic rocks corresponding to the UGB middle unit yielded 2744 ± 15 Ma, which represents the time of crystallization of these metavolcanic rocks. On the other hand, the Sm/Nd isotopic analyses for the mafic-ultramafic metavolcanic rocks of the lower unit and felsic rocks of the middle unit revealed crustal contamination processes during the UGB volcanism. This ratifies the ensialic character of this greenstone belt, in agreement with field relations. UGB was intruded by crustal calc-alkaline and alkaline granitoids dated at 2.6-2.5 Ga.

During the Paleoproterozoic, the TTG terranes of GB and Archean greenstone belts were targets for intense intrusive granite genesis. This magmatism is particularly represented by the peraluminous and metaluminous calc-alkaline granitoids from Rio do Paulo, Caculé, Espírito Santo, Iguaçu, Serra da Franga, Lagoa Grande-Lagoinha and Umburanas.

The geochronological data [Rb/Sr and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}(\text{zircon})$] obtained for the Rio do Paulo, Caculé, Espírito Santo and Iguaçu granitoids showed crystallization ages around 2.0 Ga, associated with the evolution of the Transamazônico cycle evolution. The Sr-Nd isotopic data (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the 0.704-0.770 range and $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -6.1$ to -13.4) are compatible with a crustal nature of these granitoids. Such involvement is also supported by the geological and geochemical data (e.g. LILE enrichment - K, Rb, Ba e REE) in relation to HFSE (Ti, Zr and Y) indicating that these rocks are products of recycling of the GB Archean continental crust, as also pointed by Sm/Nd model ages.

between of 2.6-3.5 Ga. Regarding tectonic setting, the geochronological, geochemical and isotopic data presented here together with those available for other Transamazonian granitoids within GB, indicate that these plutons were formed during the collision between Gavião and Jequié crustal blocks.

Finally, the youngest ages present in GB rocks (ca. 1.2-0.45 Ga) represent the role played by tectonothermal events, which produced partial or total rejuvenation of the Rb/Sr and K/Ar isotopic systems during the Espinhaço and Brasiliano cycles. In particular, K/Ar ages illustrate the effect of younger regional cooling episodes related to the Brasiliano geotectonic cycle.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE O TEMA DA TESE

O estudo dos terrenos pré-cambrianos tem grande importância para o entendimento da evolução da Terra e na descoberta de jazidas minerais associadas a estes terrenos. Os trabalhos desenvolvidos nestes terrenos revelam um quadro polêmico com idéias e interpretações discordantes quanto à sua evolução especialmente devido a dificuldades na correlação entre suas unidades litoestratigráficas e no estabelecimento temporal, em função da superposições de eventos tectônicos e metamórficos ao longo do tempo geológico.

Não obstante, estudos geológicos empregando modernas técnicas geocronológicas em conjunto com investigações geoquímicas detalhadas têm possibilitado avanços importantes no entendimento da história tectônica e natureza dos terrenos pré-cambrianos, particularmente com respeito ao período Arqueano e Paleoproterozóico, tema principal a ser abordado na presente tese.

O Cráton do São Francisco (CSF) e suas faixas de dobramentos marginais segundo a definição de Almeida (1977), representa o segmento da crosta continental Pré-Cambriana mais acessível da Plataforma Sul-Americana, constituindo-se um dos mais importantes laboratórios naturais para o exercício da investigação acerca da evolução da crosta terrestre.

O CSF resulta de acreções de segmentos crustais de idade arqueana e do desenvolvimento de cinturões móveis do Paleoproterozóico (e.g., Cordani & Brito

Neves 1982, Teixeira & Figueiredo 1991, Marinho *et al.* 1992, Alkimim *et al.* 1993). Os processos de acreção continental estão pontuados por diversos episódios vulcano-plutônicos, com idades entre 1,8 e 3,4 Ga (Brito Neves *et al.* 1980, Cordani *et al.* 1985, Mascarenhas & Garcia 1989, Sabaté *et al.* 1990, Marinho 1991, Martin *et al.* 1991, Carneiro 1992, Nutman & Cordani 1993, Noce 1995, Teixeira *et al.* 1996, Bastos Leal *et al.* 1997, Bastos Leal *et al.* 1998). No Neoproterozóico, o CSF atuou como antepaís para o desenvolvimento de cinturões móveis durante o ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.* 1990, Alkimim *et al.* 1993, Fuck *et al.* 1993).

O Bloco do Gavião (BG), situado na porção setentrional do CSF, representa um segmento da crosta continental, formado por terrenos granito-greenstones arqueanos. Este segmento crustal possui a maior área de exposição do embasamento arqueano do CSF, sendo portanto, uma área-chave para o entendimento da evolução da crosta primitiva da plataforma Sul-Americana.

Os estudos geocronológicos pioneiros desenvolvidos no BG foram fundamentados essencialmente nos métodos K/Ar e Rb/Sr (e.g., Cordani & Iyer 1979, Brito Neves *et al.* 1980, Cordani *et al.* 1985, Mascarenhas & Garcia 1989). Mais recentemente, o BG foi alvo de investigações geocronológicas por várias metodologias (K/Ar, Rb/Sr, Pb/Pb, Sm/Nd e U/Pb) (Marinho 1991, Martin *et al.* 1991, Nutman & Cordani 1993, Bastos Leal & Teixeira 1994, Santos-Pinto *et al.* 1995, Bastos Leal *et al.* 1996, Cunha *et al.* 1996). Isto ampliou em muito o conhecimento da evolução crustal deste segmento, possibilitando a definição dos principais eventos magmáticos e tectono-metamórficos regionais, revelando o caráter policíclico.

1.2. OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo maior contribuir para o entendimento dos processos de acreção e retrabalhamento crustal envolvidos na evolução do BG. Para tal, a pesquisa conta com dados geológicos, petroquímicos e geocronológicos obtidos para as diversas unidades geológicas pertencentes ao BG de modo a subsidiar uma visão detalhada e integrada da evolução tectônica com implicações para o quadro evolutivo do segmento setentrional do CSF.

Pretende-se atingir os objetivos a partir dos seguintes pontos:

- Uso de diferentes métodos geocronológicos (K/Ar, Rb/Sr, Sm/Nd, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (mono zircão) e U/Pb (zircão-Shrimp) para determinar a idade e natureza dos principais eventos de formação, reciclagem, deformação-metamorfismo das principais unidades litoestratigráficas presentes na área estudada.
- Uso de análises geoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras nas principais unidades geológicas da região estudada, com o intuito de permitir comparações com informações já publicadas no contexto de unidades cronocorrelatas do CSF e outros exemplos clássicos da literatura.
- Promover a integração dos dados obtidos nesta pesquisa, conforme apontado nos itens acima, com os dados geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos disponíveis na literatura, com vista a definição da modelagem tectônica dos terrenos granito-greenstone desta porção do CSF.

1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área selecionada está situada na região centro-oeste do estado da Bahia tendo a cidade de Brumado como principal centro urbano da região (Figura 1.1). Sua extensão fisiográfica compreende área de aproximadamente 7000 km² e o acesso à região é realizado a partir da capital do estado Salvador pela BR-324 até a cidade de Feira de Santana, onde pega-se a BR-116 até o município de Vitória da Conquista e em seguida a BR-407 até a cidade de Brumado. Adicionalmente, a região estudada é servida por diversas estradas estaduais e municipais que interligam os vários centros urbanos regionais.

O clima da região é semi-árido e as rochas apresentam pouco intemperismo, fato que possibilita uma boa exposição dos afloramentos de rochas. Os principais rios da região possuem caráter intermitente e apresentam maior volume de água entre os meses de dezembro e abril.

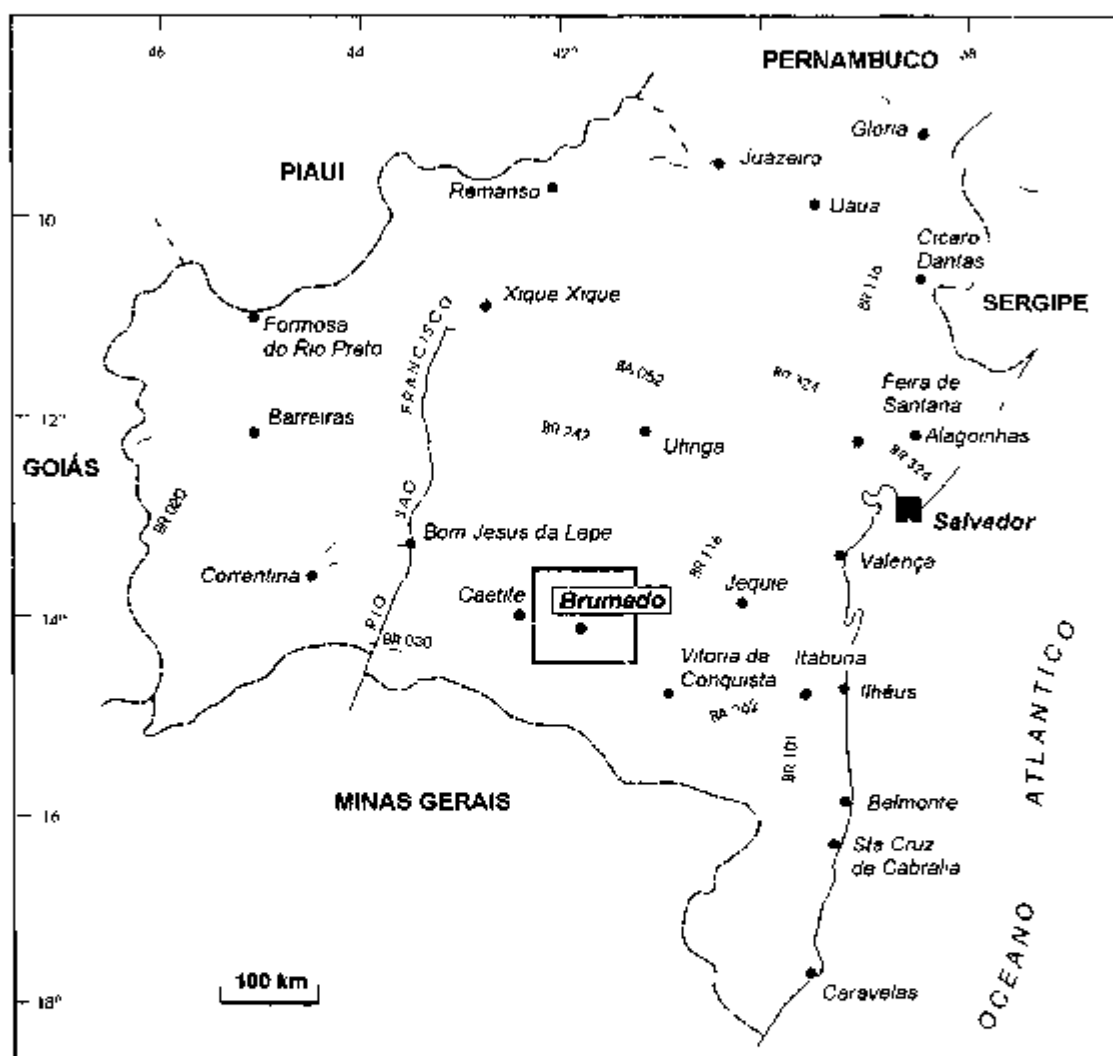


Figura 11 - Localização da área estudada

CAPÍTULO II

METODOLOGIA DE TRABALHO

II.1. ESTUDOS PRELIMINARES

A primeira etapa desta pesquisa consistiu de compilação bibliográfica levantamentos e revisão da cartografia geológica existente para a região estudada no Bloco do Gavião (BG). Estas atividades foram desenvolvidas em conjunto com a equipe de geólogos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM em função do estabelecimento de um convênio de cooperação entre esta companhia e o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Em virtude destes estudos preliminares e de trabalhos adicionais de mapeamento geológico na escala de 1:100 000, realizadas pelos geólogos da CBPM (no âmbito do Projeto Ibitira-Brumado) os conjuntos litológicos presentes na área pesquisada foram reagrupados, novas associações litoestratigráficas foram individualizadas, outras receberam novas denominações, algumas tiveram sua configuração cartográfica modificada e outras permaneceram com as definições e caracterizações cartográficas originais. Entretanto, a quase totalidade das associações litoestratigráficas foram renomeadas, objetivando a homogeneidade das diversas definições atribuídas aos conjuntos litológicos semelhantes por vários projetos de mapeamento geológico desenvolvidos na região pesquisada, conforme ilustrado nos esboços geológicos aqui apresentados.

Por outro lado, estes estudos preliminares tiveram grande importância para o desenvolvimento desta tese, pois a partir da caracterização das unidades litoestratigráficas da região estudada, foi possível definir as questões geológicas a serem abordadas, possibilitando a definição dos alvos geológicos principais para amostragens dos estudos isotópicos e geoquímicos ora apresentados.

II.2. TRABALHOS DE CAMPO E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Durante o desenvolvimento desta pesquisa, foram realizadas quatro viagens à região de estudo, totalizando 51 dias de trabalhos de campo. Estas viagens objetivaram proceder o reconhecimento geológico das unidades geológicas cartografadas, descrever pormenorizadamente os afloramentos e coletar amostras para os estudos de laboratório. Foram visitados 257 afloramentos e coletadas 357 amostras de rochas das diversas unidades litoestratigráficas do BG.

Para as análises geoquímicas a preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de São Paulo (DMP-USP) e constou das seguintes etapas: Britagem em britador de mandíbulas e peneiragem e moagem das amostras em moinho de ágata.

A preparação das amostras para os estudos isotópicos envolveu os procedimentos tradicionais do laboratório Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP) e no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (LGI-UFPA). Para as análises Rb/Sr e Sm/Nd, as amostras foram fragmentadas em britador de mandíbulas seguido por moagem em moinhos de bolas de tungstênio. Já para as análises K/Ar os concentrados minerais para datações (anfíbólio e biotita) foram obtidos após as etapas de britagem, moagem e peneiramento separando-se a fração entre 60-80 mesh, e uma concentração final através do separador magnético "Frantz".

A preparação das amostras para análises U/Pb (Shrimp) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, envolveu os processos de britagem, moagem em moinho de disco e separação da fração com granulação menor que 200µm, através de peneiras para posterior segregação dos minerais pesados em mesa vibratória e batêra. A seguir, as amostras foram passadas no separador magnético "Frantz" e nos líquidos densos bromofórmio e iodeto de metileno, para obtenção dos concentrados finais de zircão.

II.3. ANÁLISES PETROGRÁFICAS E GEOQUÍMICAS

Com auxílio do microscópio de luz polarizada foram realizados estudos petrográficos em 52 seções delgadas. Tais estudos permitiram a caracterização dos aspectos mineralógicos e texturais das principais rochas do BG, bem como a avaliação dos percentuais em volume de constituintes minerais das rochas. O microscópio petrográfico utilizado para este trabalho foi um aparelho binocular de fabricação "Leitz", modelo "Ortholuz Pol" pertencente ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DMP)-USP. A exemplo dos esboços geológicos, as considerações petrográficas das rochas estudadas já incluem também alguns resultados de observações petrográficas em amostras adicionais, estudadas pelos geólogos da CBPM, no âmbito do Projeto Ibitira-Brumado (Cunha *et al.* em preparação).

As análises geoquímicas realizadas em 34 amostras, foram efetuadas no laboratório canadense "Activation Laboratories-ACTLAB". Em todas as amostras foram analisados por ICP - "Inductively Coupled Plasma" oito óxidos de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e K_2O) com limites de detecção de 0,01%, e dois de elementos menores (MnO e P_2O_5) com limites de detecção de 0,01%. Quinze elementos traços com seus respectivos limites de detecção em ppm (Ni, V e Pb (1,0), Cu (5,0), Zn (2,0), Rb, Zr, Cs, Ba e Sr (0,01), Hf e Y (0,1), Ta, Th e U (0,005)) foram analisados por ICP-MS - "Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry". As composições químicas dos elementos terras raras (ETR) foram determinadas pelo método de Ativação Neutrônica. Os ETR analisados e seus respectivos limites de detecção, em ppm, são os seguintes: Ce e Nd (1), Tb (0,1), La, Eu e Yb (0,05), Sm e Lu (0,01).

II.4. ANÁLISES ISOTÓPICAS

II.4.1. Método Urânio-Chumbo (U/Pb-Shrimp)

As análises isotópicas U/Pb (Shrimp) em amostras coletadas por este autor foram realizadas pelo Prof. U.G. Cordani no Laboratório de Ciências da Terra, da Universidade Nacional da Austrália, sob auspícios de um programa de cooperação científica entre o CPGeo-USP e aquela instituição.

As razões isotópicas U-Th-Pb e as concentrações destes elementos nos zircões estudados foram obtidos usando a sonda iônica "SHRIMP-I". Estas razões foram normalizadas para o padrão "Sri Lankan - SL-13", cuja razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é igual a 0.0928 para a idade $T = 572,0$ Ma. Maiores detalhes sobre a metodologia analítica U/Pb (Shrimp) pode ser obtida em Compston et al (1984), Roddick & Van Breemen (1994) e Claoué-Long et al. (1995).

Os valores das idade U/Pb apresentados neste trabalho apresentam nível de precisão de 2σ (95%) e foram calculados utilizando-se os valores das constantes de decaimento radioativo e razões isotópicas ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) em conformidade com as recomendações da Subcomissão de Geocronologia da IUGS (Steiger & Jäger 1977).

O método U/Pb (Shrimp) foi aplicado em uma amostra dos quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do greenstone belt de Umburanas (GBU). Nesta amostra foram analisados 15 cristais de zircão, objetivando a caracterização da idade das áreas-fontes dos sedimentos, permitindo inferências acerca do limite temporal máximo para a idade de sedimentação do greenstone belt.

II.4.2. Método Chumbo-Chumbo ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircão por evaporação)

As análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de zircões foram realizadas por este autor no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (LGI-UFPA), utilizando-se um espectrômetro de massa modelo "Isomass VG-54E" com foto- multiplicador (detector DALY). A metodologia usada no LGI-UFPA segue a rotina analítica do método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desenvolvido por Kober (1986), com adaptações introduzidas por Gaudette *et al.* (1993). Informações detalhadas sobre a metodologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ usada no LGI-UFPA são apresentadas em Gaudette *et al.* (1998)

Esta metodologia geocronológica em questão, consiste da obtenção de idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a partir da evaporação/ionização, em um espectrômetro de massa de ionização termal, do chumbo contido em cristais individuais de zircões. O cristal é aprisionado em um filamento de rênio e aquecido gradativamente, liberando o chumbo presente do seu retículo cristalino. De acordo com a sistemática adotada no LGI-UFPA, cada etapa de aquecimento produz um bloco de seis razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, cuja média define uma idade correspondente para aquele bloco. Em geral, após as primeiras etapas de aquecimento, quando o chumbo menos estável é eliminado, as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definem um platô que é interpretado como correspondente à idade mínima de cristalização do zircão analisado.

O método de análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de zircão apresenta algumas vantagens em relação ao método clássico de datação U/Pb em zircões. Em particular, não há necessidade do tratamento químico dos zircões, evitando os problemas de contaminação em chumbo. Além disso, amostras com quantidades reduzidas de zircões podem ser analisadas. Outra vantagem é a rapidez e a simplicidade do método. Entretanto, uma das principais desvantagens deste método geocronológico, é a impossibilidade do reconhecimento de eventos metamórficos superimpostos num mesmo cristal.

Em nível mundial a eficiência desta metodologia geocronológica na determinação de idade de cristalização de rochas, tem sido demonstrada em diversos estudos (ex Kober *et al* 1989, Ansdell *et al* 1992, Kroner *et al* 1994), onde idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostram grande similaridade com aquelas obtidas pelos métodos U/Pb (convencional) e U/Pb (Shrimp). No Brasil, a confiabilidade dos resultados analíticos obtidos por esta metodologia no LGI-UFPA tem sido medida através de comparações entre resultados U/Pb (clássico) e U/Pb (clássico em monozircões polidos) (Gaudette *et al* 1993, Macambira *et al* 1994, Moura *et al* 1996). A similaridade entre os resultados tem permitido a definição de idades de cristalização de rochas pré-Cambrianas, como é o caso das rochas estudadas nesta tese. O potencial desta metodologia se deve especialmente ao fato do aquecimento gradativo do zircão permitir a remoção do chumbo menos estável nas primeiras etapas de aquecimento. Este chumbo está localizado frequentemente nas fraturas, bordas e porções metamíticas dos cristais de zircão. Por outro lado, o chumbo evaporado em altas temperaturas provenientes das porções cristalinas preservadas e mais internas dos cristais, fornece a época de cristalização do mineral (Kober 1987).

Durante o desenvolvimento desta pesquisa foi analisado um total de 105 cristais de zircões pertencentes aos terrenos gnáissicos-migmatíticos, as unidades supracrustais e aos granitóides intrusivos do BG. Os resultados analíticos são apresentados e discutidos nos capítulos IV a VII desta tese. Para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

II.4.3. Método Samário-Neodímio (Sm/Nd)

As análises isotópicas Sm/Nd foram executadas no CPGeo-USP. O procedimento analítico para separação do Sm de Nd após a digestão química das amostras, são efetuadas em duas etapas: na primeira etapa todos os elementos terras raras (ETR) são separados em uma coluna primária de resina de troca catiônica

seguida de uma coluna secundária utilizando-se pó de teflon revestido com ácido ortofosfórico. As razões isotópicas destes elementos são medidas em espectrômetro de massa do tipo VG-354 do CPGeo. Uma descrição detalhada dos procedimentos analíticos adotados para as análises isotópicas Sm/Nd e cálculos radiométricos no CPGeo-USP, pode ser encontrada em Sato *et al.* (1995) e Sato (1998).

O significado geológico das idades isocrônicas Sm/Nd em rocha total é similar ao obtido por meio de isócronas Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircões ígneos, ou seja revelam a idade de cristalização da rocha. A principal vantagem na aplicação do método Sm/Nd em relação ao método Rb/Sr, se deve a pouca mobilidade dos elementos Sm e Nd em escala de rocha total, fato que torna as razões Sm/Nd originais mais resistentes a perturbações causadas por eventos tectono-metamórficos superimpostos (De Paolo 1988). Acrescente-se ainda, que as razões Sm/Nd são normalmente mais elevadas em rochas máficas-ultramáficas, permitindo a aplicação do método isocrônico nestas rochas.

Pelo método Sm/Nd foram analisadas 21 amostras em rocha total para diversas unidades litológicas do BG (e.g. ortognaisses, granitos e metavulcânicas). Estas análises objetivaram auxiliar a definição das principais épocas de acreção manto-crosta e a investigação das contribuições mantélicas e crustais durante a evolução do BG.

As medidas médias dos padrões internacionais La Jolla e BCR-1 no CPGeo são de $0.511841 \pm 0,000024$ e $0,512662 \pm 0,00027$ respectivamente, com erros medidos em 1σ . Os erros máximos das medidas das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ das amostras analisadas são de 0,004% e 0,1% com nível de precisão de 2σ e 1σ , respectivamente. As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) obtidas nesta tese, bem como as compiladas da literatura, foram calculadas usando o modelo de De Paolo (1981),

utilizando-se as seguintes constantes nos cálculos isotópicos, além das fórmulas

$$\varepsilon_{Nd(t)} = \varepsilon_{Nd_0} - f(Sm/Nd) Q_{Nd(t)} \text{ e } \varepsilon_{Nd(t)} = 0.25T^2 - 3T + 8.5;$$

$$\begin{aligned} \lambda_{147} &= 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1} \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0\text{CHUR} &= 0.512638 \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0\text{CHUR} &= 0.1967 \\ Q_{Nd} &= 25.09 \end{aligned}$$

II.4.4. Método Rubídio-Estrôncio (Rb/Sr)

Obedecendo a rotina para análises isotópicas Rb/Sr do CPGeo-USP, as dosagens quantitativas de Rb_{tot} e Sr_{tot} foram efetuadas por fluorescência de Raios-X, para amostras com teores destes elementos entre 50 e 500 ppm, tendo nestes casos erros estimados em torno de 2%. As amostras com teores de Rb_{tot} e Sr_{tot} menores que 50 ppm e/ou maiores que 500 ppm, tiveram suas concentrações determinadas por diluição isotópica, conforme procedimento descrito por Kawashita (1972). A separação do estrôncio é realizada em colunas de troca iônica e as medidas da composições isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são realizadas em espectrômetro de massa modelo VG-354, do CPGeo.

Os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,1194$. Nos cálculos de idades foram utilizadas as constantes propostas por Steiger & Jäger (1977). De outra parte, as isócronas Rb/Sr foram obtidas segundo o método de regressão linear (Williamson 1968), apresentando nível de precisão de 1σ .

Foram analisadas pelo método Rb/Sr 43 amostras das rochas graníticas e metavulcânicas das diversas unidades litoestratigráficas do BG. Estas análises

objetivaram a definição da idade de formação das rochas estudadas dos eventos metamórficos e a caracterização da natureza de suas fontes em complemento às análises isotópicas de Nd e geoquímicas

II.4.5. Método Potássio-Argônio (K/Ar)

As determinações pelo método K/Ar foram efetuadas no CPGeo-USP segundo as técnicas descritas por Amaral *et al* (1966) com algumas modificações

A determinação dos teores de potássio dos minerais separados foi executada a partir do ataque químico em duplicata e sua quantificação foi obtida por fotometria de chama em aparelho Micronal modelo B-262

Para a extração do argônio das amostras, utilizou-se um sistema de ultra-vácuo, em pressões finais inferiores a 6×10^{-6} mmHg. A medida das razões isotópicas foi realizada em espectrômetro de fonte gasosa Nuclide tipo Reynolds MS-1. A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%, com base na repetição de padrões laboratoriais, utilizando-se nos cálculos de idades as constantes propostas por Steiger & Jager (1977)

Foram analisadas 05 amostras de minerais (anfíbólio biotita) dos granitóides do BG. Para o cálculo das idades, utilizou-se as constantes recomendadas por Steiger & Jager (1977), listadas a seguir

$\lambda_{\text{R}} = 4,962 \times 10^{-10}$ $\lambda_{\text{K}} = 0,581 \times 10^{-10}$ $(\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36})_{\text{atm}} = 295,5$ $\text{K}^{40} = 0,01167\% \text{ K}_{\text{total}}$

CAPÍTULO III

ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

III.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão apresentadas as principais feições geológicas do CSF, particularmente dos segmentos crustais do estado da Bahia. Serão abordadas também questões relacionadas à evolução do BG no contexto regional, enfocando as feições geológicas de sua delimitação, evolução tectonometamórfica e acervo geocronológico.

Neste trabalho será adotada a subdivisão do tempo geológico global para o Pré-Cambriano recomendada pela "International Union of Geological Sciences (IUGS)", onde são definidos os seguintes períodos de tempo relacionados ao Arqueano e Proterozóico, segundo Fuck (1991a; 1991b): **Arqueano** - Eoarqueano (≥ 3600 Ma); Paleoarqueano (3600-3200 Ma); Mesoarqueano (3200-2800 Ma); Neoarqueano (2800-2500 Ma). **Proterozóico** - Paleoproterozóico (2500-1600Ma); Mesoproterozóico (1600-1000 Ma); Neoproterozóico (1000 Ma - até a base do Cambriano). No entanto no Brasil, particularmente no CSF, o início do Mesoproterozóico tem sido atribuído aos estágios iniciais da sedimentação do Supergrupo Espinhaço, há cerca de 1,75 Ma atrás, limite que será adotado neste trabalho.

Para o território brasileiro, a subdivisão do tempo geológico e sua relação com os diversos ciclos geotectônicos tem recebido diversas sugestões, baseadas na grande quantidade de dados geocronológicos produzidos nos últimos 20 anos (Inda & Barbosa 1978; Schobbenhaus *et al.* 1984; Mascarenhas & Garcia 1989; Brito Neves *et al.* 1990). Especificamente no caso do CSF, tem-se documentado a presença dos ciclos geotectônicos Guriense ou Pré-Jequié (>2.7 Ga) e Jequié (2.7-2.5 Ga).

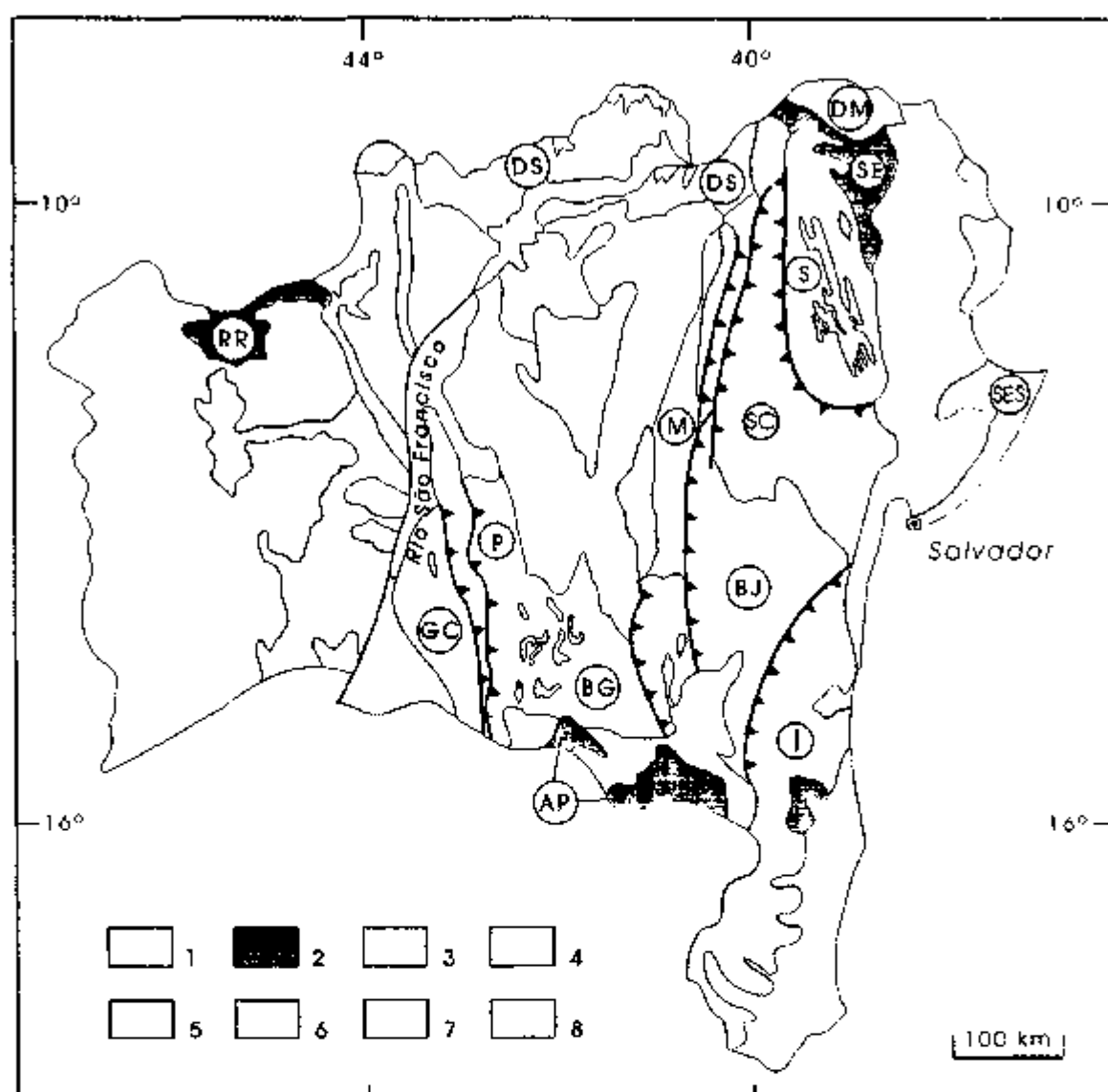
relacionados ao Arqueano bem como os ciclos Transamazônico (2,2-1,8 Ga) Espinhaço (1,75-1,2 Ga) e Brasileiro (0,9-0,5 Ga) relacionados ao Proterozóico.

Vale destacar adicionalmente, que apesar do significativo acúmulo de informações geocronológicas, inclusive através da aplicação de metodologias de maior precisão e potencial interpretativo nos terrenos policíclicos do CSF (ex: U/Pb $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão), são ainda grandes as dificuldades quando se tenta determinar com maior segurança os limites entre os grandes ciclos geotectônicos ou mesmo subdividi-los em ciclos menores, sobretudo os mais antigos (ex: Jequié e Transamazônico) relacionados ao Arqueano e Paleoproterozóico.

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura e obtidos nesta pesquisa revelam a atuação no BG dos diversos ciclos geotectônicos acima referenciados sob várias formas e intensidades, caracterizados por idades entre o Paleocarqueano e o Neoproterozóico.

III.2. O CRATON DO SÃO FRANCISCO

O Craton do São Francisco (CSF) (Figura III.1) é caracterizado por vastas exposições de unidades litoestratigráficas evoluídas durante Arqueano e o Paleoproterozóico. Genericamente, no estado da Bahia (Figura III.2) são reconhecidos três domínios geológicos principais, apresentados a seguir:



Des. Thelma Samara / 98

Figura III.2 - Esboço geológico e compartimentação geotectônica do estado da Bahia (Adaptado de Barbosa & Dominguez 1996). 1- Coberturas fanerozóicas, 2- Faixas de dobramentos neoproterozóicos (AP-Aracuai-Piripá, SE-Sergipana, RR-Formosa do Rio Preto-Rlacho do Pontal), 3- Coberturas platformais do Neoproterozóico (Supergrupo São Francisco), 4- Coberturas platformais do Mesoproterozóico (Supergrupo Espinhaço), 5- Cinturões móveis do Paleoproterozóico (SC-Salvador-Curaça, I-Itabuna, SES-Salvador-Esplanada), 6- Sequências metassedimentares e vulcanossedimentares do Arqueano e Paleoproterozóico, 7- Rochas granulíticas arqueanas do Bloco Jequiê (BJ), 8- Terrenos granulíticos-gnaissicos - migmatíticos do Arqueano e Paleoproterozóico (BG-Bloco do Gavião, P-Paramirim, GC-Guanambi-Correntina, S-Serrinha, M-Mairi, DS-Domínio Sobradinho, DM-Domínio Macururé).

a- Terrenos graníticos-gnáissicos-migmatíticos arqueanos de medio grau metamórfico, compostos por várias associações litoestratigráficas. A natureza composicional reflete a participação de componentes vulcânicos plutônicos e sedimentares, sob variadas formas e extensões compondo em grande maioria o embasamento e/ou a infraestrutura das sequências vulcanossedimentares precambrianas. Estes terrenos granito-gnáissicos-migmatíticos ocorrem principalmente na região central da Bahia e formam segmentos crustais representados pelos Blocos do Gavião, Guanambi-Correntina, Serrinha e Mairi (Barbosa & Dominguez 1996) (Figura III 2). Estes segmentos continentais são compostos predominantemente por ortognaisses félsicos, paragnaisses migmatitos, anfibolitos e rochas plutônicas além de sequências vulcanossedimentares. As rochas plutônicas apresentam notadamente composições tonalítica, trondhjemitica, granodiorítica e granítica e formam maciços como os de Aracatu, Lagoa do Morro Sete Voltas, Boa Vista, Rio Capim e Guanambi.

Os dados geocronológicos referenciados na literatura para este plutonismo apontam a ocorrência de adições juvenis à crosta continental entre 3,0 e 3,7 Ga atrás (Marinho 1991, Martin *et al.* 1991, Nutman & Cordani 1993, Barbosa 1996ab, Sato *et al.* 1996, Santos-Pinto 1996, Bastos Leal *et al.* 1997). Estas rochas arqueanas foram parcialmente envolvidas na evolução dos cinturões móveis paleo e neoproterozóicos. Tal envolvimento é exemplificado por dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar destes terrenos, com idades variando entre 1,8-2,1 Ga e 0,45-0,70 Ga, respectivamente (Brito Neves *et al.* 1980, Cordani *et al.* 1985, Barbosa & Dominguez 1996).

b- Terrenos de alto grau metamórfico, formando núcleos individualizados como o Bloco de Jequié (BJ) (Figura III 2). O BJ é composto por rochas ortoderivadas de caráter básico, intermediário e ácido com intercalações de rochas supracrustais, metamorfasadas no fácies granulito (Barbosa *et al.* 1993). As rochas plutônicas reequilibradas no fácies granulito apontam idades de cristalização variando entre 2,6 e 2,9 Ga e retrometamorfismo para o fácies anfibolito há cerca de 2,0-2,1 Ga atrás, conforme revelam as idades U/Pb, Pb/Pb e Rb/Sr (Wilson *et al.* 1988, Alibert &

Barbosa 1992, Figueiredo & Barbosa 1993, Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa 1997). Terrenos de alto grau metamórfico, porém predominantemente Paleoproterozóicos, também ocorrem na parte leste da Bahia e são representados pelos cinturões móveis Salvador-Curaçá, Salvador-Esplanada e Itabuna (Cordani & Brito Neves 1982, Mascarenhas & Garcia 1989, Figueiredo & Barbosa 1993) (Figura III 2).

Os dados geocronológicos K/Ar, Rb/Sr, Pb/Pb e U/Pb disponíveis para estes cinturões, revelam idades de cristalização com valores variando entre 1,9 e 2,4 Ga (Sato 1986, Mascarenhas & Garcia 1989, Figueiredo & Barbosa 1993, Barbosa & Dominguez 1996). Por outro lado, as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) indicam que a extração de material magmático do manto se deu entre 2,4 e 2,7 Ga atrás, sugerindo adicionalmente um padrão de crescimento progressivo de crosta continental a partir da colagem destes cinturões móveis (Barbosa 1990, Marinho *et al.* 1993, Sato 1998). Esta inferência é apoiada adicionalmente, na análise da anatomia estrutural destes cinturões metamórficos, que sugerem uma evolução marginal às províncias arqueanas (e.g. Blocos do Gavião, Jequié, Serrinha, etc), inclusive com retrabalhamento crustal das porções marginais destas províncias (Cordani & Brito Neves 1991, Teixeira 1993).

C- Sequências vulcanossedimentares do tipo greenstone belt, formadas durante o Arqueano e Paleoproterozóico, associadas aos terrenos granito-gnaissícos-migmatíticos arqueanos (ex. Contendas-Mirante, Umburanas, Itapicuru, Mundo Novo, Riacho de Santana, etc) (Figura III 2). O reconhecimento destas sequências como estruturas tipo greenstone belt, suas vocações metalogenéticas e a importância para o entendimento dos processos evolutivos da crosta pré-Cambriana, têm sido reportado por diversos autores (e.g. Mascarenhas 1973, Mascarenhas 1976, Kishida 1979, Winge 1984, Schrank & Silva 1993, Silva 1996). Apenas as sequências do Itapicuru (com idade Paleoproterozóica) no Bloco Serrinha e Contendas-Mirante no Bloco Gavião foram alvo de estudos petroquímicos e geocronológicos detalhados (Silva 1987, Marinho 1991). Recentemente, as sequências de Umburanas, Riacho de

Santana e Mundo Novo, têm sido alvo de investigações sistemáticas através de estudos de mapeamento geológico petroquímicos e geocronológicos especialmente devido à suas potencialidades para mineralizações de ouro e metais de base (Cunha & Fróes 1994, Silveira *et al* 1996 Souza *et al* 1996)

III.3. O BLOCO DO GAVIÃO (BG)

III.3.1. Principais unidades litoestratigráficas e delimitação

O BG (Figura III 3), representa a área de maior exposição do embasamento arqueano do CSF e hospeda várias sequências vulcanossedimentares arqueanas e/ou paleoproterozóicas preservadas

Regionalmente, o BG é formado por três unidades geológicas principais (Figura III 3) (i) Terrenos graníticos-gnáissicos-migmatíticos correspondendo a associações plutônicas de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTG) e granitos arqueanos, (ii) sequências supracrustais representadas por associações vulcanossedimentares, com termos vulcânicos ultramáficos máficos e intermediários formações ferríferas bandadas (BIF), rochas carbonáticas calcosilicáticas e sedimentação terrígena, metamorfisada do fácies xisto verde a anfibolito (iii) rochas plutônicas granitóides com idades do paleoproterozóico, filiação calcio-alcalina e intrusivas nos terrenos TTG e nas associações vulcanossedimentares (Cunha *et al* 1994a, Barbosa 1996 Bastos Leal *et al* 1998)

Os trabalhos de mapeamento geológico e petro-estruturais realizados no BG (e.g., Marinho *et al* 1980, Moraes *et al* 1980, Lima *et al* 1981, Sabaté *et al* 1988, Loureiro 1991, Marinho 1991, Cunha *et al* 1994a) caracterizaram as principais feições metamórficas e estruturais do BG, promovendo a sua delimitação geológica. O limite leste do BG é definido por falhamentos de empurrão, resultantes de tectônica

tangencial que transportou os terrenos granulíticos do BJ sobre as rochas do greenstone belt de Contendas-Mirante (Figura III 3). Tal situação resultou da colisão continente-continente "Jequié/Gavião" desenvolvida entre 1,9 e 2,1 Ga durante o ciclo Transamazônico (Marinho *et al* 1979, Sabaté *et al* 1990, Marinho *et al* 1992, Cunha *et al* 1994a). A porção norte do BG é parcialmente recoberta pelas coberturas cratônicas do Meso e Neoproterozóico, representadas pelo Grupo Paraguaçu, Chapada Diamantina e Bambuí (Dominguez 1993, Dominguez 1996, Pedreira 1997).

As relações de contato do BG com o Complexo ígneo-metamórfico Lagoa Real e com o Bloco do Paramirim, na porção noroeste da área estudada (Figura III 3) ainda não são completamente conhecidas. Entretanto, informações disponíveis na literatura (Cunha *et al* 1994a, Sabaté 1996) apontam a ocorrência de sistemas de cisalhamentos tangenciais, como marcadores estruturais entre estes domínios crustais. Estas zonas de cisalhamentos são representadas por lineamentos de misturas tectônicas de diferentes unidades litológicas com desenvolvimento de milonitos e favorecendo o soergimento de lascas de terrenos reequilibrados no fácies granulito (Cunha *et al* 1994a). De outra parte, o limite oeste do BG é marcado pelo sistema de cavalgamento dos terrenos graníticos-gnáissicos-migmatíticos arqueanos sobre os sedimentos Mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço (Figura III 3).

Os sistemas de cisalhamentos que colocam em justaposição os terrenos do BG com aqueles do Complexo ígneo-metamórfico Lagoa Real e as unidades do Supergrupo Espinhaço têm sido vinculados ao ciclo Brasileiro (Cunha *et al* 1994a, Sabaté 1996). Deformações por zonas de cisalhamentos brasileiras também são registradas na região de Cristalândia, onde zonas de cisalhamentos sinistrais afetam tanto o granito de Jussipe como as rochas mesoproterozóicas do Grupo Chapada Diamantina (Figura III 3) (Cunha *et al* 1994a, Sabaté 1996).

O limite sul do BG é definido por falhamentos de empurrão que colocam em justaposição as rochas da faixa de dobramentos Araçuai-Piripá com os terrenos

gnáissicos-migmatíticos arqueanos do BG. Destaca-se adicionalmente, que a faixa de dobramentos Araçuaí-Piripá teve sua evolução no Neoproterozóico durante do ciclo Brasileiro (Fuck *et al.* 1993; Rocha & Fuck 1996).

III.3.2. Acervo geocronológico regional

Na tabela-III.1 são listados os principais dados radiométricos disponíveis na literatura, produzidos nos últimos 20 anos para a região sudoeste do estado da Bahia. Na figura-III.3 está representada a distribuição dos resultados geocronológicos nas diversas unidades litoestratigráficas desta região disponíveis na literatura.

A avaliação dos dados geocronológicos revela que a formação da crosta primitiva do BG se inicia no Paleoarqueano com o desenvolvimento de núcleos granitóides através de episódios sucessivos de plutonismo TTG e granitos, com idades variando entre 3,25 e 3,40 Ga. Este plutonismo está exemplificado pelos maciços de Sete Voltas, Boa Vista/Mata Verde, Bernarda, Aracatu, entre outros (Martin *et al.* 1991; Nutman & Cordani 1993; Santos-Pinto *et al.* 1995; Bastos Leal *et al.* 1996). De outra parte, as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ (-0,1 a -6,5) referenciadas na literatura para este magmatismo precoce, indicam a participação de um componente continental ainda mais primitivo na gênese destas rochas. Estes protólitos ainda não estão claramente identificados e possuem idades variando entre 3,2-3,7 Ga, segundo dados Sm/Nd (Tabela III.1) (Martin *et al.* 1991; Santos-Pinto 1996; Sato 1998).

	Unidades Geológicas	U/Pb, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircão (Ma)	Rb/Sr em rocha total (RT) e minerais (m) (Ga)	Pb/Pb em rocha total	Sm/Nd idades modelo T_{DM} (Ga)	K/Ar (idades em minerais) (Ga)	Referências
Rochas Intrusivas do Bloco do Gavião	Granitóides Sete Voltas	3403 $\pm$ 1, 3243 $\pm$ 5, 3158 $\pm$ 2	3,4 3,2, 3,1 (RT)	3,2	3,7-3,5	1,9-1,8	2,5,8,11
	Gnaisses Boa Vista/Mata Verde	3353 $\pm$ 5	3,3 (RT)	3,4	3,5-3,2	0,9-0,4	2,4,5,7,11
	Tonalitos de Bernarda	3330 $\pm$ 7	2,7 (RT)		3,3		2,18
	Granitóides de Mariana e Aracatu	3250 $\pm$ 4	0,5 (RT)		3,6-3,5	0,6-0,5	16
	Gnaisses de Piripá	3200 $\pm$ 5	2,7 e 2,0 (RT) 0,6 (m)		3,5-2,9	0,6	5,19,20
	Granitóides Lagoa do Morro/Anagé	3184 $\pm$ 6	3,2 e 2,8 (RT)	2,8	3,6-3,3	0,6-0,5	1,5,8
	Granitos calcioalcalino Serra do Eixo	3158 $\pm$ 5	0,5 (m)		3,3		18
	Granito Serra dos Pombos		2,8	2,8			7,11
	Rochas gnáissicas e migmatíticas	3200 $\pm$ 11	2,7 e 1,9-1,8 (RT)		3,4-3,1	0,6-0,5	5,17,20
	Granitos subalcalinos de Pé de Serra		2,55 (RT)	2,6	3,2-3,1	2,0-1,8	2,7
	Granitos alcalinos Serra do Eixo	2500-2600			3,3		17
	Sill do rio Jacaré		1,9 (RT)	2,5	3,5-3,3		8,7
	Granitos alcalinos de Pé de Serra		1,2 (RT)	2,3	3,1		7
	Granito Umburanas	2049 $\pm$ 5			3,3		19
	Granito Serra da Franga	2038 $\pm$ 4					19
	Granito Mariana	1944 $\pm$ 7			3,5		18
	Granito Aracatu	2149 $\pm$ 15			3,8		18
	Granito Gamelaia		1,95 (RT)		2,7-2,8		8,7
	Granito Riacho Pedras		1,9 (RT)		3,2		8,7
	Granito Lagoa Grande/Lagonha		2,0 (RT)		2,7-2,9		8,7
Contendas	Unidade Superior	2150-1900					7,12
Mirante	Unidade Média		2,2 e 1,2 (RT)	2,5	3,4-3,2		2,7
	Unidade Inferior		2,5 e 2,1 (RT)		3,3-3,0	2,0-1,5	2,7
Umburanas	Unidade Média		2,2 (RT)			1,0-0,5	2
Bloco Jequié	Rochas Metamórficas no fácies granulito	2689 $\pm$ 1, 2634 $\pm$ 7, 2631 $\pm$ 18 e 2092 $\pm$ 13	2,9-2,7 e 2,1 (RT)	2,7 e 2,0	3,2-2,9	2,8-0,7	1,4,5,8,7, 10,18,19
Bloco Correntina Guanambi	Rochas gnáissicas		2,7 e 3,0 (RT)		3,1	1,6 e 0,8-0,5	5,20
	Rochas Intrusivas	2002 $\pm$ 32	1,8-2,1 (RT)		3,1	1,9-1,5	5,18
	Rochas Supracrustais				2,3-3,2	0,6-0,5	8,20
Complexo Lagoa Real	Rochas gnáissicas		2,7 (RT)				3,9,12
	Granito São Timóteo	1746 $\pm$ 5	1,7 (RT)	1,7	2,7-2,9	0,6	3,8,13, 20
	Aplitos	1746 $\pm$ 15, 961 $\pm$ 22	1,5 (RT)				3,9,13

Tabela III.1 Principais dados geocronológicos para as rochas do Bloco do Gavião e unidades vizinhas: 1- Cordani & Iyer (1979); 2- Cordani et al. (1985); 3- Turpin et al. (1988); 4- Wilson et al. (1988); 5- Mascarenha & Garcia (1989); 6- Sabate et al. (1990); 7- Marinho (1991); 8- Martin et al. (1991); 9- Cordani et al. (1992); 10- Ledru et al. (1993); 11- Nutman & Cordani (1993); 12- Nutman et al. (1993); 13- Pimentel et al. (1994); 14- Rosa et al. (1996); 15- Barbosa & Dominguez (1996); 16- Santos-Pinto (1996); 17- Bastos-Leal et al. (1997); 18- Cordani et al. (1997); 19- Barbosa (1997); 20- Sato (1998).

Um segundo evento plutônico se faz presente no BG, com idades variando entre 3,15 e 3,20 Ga, representado notadamente por rochas de composição granítica e granodioríticas (ex: granodiorito Sete Voltas e granito Serra do Eixo). Estas rochas apresentam idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variando entre 3,1 e 3,6 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ (-2,0 e -8,5), indicando a ocorrência de processos de reciclagem continental arqueanos no BG (Santos-Pinto 1996; Bastos Leal *et al.* 1997; Barbosa 1997).

Uma recorrência plutônica com composição granítica e granodiorítica ocorreu no Mesoarqueano no BG, tendo como representantes os maciços de Serra dos Pombos e Malhada de Pedras. Estes maciços granitóides apresentam idades de cristalização (Rb/Sr e Pb/Pb rocha total) em torno de 2,8 Ga e são produtos da reciclagem continental dos terrenos TTG formados durante o Paleoarqueano (Marinho *et al.* 1993; Bastos Leal *et al.* 1997). A formação dos granitóides de Malhada de Pedras e Serra dos Pombos revela contemporaneidade com a intrusão das rochas cálcio-alcálicas de composição enderbítica-charnoquítica no Bloco Jequié, cujas idades (Pb/Pb e Rb/Sr) variam entre 2,90 e 2,70 Ga (Barbosa 1997). A formação destas rochas cálcio-alcálicas no Bloco Jequié, tem sido vinculada à mecanismo de subducção de crosta oceânica para oeste sob o BJ (Barbosa 1997).

O conjunto de dados geocronológicos Rb/Sr disponíveis para as rochas gnáissicas do BG revela idades em torno de 2,7 Ga. Estas idades têm sido vinculadas à atuação de fenômenos tectono-metamórficos a nível regional associados ao ciclo geotectônico Jequié (Brito Neves *et al.* 1980; Cordani *et al.* 1985; Mascarenhas & Garcia 1989). Os dados são comparáveis ao conjunto de dados geocronológicos Rb/Sr, obtidos em rochas do Bloco Jequié e no Bloco Guanambi-Correntina (BGC) (Barbosa & Dominguez 1996). No Bloco Jequié estas idades representam o pico do metamorfismo granulítico, enquanto que para o BGC são vinculadas a metamorfismo no fácies anfibolito (Barbosa *et al.* 1982; Barbosa 1990; Barbosa 1996b) (Figura III.3).

Por outro lado, o padrão isotópico Rb/Sr obtido em migmatitos no BG aponta principalmente idades entre 1,8-1,9 Ga, sugestivas da atuação de fenômenos de rehomogeneização isotópica associados ao ciclo Transamazônico. Recentemente Barbosa (1996b, 1997), registrou na região do BJ, a superposição de eventos tectono-metamórficos com clímax há cerca de 2,1-2,0 Ga atrás. Adicionalmente, as idades modelo Sm/Nd obtidas nas rochas de alto grau do BJ apresentam valores variando entre 3,2 e 2,9 Ga (Wilson *et al.* 1988, Barbosa 1997). Também estão presentes no BJ rochas máficas com quimismo de basaltos de fundo oceânico com idade modelo Sm/Nd de 3,2 Ga. Estas rochas são semelhantes e provavelmente contemporâneas as rochas básicas dos greenstone belts de Umburanas e Contendas-Mirante (Barbosa 1997).

As idades aparentes K/Ar obtidas em rochas da infraestrutura do BG apresentam valores variando entre 1,8 e 1,0 Ga (anfíbólio), sugerindo uma evolução tectonotermal pretérita de idade mínima do Paleoproterozóico. Por outro lado, idades obtidas em micas (biotita) revelam idades variando entre 0,75 e 0,45 Ga, refletindo um reaquecimento regional, relacionado ao ciclo Brasileiro. Este reaquecimento regional está vinculado especialmente a evolução do corredor de Paramirim e a faixa de dobramento Araçuaí-Piripá (Cordani *et al.* 1985, Mascarenhas & Garcia 1989, Teixeira & Canzian 1994, Bastos Leal *et al.* 1998).

Os greenstone belts de Contendas-Mirante e Umburanas (Figura III.3) possuem registro geocronológico para o vulcanismo intermediário e felsico calcio-alcalino da unidade média de cerca de 2,75 e 2,5 Ga, respectivamente (Marinho 1991, Cunha *et al.* 1996, Bastos Leal *et al.* 1997).

Especificamente no caso do greenstone belt de Contendas-Mirante, as rochas vulcânicas máficas da unidade inferior apresentam idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variando entre 3,0-3,3 Ga, revelando assinatura geoquímica típica de toleitos continentais, com algumas amostras apresentando ambiente oceânico tipo MORB

(Marinho 1991). Por outro lado, as rochas vulcânicas félsicas cálcio-alcálicas da unidade média possuem assinatura geoquímica similar a vulcanitos cálcio-alcálicos de margens continentais ativas e idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variando entre 2.9 e 3.4 Ga (Cordani *et al.* 1985, Marinho 1991). Já a unidade superior de natureza sedimentar foi depositada entre 1.90 e 2.15 Ga atrás de acordo com as idades U/Pb (Shrimp) obtidas em zircões detriticos (Nutman *et al.* 1993) (Tabela III.1). Em adição o conjunto de idades Rb/Sr e K/Ar obtidas para esta sequência vulcanossedimentar varia entre 2.0 e 1.0 Ga, atestando o caráter policíclico de sua evolução tectono/metamórfica (Cordani *et al.* 1985, Bastos Leal *et al.* 1997).

Com respeito ao greenstone belt de Umburanas, há um único registro geocronológico na literatura referente a idade isocrônica Rb/Sr em torno de 2.2 Ga para as metavulcânicas félsicas da unidade média (Tabela III.1). Esta idade foi interpretada como representante da época do principal evento tectono-metamórfico que afetou esta sequência durante o ciclo Transamazônico (Cordani *et al.* 1985). No presente trabalho, serão apresentados e discutidos resultados geocronológicos adicionais em rochas deste greenstone belt [(Rb/Sr, Sm/Nd, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e U/Pb (Shrimp em zircão)].

Finalmente, a granitogênese paleoproterozóica no BG é representada por corpos de composições e naturezas diversas (Sabaté *et al.* 1990, Bastos Leal & Teixeira 1994, Fróes *et al.* 1994, Santos-Pinto *et al.* 1994). Este plutonismo ocorre cortando tanto os greenstone belts como os terrenos gnáissicos-migmatíticos arqueanos (Figura-III.3). Estes granitóides apresentam colorações diversas, granulações variando de grossa a fina, geralmente com texturas porfíricas, deformação variável e composições desde tonalitos até álcali-granitos. Por vezes estes maciços estão totalmente lineados e/ou foliados, especialmente nas regiões onde são atravessados por corredores de cisalhamento regionais.

Os dados geocronológicos [Rb/Sr e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão)] e isotópicos Sr-Nd, disponíveis para esta granitogênese do BG, revelam idades de cristalização variando entre 1.85 e 2.05 Ga atrás, com valores de razão inicial [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i= 0.711-0.760] e [(ϵ_{Nd})= -6,9 a -15,6]. Tais dados indicam que estes granitos são produtos de reciclagem da crosta continental arqueana durante a evolução do ciclo Transamazônico, conforme apontado pelas idades modelo Sm/Nd [(T_{DM})= 2,6-3,6 Ga] (Sabaté *et al.* 1990; Bastos Leal & Teixeira 1994; Santos-Pinto *et al.* 1995; Cunha *et al.* 1996).

CAPÍTULO IV

PLUTONISMO TONALÍTICO-TRONDHJEMÍTICO E GRANODIORÍTICO ARQUEANO NO BLOCO DO GAVIÃO

IV.1. INTRODUÇÃO

A definição da idade de formação, natureza petrogenética e história tectono-metamórfica da crosta arqueana, é um tema de grande importância para o entendimento da evolução da crosta continental primitiva (e.g. Windley 1984, Condie 1993, Martin 1994, Nutman *et al.* 1996, Kroner *et al.* 1996). O plutonismo continental arqueano é representado predominantemente por rochas gnáissicas da suite TTG (tonalito, trondhjemito e granodiorito) e granitos de alto potássio (e.g. Windley 1984, Condie 1993). A origem e evolução destas rochas granitóides tem sido intensamente debatida na literatura, tendo os modelos que sugerem a formação dos TTGs arqueanos se deu a partir de processos de subducção de crosta máfica-ultramáfica (e.g. Barker & Arth 1976, Condie 1993, Martin 1994) se contrapondo com aqueles que admitem que estes terrenos derivaram-se da mistura de materiais crustais antigos e adições mantélicas (e.g. Kroner & Tegtmeyer 1994, Bowring & Housh 1995). Por outro lado, a formação dos granitos potássicos arqueanos tem sido relacionada à fusão parcial de protólitos crustais (e.g. Stern *et al.* 1994, Sylvester 1994).

Particularmente no BG, inexitem estudos geoquímicos detalhados prévios enfocando os terrenos gnáissicos-migmatíticos arqueanos da região de Brumado, enquanto que as investigações geocronológicas existentes, até o presente se restringem a datações isotópicas pelos métodos Rb/Sr (em rocha total) e K/Ar (em minerais) (e.g. Brito Neves *et al.* 1980, Cordani *et al.* 1985,). Conforme ilustrado

anteriormente (Capítulo-III), as idades obtidas pelo método Rb/Sr no BG apresentam valores variando entre o Mesoarqueano e o Paleoproterozóico, sinalizando a existência de eventos de acreção, deformação e metamorfismo regional. Ressalta-se que a grande maioria dos diagramas isotópicos Rb/Sr inclui amostras de vários afloramentos e, em alguns casos, de diferentes unidades litoestratigráficas. De outra parte, os dados K/Ar em minerais revelam idades do Meso e Neoproterozóico, confirmando o caráter policíclico da evolução crustal.

Estudos mais recentes (e.g. Marinho 1991; Marinho *et al.* 1992; Santos-Pinto *et al.* 1994; Cunha & Fróes 1994; Santos-Pinto *et al.* 1995; Santos-Pinto 1996; Cordani *et al.* 1997; Martin *et al.* 1997; Sato 1998), têm produzido importantes informações nos campos da geocronologia, geoquímica isotópica e petroquímica para várias unidades litoestratigráficas arqueanas do BG (e.g. Contendas-Mirante, Aracatu, Sete Voltas, Piripá, etc.). Estas informações serão, sempre que necessário, utilizadas em comparações com os dados petroquímicos e geocronológicos ora apresentados.

Neste capítulo serão apresentadas novas informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas [Rb/Sr, Sm/Nd (rocha total) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão)], obtidas para os terrenos TTG e graníticos arqueanos do BG. A localização das amostras estudadas neste trabalho acha-se apresentada no Anexo-I.

IV.2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DOS TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS

IV.2.1. Rochas Gnáissicas-Migmatíticas

Os terrenos gnáissicos-migmatíticos do BG (Figura IV 1) são compostos predominantemente por gnaisses plutônicos da suíte TTG, com graus variáveis de migmatização, representantes de associações de rochas tonalíticas trondhjemiticas granodioríticas e graníticas

Estas rochas apresentam coloração variando de cinza a rosada metamorfasadas no fácies anfibolito ocorrendo localmente rochas re-equilibradas no fácies granulito. São registrados ainda efeitos de retro-metamorfismo para o fácies xisto-verde especialmente nas regiões onde estes terrenos gnaissicos-migmatíticos são atravessados por zonas de cisalhamento regionais. A característica ígnea-plutônica destes terrenos é evidenciada, principalmente, pela presença de porfiros de feldspato preservados, embora geralmente deformados e recristalizados, bem como por texturas ígneas reliquias. Estão presentes também embora de forma subordinada, seqüências de paragneisses migmatizados. No entanto estas unidades não foram objeto de investigação neste trabalho.

A natureza dos fenômenos de migmatização associados as deformações presentes nestes terrenos revela padrões variáveis na área pesquisada ocorrendo porções totalmente ou parcialmente preservadas da migmatização ate áreas exibindo efeitos de anatexia total. Os termos preservados do efeito da migmatização apresentam composições que variam de tonalítica-trondhjemitica formada por plagioclásio (30-63%), representado por oligoclásio e andesina em cristais tabulares deformados e saussuritizados, quartzo (20-35%), microclinio (2-25%), biotita (4-9%), muscovita (1-10%) (Fotografia IV 1). Ocorrem como minerais acessórios mais

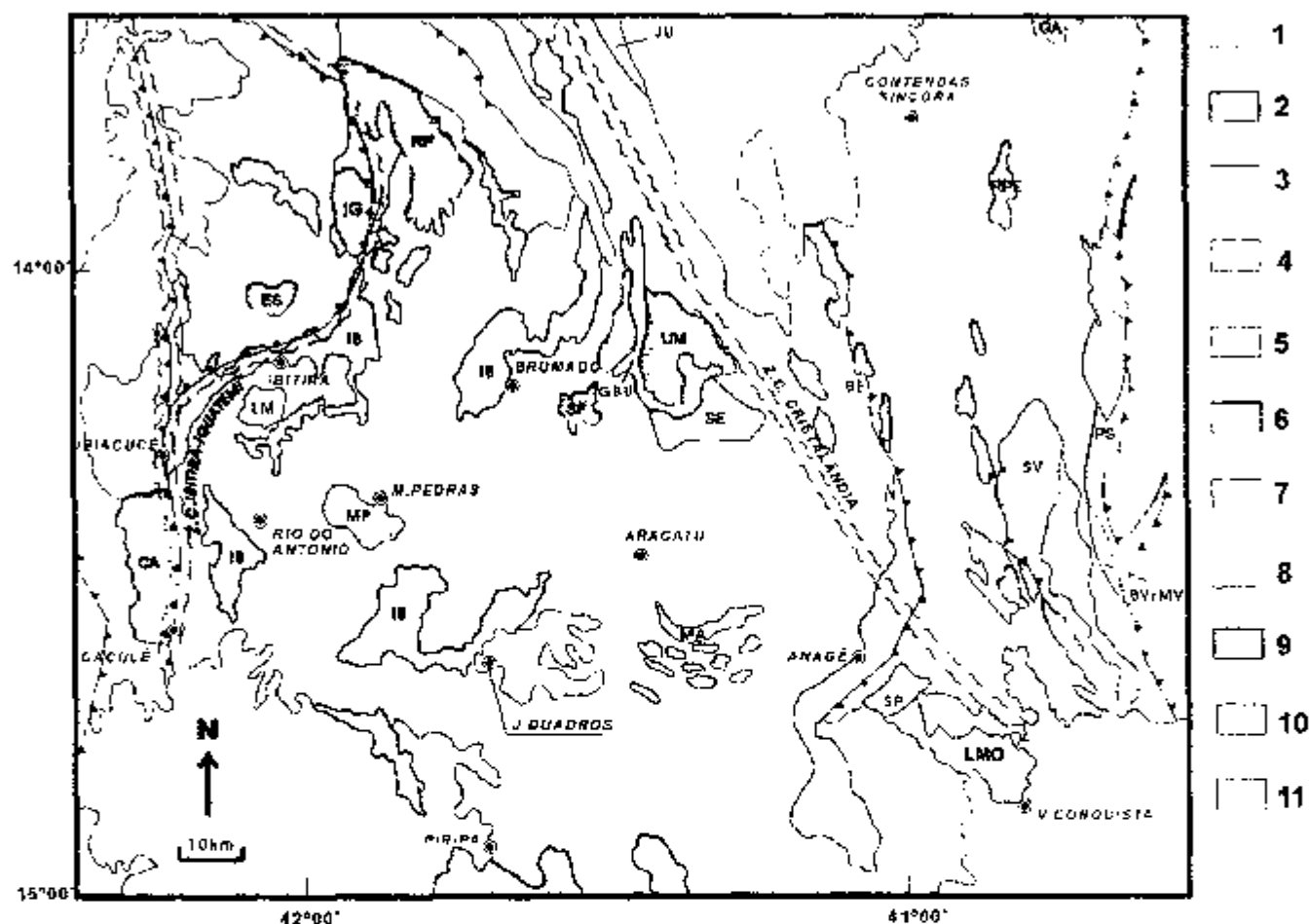


Figura IV.1- Esboço geológico do BG na região de Brumado (Adaptado de Barbosa & Dominguez 1996). 1- Coberturas fanerozoicas; Neoproterozóico: 2- Faixa de dobramento Araçuaí-Piripá, 3- Supergrupo São Francisco (Grupo Una), Mesoproterozóico: Supergrupo Espinhaço, 4- Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, 5- Complexo Igneo-metamórfico Lagoa Real, Paleoproterozóico: 6- Granitóides (granitos, granodioritos e monzogranitos), CA= Caculé, ES= Espírito Santo, IG= Igualémi, RP= Rio do Paulo, SF= Serra da Franga, UM= Umburanas, GA= Gamaleira, PS= Pé da Serra, RPE= Riacho de Pedras, LG/Lg= Lagoa Grande / Lagoinha; Arqueano: 7- Rochas charnockíticas e Enderbíticas do Bloco de Jequié, 8- Greenstone belt de Contendas-Mirante, 9- Sequências greenstone belt do Bloco do Gavião (GBU= Greenstone belt de Umburanas, IB= Complexo Itabira-Brumado), 10- Granitóides (tonalitos, granitos e granodioritos), (LM= Lagoa da Macambira, MP= Malhada de Pedras, SE= Serra do Eixo, MA= Mariana, BE= Bernarda, SV= Sete Voltas, SP= Serra dos Pombos, LMO= Lagoa do Morro, BV/MV= Boa Vista/ Mata Verde, JU= Jussiapé), 11- Terrenos gnáissicos-migmatíticos da suite TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos) com a presença subordinada de rochas paragneissas. Z.C = Zonas de cisalhamentos. — Falhas de empurrão.



Fotografia IV.1. Feição geológica de campo dos terrenos gnaissicos migmatíticos e TTG preservados da migmatização potássica

frequentemente aparece titanita, epidoto, sericita e zircão. Estes preservam-se bem, embora com composições granítica-granodiorítica. Formadas essencialmente de plagioclásio (30-37%), K-feldspato (20-30%), quartzo (25-35%), biotita (2-7%), anfibol (1-2%). Apenas epidoto, zircão e opacos são os minerais acessórios. Essas rochas de composições mais potássicas estão associadas às porções mais migmatizadas e migmatizadas dos terrenos gnaissicos-migmatíticos do BT (Figura 4.1.2).

As estruturas migmáticas mais frequentes associadas e presentes em migmatizadas são eclogíticas, retilias e schistosas. Estas migmatites são delimitadas por arranjos variados de mobilizantes (quartzofenitos), predominantemente retilias e duas gerações de anfibol - mais antigas e retilias e mais modernas mais eclogicas - com composições variando de anfibol a clinopiroxênio.

trondhjêmica são compostos essencialmente por plagioclásio (62-75%), quartzo (17-25%) e biotita (1-15%), enquanto que a mais jovem é representada por migmatitos potássicos, formados essencialmente por feldspato alcalino e quartzo.



Fotografia IV.2. Feição geológica de campo dos terrenos gnáissicos-migmatíticos em zona de migmatização potássica.

É comum nos terrenos gnáissicos-migmatíticos do BG a presença de enclaves metamórficos, os quais aparentemente são fruto do rompimento de diques mais ou menos durante a deformação. São registrados também, enclaves de rochas gnáissicas de composição poralítica-trondhjêmica, os quais são os possíveis representantes de uma arquitetura mais primitiva do BG. Ocorrem ainda corpos graníticos restritos, geralmente com um bandamento gnáissico, diques graníticos e pegmatíticos além de fragmentos e porções remanescentes de rochas supracrustais.

Em termos estruturais as rochas gnáissicas-migmatíticas apresentam um plano principal, sendo reconhecidas regionalmente três fases de deformação e

e em os de deslhamentos superapressos. Além disso, a área do rio apresenta um ambiente que produz o bandamento granítico e o porfirítico e a alteração (Lopes et al., 1987; Cunha & Fries, 1994).

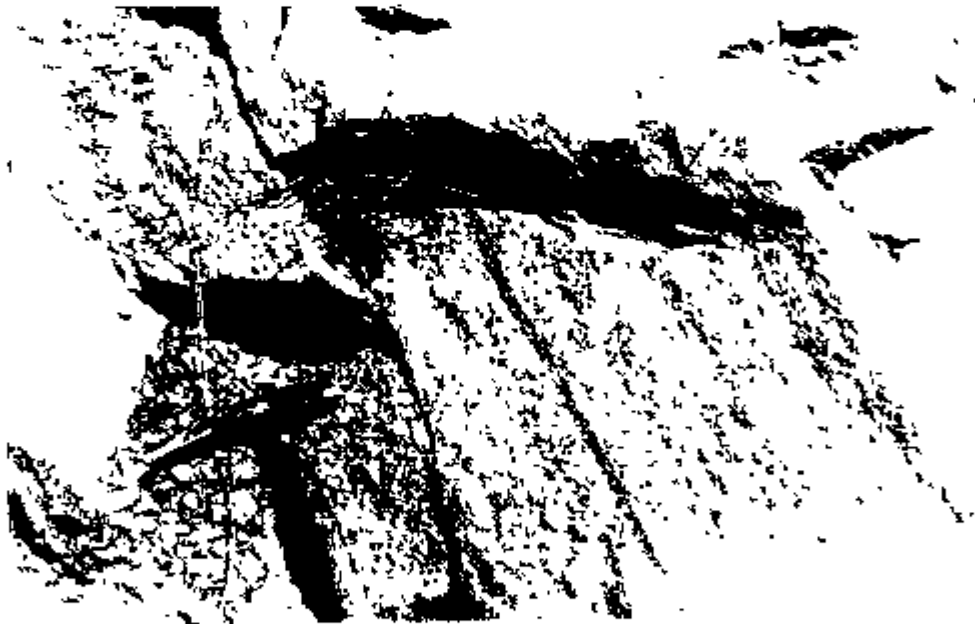
17.2.1. Rochas Graníticas

O granito da Lagoa da Macambira está situado a sul na cidade de Curitiba (Figura 17/1). Este corpo apresenta forma ligeiramente ovalada, estendendo-se na direção noroeste-sudeste com cinza-clara, granulação fina e está levemente foliado (Enock et al., 1997). Enclaves presentes dos terrenos gnáissicos migmatíticos parcialmente dissolvidos, são indicadores do envolvimento de material crustal na gênese do granito. Sua mineralogia é formada por plagioclásio (~55%), quartzo (~25%), microclínio (~1%), biotita (~1%), muscovita (~5%), epidócio (~2%), tendo apatita e zircão como principais acessórios.



Figura 17/1. Faixa geológica da Lagoa da Macambira, Paraná (Lopes et al., 1997).

O biotita granodiorito de Malhada de Pedras é representado por um corpo mais expressivo que o granito da Lagoa da Macambira, estando situado por cima do distrito de Malhada de Pedras (Figura IV 3). Esta granitóide apresenta coloração variando de cinza-clara a rósea, granulacão média a grossa, com lâminas porfíricas foliadas e, às vezes lineado, especialmente quando envolvido pelas zonas de cisalhamento regionais (Fotografia IV 4). A presença de enclaves de ortogneisses pouco migmatizados e de rochas máficas é comum. Sua mineralogia essencial é representada por plagioclásio ($\approx 61\%$), quartzo ($\approx 20\%$), biotita ($\approx 12\%$), microclina ($\approx 7\%$), tendo como minerais acessórios principais opacos, zircão e titanita. Os plagioclásios mostram aspecto prismático ripiformes, ao passo que a biotita ocorre em aglomerados de cristais.



Fotografia IV 4. Feição geológica de campo do granitóide Malhada de Pedras.

IV.3. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA

IV.3.1. Rochas gnáissicas-migmatíticas

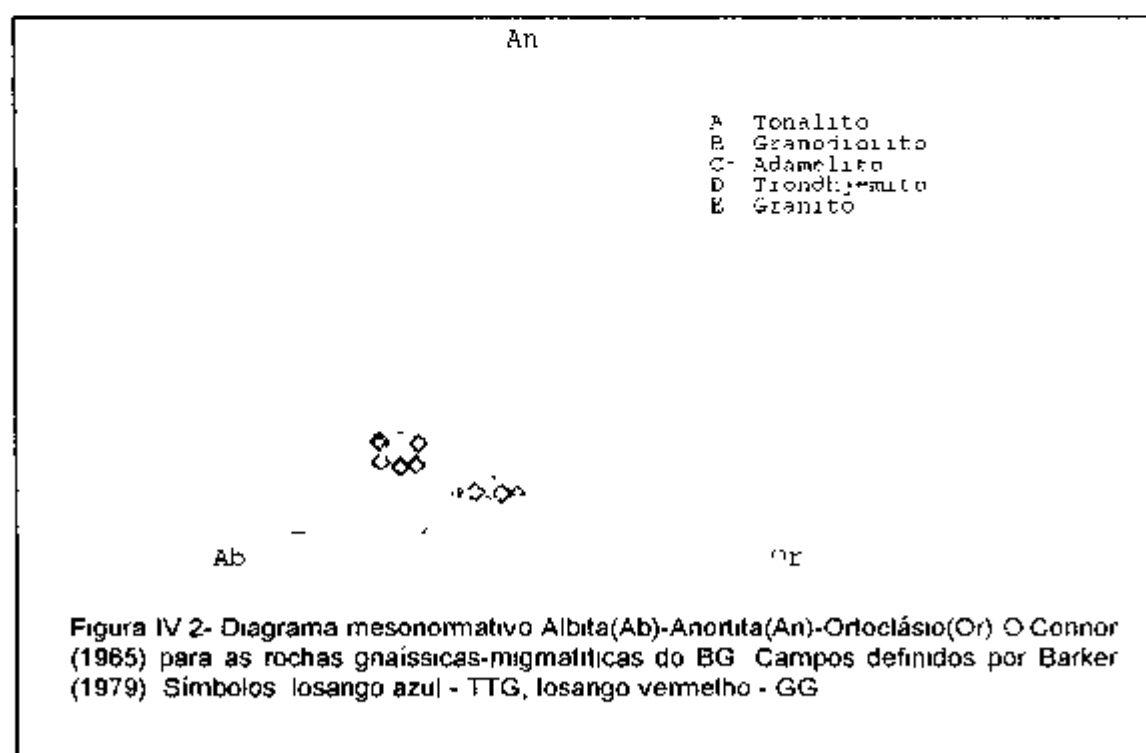
Afim de estabelecer comparações geoquímicas foram analisadas amostras coletadas em afloramentos dos ortognaisses cinzas (TTG), onde o processo de migmatização se mostrava incipiente, ou mesmo nas porções que pareciam preservadas deste processo [afloramentos BR-JC-14 (C e D) BR-JC-178 (A e B)] e afloramentos onde este processo de migmatização se mostrava claramente presente (afloramentos BR-JC-02, BR-JC-124, BR-JC-188 BR-JC-45 e BR-JC-290) (Anexo-I) No caso dos afloramentos migmatizados, foram seleccionadas amostras de porções onde os processos de migmatização mais sódicas predominavam (BR-JC-14E BR-JC-02, BR-JC-124, BR-JC-188) e de porções dominadas pela migmatização de composição mais potássica, onde o material analisado representa uma mistura de neossoma e paleossoma (afloramento BR-JC-45) Ortognaisses cinzas preservados em meio aos processos de migmatização (afloramento BR-JC-290) também foram amostrados

A partir da avaliação dos resultados químicos, em termos de elementos maiores os terrenos gnáissico-migmatíticos com composição tonalítica-trondhjemítica (análises nºs 1-8, Tabela IV 1) apresentam composições médias semelhantes àsquelas apresentadas para os terrenos tonalíticos-trondhjemíticos-granodioríticos arqueanos (TTG) de outros continentes (Condie 1981 1993, Martin 1994) Por outro lado, os terrenos com composições graníticas-granodioríticas (aqui denominados de Granito-Gráisse (GG), análises nºs 9-12), guardam semelhanças químicas com as composições químicas médias de granitóides pós-arqueanos (Condie 1983 Martin 1993)

As diferenças químicas entre os terrenos TTG e GG são significativas em termos de elementos maiores. Os primeiros apresentam menores valores e ampla

variação nos conteúdos de sílica ($68,2\% < \text{SiO}_2 < 76,8\%$) e maiores valores de alumínio (média $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,2\%$), quando comparados com o segundo ($73,2\% < \text{SiO}_2 < 78,6\%$) e alumínio (média $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,1\%$). Diferenças marcantes são similarmente apresentadas pelos menores valores das razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ além do número mg# (% catiônica) dos TTG em relação aos GG. As semelhanças entre estas rochas destes terrenos são dadas pelos baixos conteúdos de ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 5,5$) e correlação negativa de Al_2O_3 com SiO_2 (Tabela IV 1).

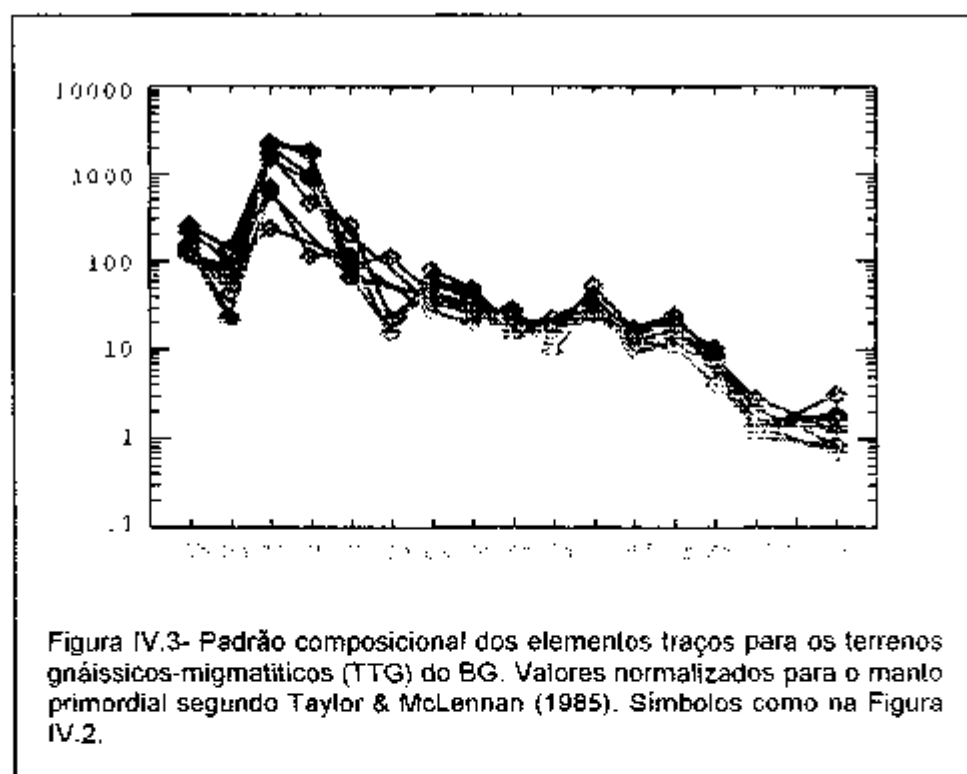
Estas diferenças químicas são também realçadas no diagrama mesonormativo Albita-Anortita-Ortoclásio (Ab-An-Or) (O'Connor 1965 - Figura IV 2), onde observa-se que a maioria das amostras dos TTG ocupa o campo dos trondhjemitos. Apenas duas amostras destes terrenos, coletadas em afloramentos com alta taxa de mobilizados félsicos (análises nº 2 e 6), estão posicionadas no campo das rochas graníticas e portanto, não são representativas da composição original dos TTG. Por outro lado as amostras referentes aos terrenos GG se situam coerentemente neste diagrama no campo dos granitos.

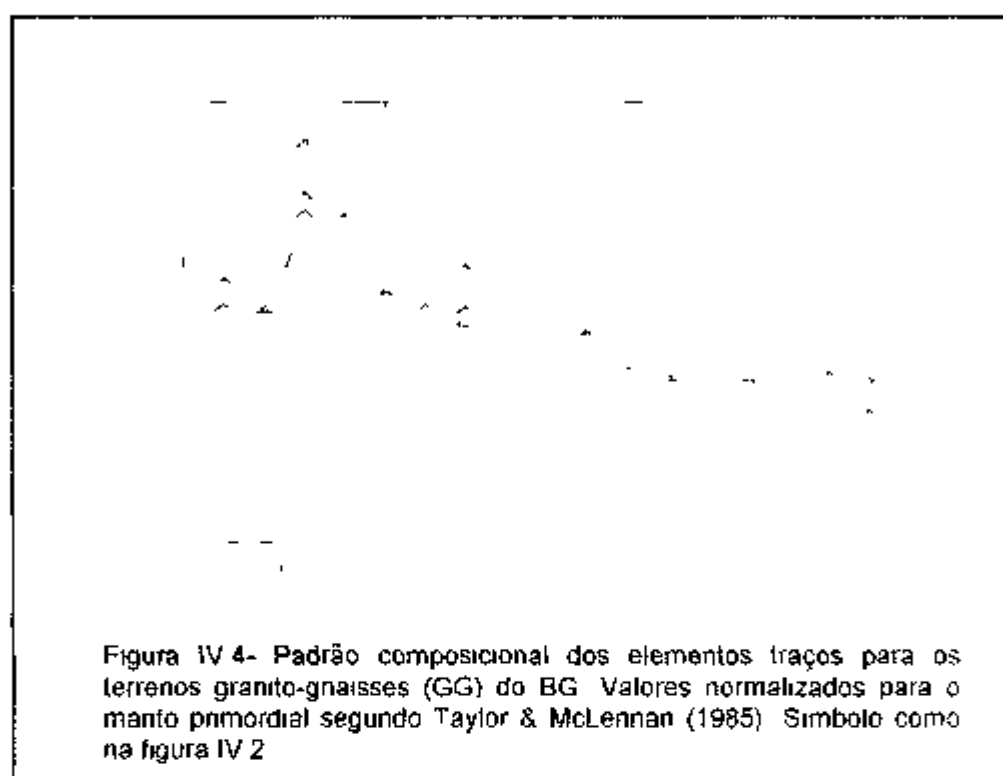


AMOSTRA	BR-JC-14D	BR-JC-14E	BR-JC-14C	BR-JC-178A	BR-JC-178B	BR-JC-02	BR-JC-124	BR-JC-188	BR-JC-45C	BR-JC-45A	BR-JC-290A	BR-JC-290J	Martin (1994)	Condie (1981)
Nº ANALISE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	TTG	TTG
ELEMENTOS MAIORES														
SiO ₂	76.79	72.88	74.31	73.06	68.21	68.91	72.11	71.98	73.19	78.61	75.86	75.60	69.79	69.4
TiO ₂	0.21	0.16	0.23	0.22	0.44	0.18	0.21	0.33	0.12	0.18	0.18	0.23	0.34	0.35
Al ₂ O ₃	13.02	15.06	14.22	14.95	16.87	16.79	15.24	15.44	14.98	10.80	13.31	13.30	15.56	15.8
Fe ₂ O ₃	1.54	1.12	1.58	1.78	3.47	1.69	1.68	2.41	0.96	2.83	1.30	1.79	3.12	2.79
MnO	0.03	0.02	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.30	0.05	0.04
MgO	0.84	0.41	0.61	0.55	1.23	0.60	0.62	0.77	0.27	0.06	0.24	0.54	1.18	1.14
CaO	1.89	1.30	1.82	2.05	2.90	1.41	2.72	2.73	1.31	0.65	1.10	1.37	3.19	3.37
Na ₂ O	4.62	1.56	4.61	4.91	5.34	4.67	4.78	5.28	5.04	3.07	3.61	3.45	4.88	4.68
K ₂ O	1.43	4.30	1.92	2.46	1.39	5.51	2.29	1.46	4.15	3.22	4.83	3.60	1.76	1.58
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.08	0.07	0.13	0.07	0.07	0.09	0.09	0.03	0.03	0.05	0.13	0.11
TOTAL	100.25	99.87	99.42	100.08	100.04	99.86	99.73	100.53	100.13	99.49	100.49	100.23	-	-
mg#	0.29	0.42	0.43	0.38	0.41	0.41	0.43	0.39	0.38	0.40	0.27	0.37	0.43	-
ELEMENTOS TRAÇOS														
Rb	140	119	79	60	86	138	65	75	73	77	175	173	55	44
Sc	?	2	4	2	7	2	4	3	2	1	2	4	-	-
Cs	1.80	1.50	1.90	0.90	2.10	1.20	0.70	1.10	1.00	0.60	1.70	1.40	-	-
Ba	536	492	217	353	120	896	419	310	648	538	513	516	690	400
Sr	118	244	262	406	463	239	509	319	133	80	110	136	454	460
Ta	3.00	<0.50	4.50	0.60	<0.50	0.90	<0.50	0.60	5.50	5.30	<0.50	1.20	0.71	-
Hf	4.50	3.10	3.50	3.20	4.60	3.90	2.60	4.30	7.90	12.60	3.90	4.20	4.5	-
Zr	180	91	121	129	201	172	86	197	290	401	126	145	152	175
Y	5	4	9	11	6	16	4	5	90	26	13	20	75	-
Th	58.90	13.00	14.60	4.30	3.80	10.80	1.50	9.10	16	31.80	15.00	18.00	6.9	7
U	4.60	1.70	3.30	0.20	<0.10	0.80	<0.10	1.50	3.40	1.80	2.70	4.40	1.6	-
ELEMENTOS TERRAS RARAS														
La	55.00	18.40	23.6	30.30	22.40	33.40	14.60	43.00	260.0	70.20	44.90	50.50	32	25
Ce	46.00	37.00	47.00	55.00	40.00	66.00	28.00	71.00	561.0	142.0	68.00	96.00	56	42
Nd	18.00	16.00	18.00	19.00	16.00	24.00	10.00	24.00	237.0	66.00	30.00	32.00	21.4	15
Sm	3.10	2.31	2.88	2.39	2.87	3.54	1.40	3.06	45.60	12.40	4.70	5.18	3.3	2.9
Eu	0.56	0.54	0.64	0.68	0.67	0.77	0.54	0.76	3.22	2.21	0.64	0.59	0.92	0.82
Tb	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	4.60	1.50	0.80	1.00	2.2	-
Yb	0.47	0.30	0.66	0.61	0.44	1.14	0.25	0.31	5.30	2.04	0.89	1.64	0.59	0.82
Lu	0.07	0.04	0.08	0.10	0.07	0.15	0.04	0.04	0.72	0.26	0.16	0.23	0.55	0.12

Tabela IV 1- Dados químicos das rochas gnáissicas-migmatíticas arqueanas do BG mg# = [Mg/(Mg+Fe')] catiônico

As diferenças químicas observadas para os dois grupos de rochas gnáissicas-migmatíticas (TTG e GG) são reforçadas quando se avalia a composição dos elementos traços. Observa-se que os TTG apresentam valores médios menores das razões Rb/Sr e Th/U e maiores de Sc/Hf, Zr e Y que os GG. Os padrões de distribuição destes elementos para os dois grupos revelam para os primeiros uma leve anomalia positiva de P e Zr e negativa de Ba, Ta e Ti (Figura IV.3). Já o segundo possui mais altos conteúdos de elementos terras raras (ETR), além de marcadas anomalias positiva de Th, Nd e Tb e acentuadas anomalias negativas de Sr e Ti (Figura IV.4). Neste caso, a anomalia de Ti pode estar vinculada a fenômenos de contaminação crustal e/ou envolvimento de materiais continentais na gênese destas rochas, ao passo que a anomalia de Sr reflete, possivelmente, fenômenos de fracionamento de plagioclásio durante a gênese destas rochas, conforme tem sido documentado na literatura (e.g. Kelemen *et al.* 1990; Martin 1994).



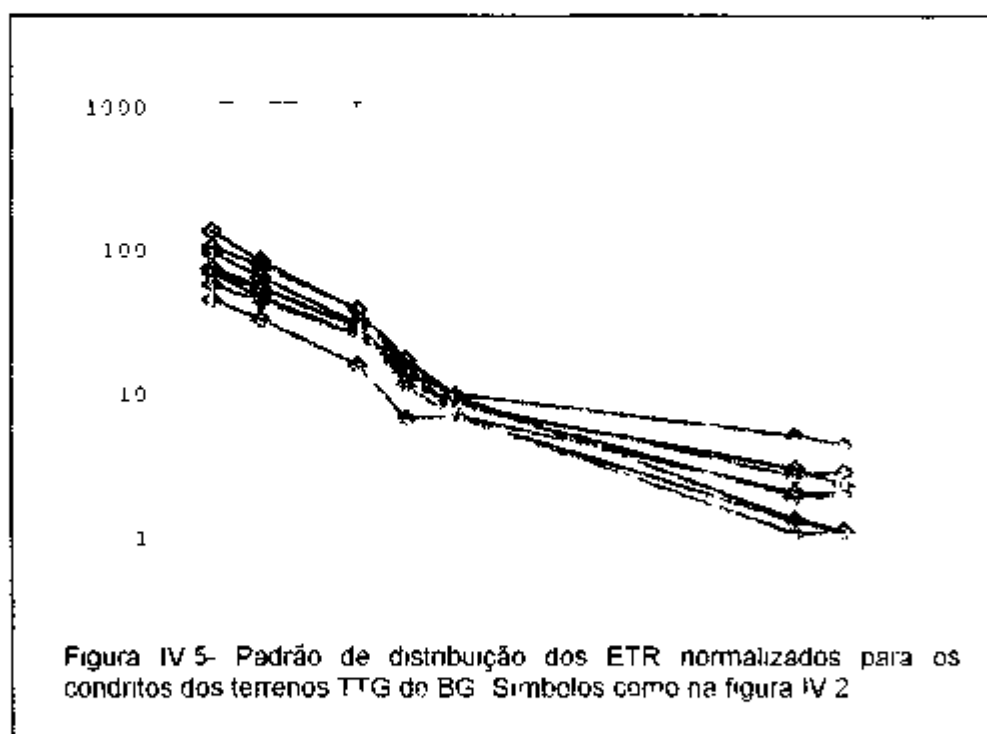


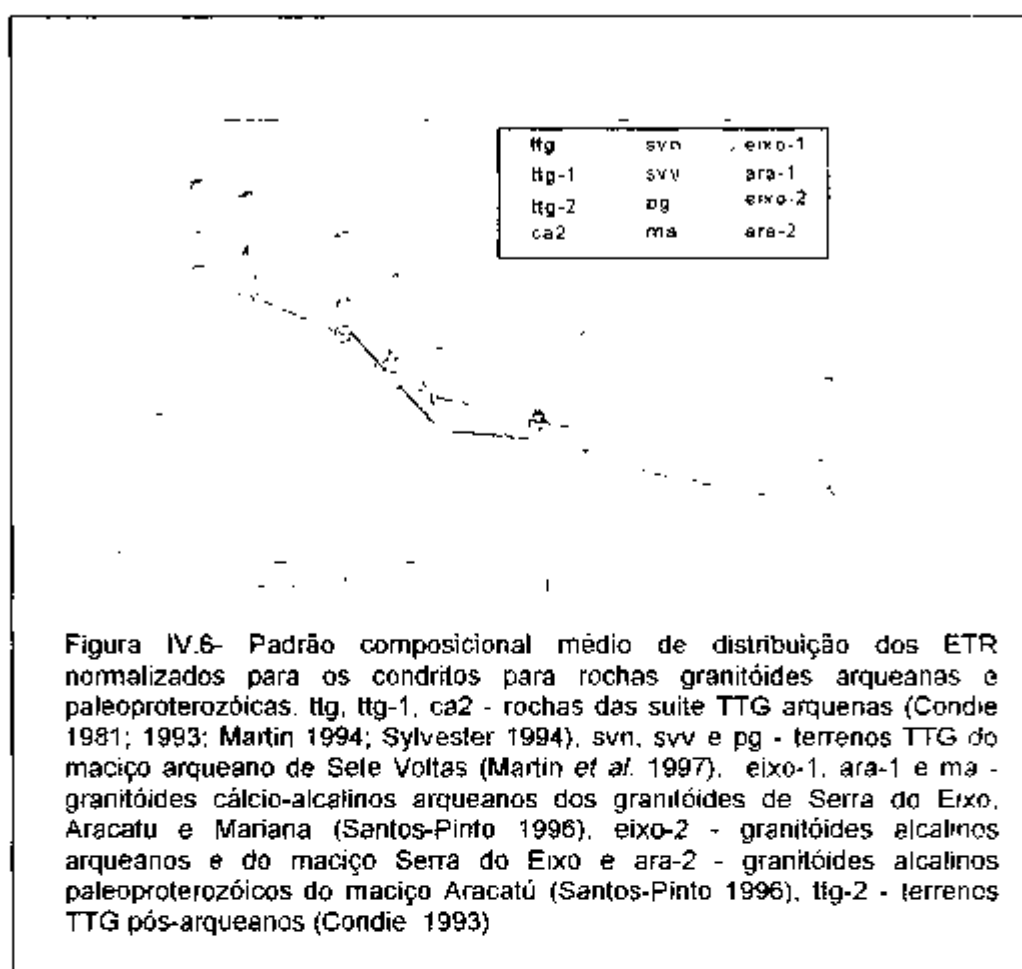
Adicionalmente, observa-se que a maioria das amostras dos TTG e as amostras dos GG apresentam altas concentrações de U e Th, diferindo portanto dos padrões normais estabelecidos para TTGs arqueanos (Tabela IV 1). Esta característica associada aos altos teores de potássio das amostras migmatizadas deve refletir enriquecimento destes elementos durante os episódios de metamorfismo e migmatização destas rochas. Fenômenos desta natureza estão registrados em rochas similares nos terrenos granito-greenstone arqueanos de Barberton (Condie 1981).

Apesar das diferenças químicas apresentadas entre os dois conjuntos de gnaisses, é notável a similaridade dos padrões globais de distribuição dos elementos traços (Figuras IV 3 e IV 4). Esta semelhança em conjunto com as observações de campo indicam que os GG são produtos de fusão parcial dos terrenos TTG. Situação

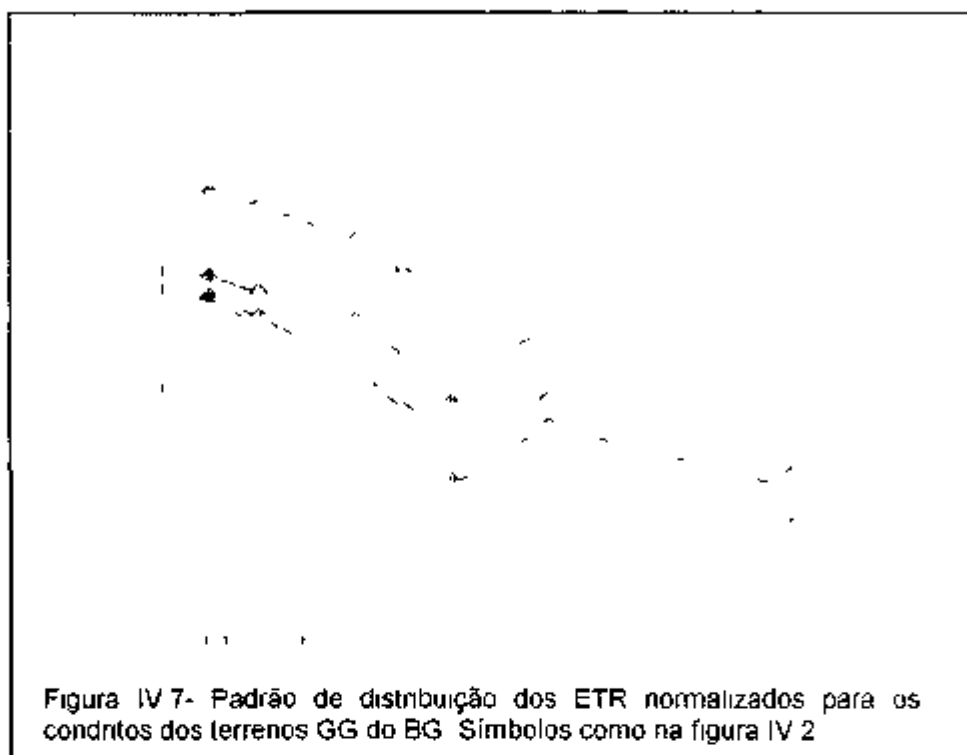
similar têm sido observada nos terrenos gnáissicos arqueanos do Complexo Belo Horizonte situado na porção Meridional do CSF (Noce 1995, Noce *et al.* 1997)

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) revela para os gnaisses TTG (Figura IV 5) um padrão típico de terrenos gnáissicos arqueanos de outros continentes (Sutcliffe *et al.* 1993, Condie 1981, 1993, Martin 1994) conforme pode ser visto no diagrama comparativo (Figura IV 6). Os terrenos TTG do BG apresentam valores de terras raras leves (ETR_L) moderadamente elevado ($La_N=83.5$) e baixos conteúdos de terras raras pesadas (ETR_P) ($Yb_N=2.5$) e razão $(La/Yb)_N=33.4$ além da ausência de anomalia negativa de Eu.





Já os GG diferem dos TTG por apresentarem conteúdos de ETR_L mais elevados ($La_N=343,2$) e moderados valores de ETR_P ($Yb_N=47,2$), além de forte anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*=0,3$) (Figura IV.7). As amostras dos GG apresentam padrão de distribuição de ETR similares àquelas apresentadas pelos terrenos tonalíticos/trondhjemiticos arqueanos de baixo Al_2O_3 e a rochas granitóides pós-Arqueanas (Barker 1979; Condie 1981, 1993; Martin 1993, Figura IV 6).



Outra comparação em termos de distribuição de elementos terras raras é feita com as rochas granitóides arqueanas presentes no BG (ex. Sete Voltas, Aracatu, Mariana e Serra do Eixo, Figura IV 6). Neste caso, nota-se a similaridade do padrão de distribuição dos ETR dos TTG estudados nesta tese com os TTG arqueanos da região de Sete Voltas e com os granitóides crustais cálcio-alcálinos arqueanos de Serra do Eixo e Aracatu (Santos-Pinto 1996, Martin *et al.* 1997). Por outro lado, o padrão de ETR dos GG se assemelha com aqueles apresentados para os ortognaisses cálcio-alcálinos arqueanos ricos em potássio do maciço de Mariana e aos granitóides alcálinos arqueanos dos maciços de Serra do Eixo e Aracatu (Santos-Pinto 1996).

Em resumo, os padrões geoquímicos, observados para os terrenos gnáissicos-migmatíticos de composição TTG do BG sugerem que suas composições totais foram, em alguns locais, substancialmente modificadas pela migmatização face aos múltiplos eventos tectonometamórficos a que estiveram submetidos estes terrenos durante a evolução crustal. Estas modificações composicionais estão demarcadas nas rochas

GG e se associam especialmente ao evento de migmatização potássica que afetou estes terrenos durante o Paleoproterozóico, como será visto no capítulo VI desta tese.

No contexto geocronológico, os terrenos TTG foram investigados pelos métodos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em 42 cristais de zircões) e Sm/Nd em rocha total. As análises $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircões por evaporação, foram obtidas a partir de afloramento fortemente migmatizado (amostra BR-JC-02), e em outro onde este fenômeno se mostrava incipiente (amostra BR-JC-178) (Tabela IV.2). Com respeito as análises isotópicas Sm/Nd, os valores de fSm/Nd (entre -0,41 e -0,62) indicam que não houve fenômenos de fracionamento da razão Sm/Nd após a formação das rochas granitóides arqueanas estudadas nesta pesquisa (Tabela IV.3).

AMOSTRA/Nº ZIRCÃO	Nº BLOCOS	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	IDADE (Ma) $\pm$ erro
BR-JC-02/9	3	0.000320 $\pm$ 0.000169	0.270965 $\pm$ 0.001981	3312 $\pm$ 14
BR-JC-02/11	5	0.000470 $\pm$ 0.000097	0.243217 $\pm$ 0.000819	3145 $\pm$ 58
BR-JC-02/14	9	0.000341 $\pm$ 0.000092	0.264690 $\pm$ 0.010711	3283 $\pm$ 3
BR-JC-02/18	7	0.000257 $\pm$ 0.000094	0.273680 $\pm$ 0.05805	3329 $\pm$ 33
BR-JC-02/19	17	0.000368 $\pm$ 0.000064	0.271471 $\pm$ 0.002723	3316 $\pm$ 16
BR-JC-02/22	11	0.000134 $\pm$ 0.000046	0.280014 $\pm$ 0.003920	3363 $\pm$ 22
BR-JC-02/26	15	0.000072 $\pm$ 0.000030	0.258687 $\pm$ 0.002415	3240 $\pm$ 15
BR-JC-02/16	31	0.000157 $\pm$ 0.000017	0.211181 $\pm$ 0.001271	2916 $\pm$ 10
BR-JC-02/28	24	0.000195 $\pm$ 0.000077	0.209844 $\pm$ 0.001637	2906 $\pm$ 13
BR-JC-178/4	12	0.000095 $\pm$ 0.000011	0.251506 $\pm$ 0.001130	3195 $\pm$ 7
BR-JC-178/5	13	0.000254 $\pm$ 0.000048	0.256370 $\pm$ 0.002595	3226 $\pm$ 17
BR-JC-178/7	5	0.000333 $\pm$ 0.000549	0.257015 $\pm$ 0.003422	3229 $\pm$ 21
BR-JC-178/8	10	0.000170 $\pm$ 0.000051	0.252490 $\pm$ 0.02285	3201 $\pm$ 14

Tabela IV.2- Dados isotópicos Pb-Pb obtidos por evaporação de monocristais de zircão das rochas gnáissicas-migmatíticas (amostra BR-JC-02 e BR-JC-178).

ROCHAS	AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	fSm/Nd	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
TTG	BR-JC-02	3.865 $\pm$ 0.002	24.255 $\pm$ 0.011	0.0969 $\pm$ 0.0001	0.510441 $\pm$ 0.000030	-0.51	3.75	-0.8	-42.9
TTG	BR-JC-178	3.698 $\pm$ 0.001	19.939 $\pm$ 0.013	0.1128 $\pm$ 0.0001	0.510762 $\pm$ 0.000030	-0.43	3.62	-3.5	-37.8
TTG	BR-JC-300	2.851 $\pm$ 0.001	18.287 $\pm$ 0.010	0.0948 $\pm$ 0.0001	0.510540 $\pm$ 0.000030	-0.52	3.26	+0.7	-40.9
LM	BR-JC-16D	3.419 $\pm$ 0.002	24.782 $\pm$ 0.013	0.0839 $\pm$ 0.0001	0.510239 $\pm$ 0.000061	-0.57	3.34	-1.5	-46.8
MP	BR-JC-11H	4.802 $\pm$ 0.002	38.737 $\pm$ 0.030	0.0754 $\pm$ 0.0001	0.510115 $\pm$ 0.000024	-0.62	3.27	+3.1	-49.2

Tabela IV.3. Dados isotópicos Sm/Nd para as rochas gnáissicas-migmatíticas da suite TTG e granitóides (LM-Lagoa da Macambira e MP-Malhada de Pedras) do BG. As razões isotópicas foram medidas com erros de 2 σ e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ calculados para a época de cristalização da rocha, usando o modelo de DePaolo (1981).

Na amostra BR-JC-02 foram identificadas duas populações de zircões. Uma composta por cristais bem formados (euhedrais), prismáticos incolores transparentes correspondendo a cerca de 70% dos cristais presentes na amostra. A outra população é representada por cristais subeuhedrais, prismáticos, castanhos claros translúcidos e compõem 30% dos cristais de zircões da amostra.

Para a primeira população, foram analisados 18 cristais embora após o tratamento estatístico dos resultados e eliminação daquelas análises com altos conteúdos de chumbo comum utilizaram-se 7 grãos na definição da idade da rocha. A idade platô média obtida a partir de 67 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é de 3300 ± 45 Ma (2σ) (Figura IV 8), representa a época de cristalização da rocha. Para a segunda população foram analisados 12 grãos dos quais apenas 02 foram usados no cálculo da idade. Neste caso, obteve-se uma idade platô média a partir de 55 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com valor de 2912 ± 10 Ma (2σ) (Figura IV 9). Este valor é interpretado, preliminarmente, como a idade da primeira fase de migmatização dos terrenos TTG do BG.

De outra parte, uma análise Sm/Nd, realizada em amostras deste mesmo afloramento (BR-JC-02) aponta para uma derivação mantélica com envolvimento de crosta continental mais antiga na gênese destes TTG, com base na idade modelo ($T_{DM}=3,45\text{Ga}$) e o valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t=3.3)} = -0.8$ (Tabela IV 3). Estes dados isotópicos são coerentes com as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}), com valores variando entre 3.46-3.31 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t=3.3)}$ (-0.6 e -1.2) obtidos em rochas gnáissicas-migmatíticas das regiões de Brumado e Aracatu (Santos-Pinto 1996, Sato 1998). Adicionalmente, este conjunto de informações sinaliza uma acreção continental juvenil contemporânea com o período de formação do magmatismo recorrente que deu origem os granitoides de Boa Vista/Mata Verde, Sete Voltas e Bemarda (entre 3.24 e 3.42 Ga) também presentes no BG (Martin *et al.* 1991, 1997, Nutman & Cordani 1993, Marinho *et al.* 1994, Santos-Pinto 1996, Santos-Pinto *et al.* 1997).

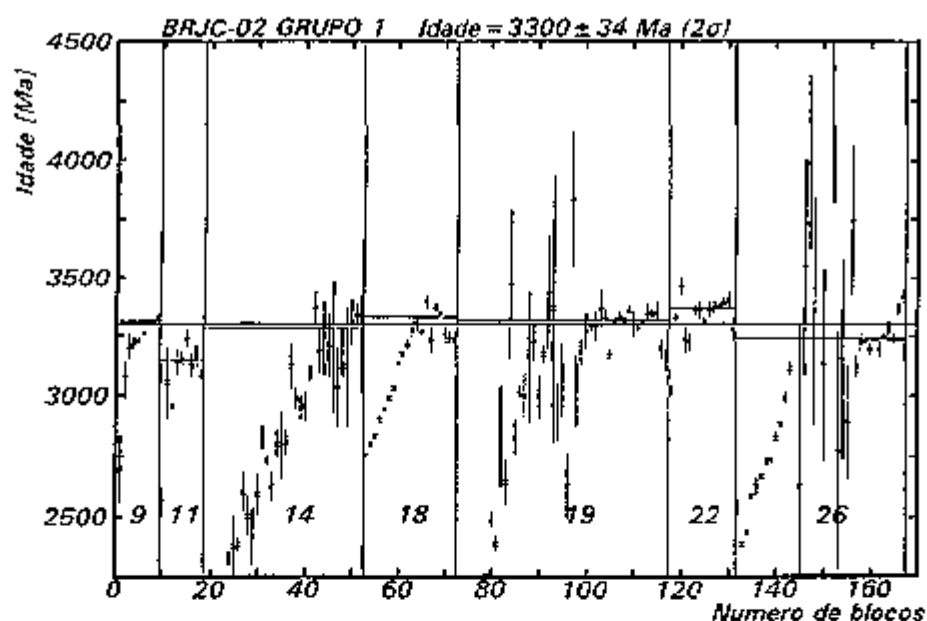


Figura IV 8 Diagrama de Idade vs Número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões dos terrenos TTG migmatizados (afloramento BR-JC-02) do BG. O "x" mostra os blocos eliminados do cálculo da idade. Os números dos zircões são indicados.

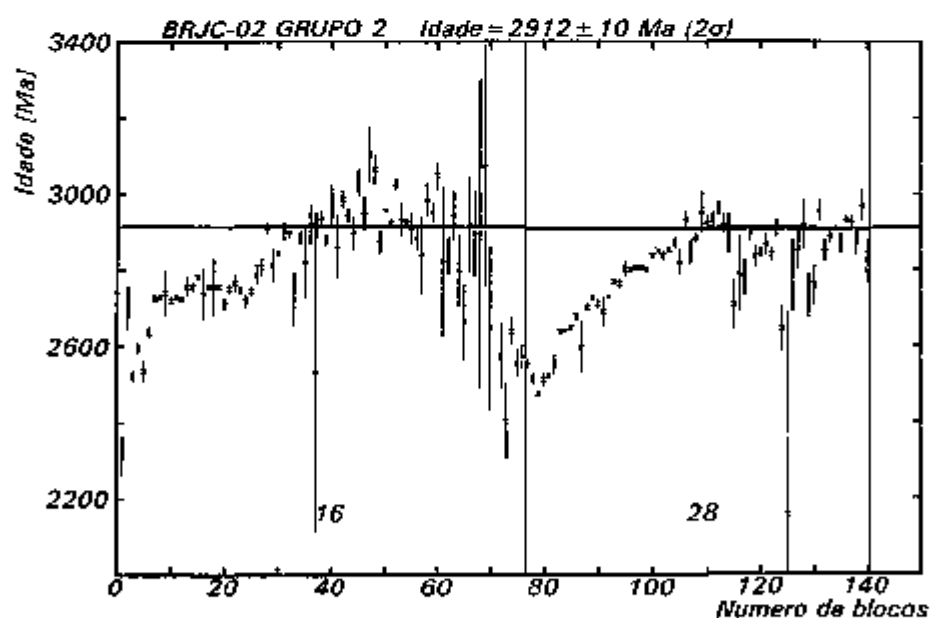
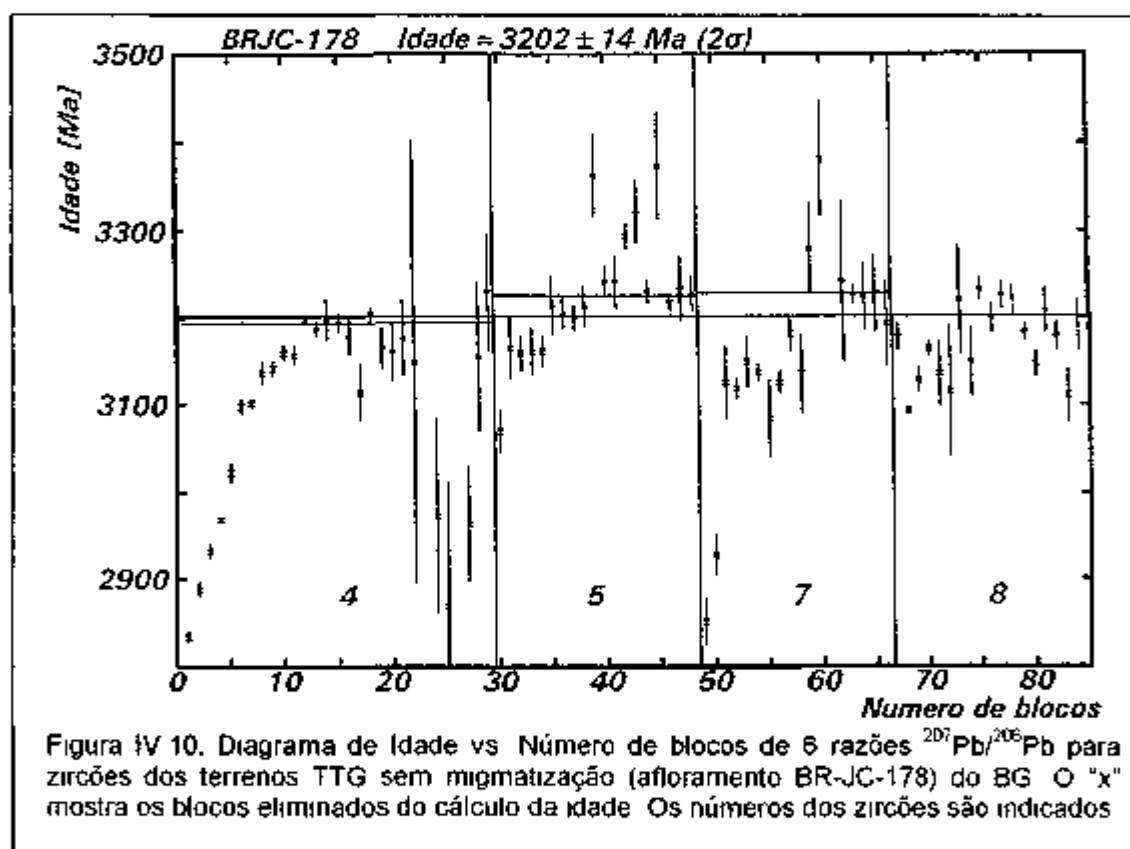


Figura IV 9 Diagrama de Idade vs Número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões dos terrenos TTG migmatizados (afloramento BR-JC-02) do BG. O "x" mostra os blocos eliminados do cálculo da idade. Os números dos zircões são indicados.

No caso da amostra dos gnaisses sem migmatização (amostra BR-JC-178) foram reconhecidos grandes cristais de zircões castanhos claros, prismáticos euhedrais, translúcidos, geralmente portando inclusões de minerais opacos. Neste caso, foram analisados 12 grãos e após o tratamento estatístico dos resultados com a eliminação daquelas análises com altos conteúdos de chumbo comum, utilizou-se os valores analíticos de 4 grãos para definição da idade da rocha. A idade platô média obtida a partir de 40 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é de $3202 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ) (Figura IV 10), admitida como representante da época de cristalização do protólito destes gnaisses.



Para esta amostra, a análise Sm/Nd (Tabela IV 3) revelou uma idade modelo Sm/Nd $T_{DM}=3,62\text{Ga}$ e valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t=3.2\text{Ga})}=-3,5$, sugerindo uma acreção juvenil com o

envolvimento de componentes crustais mais antigos na gênese destes gnaisses. A análise Sm/Nd de uma amostra de outro afloramento de gnaisses pouco migmatizado (amostra BR-JC-300) produziu idade modelo $T_{DM} = 3,26$ Ga e valor de $\epsilon_{Nd(t=3.2Ga)} = +0,7$ sugerindo, neste caso, uma derivação mantélica para estes gnaisses. Tal interpretação é consistente com os valores de $\epsilon_{Nd(t=3.2)}$ variando entre -0,8 e +5,7 obtidos em gnaisses das regiões de Brumado e Piripá (Sato 1998).

Finalmente, o valor da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e o padrão isotópico Sm/Nd obtido para estes gnaisses sem migmatização da região de Brumado, sugerem que sua formação se deu contemporaneamente aos gnaisses da região de Piripá e aos granitóides de Lagoa do Morro/Anagé, através de processos de adição juvenis à crosta continental com envolvimento diferencial de materiais crustais, conforme apontam as idades modelo Sm/Nd ($T_{DM} = 3,2-3,6$ Ga) (Marinho *et al.* 1994, Nutman & Cordani 1993, Cordani *et al.* 1997). Em suma, este panorama isotópico configura o caráter policíclico dos terrenos TTG e a presença de fenômenos magmáticos associados com processos de subducção desde o Paleoarqueano.

IV.3.2. Rochas granitóides

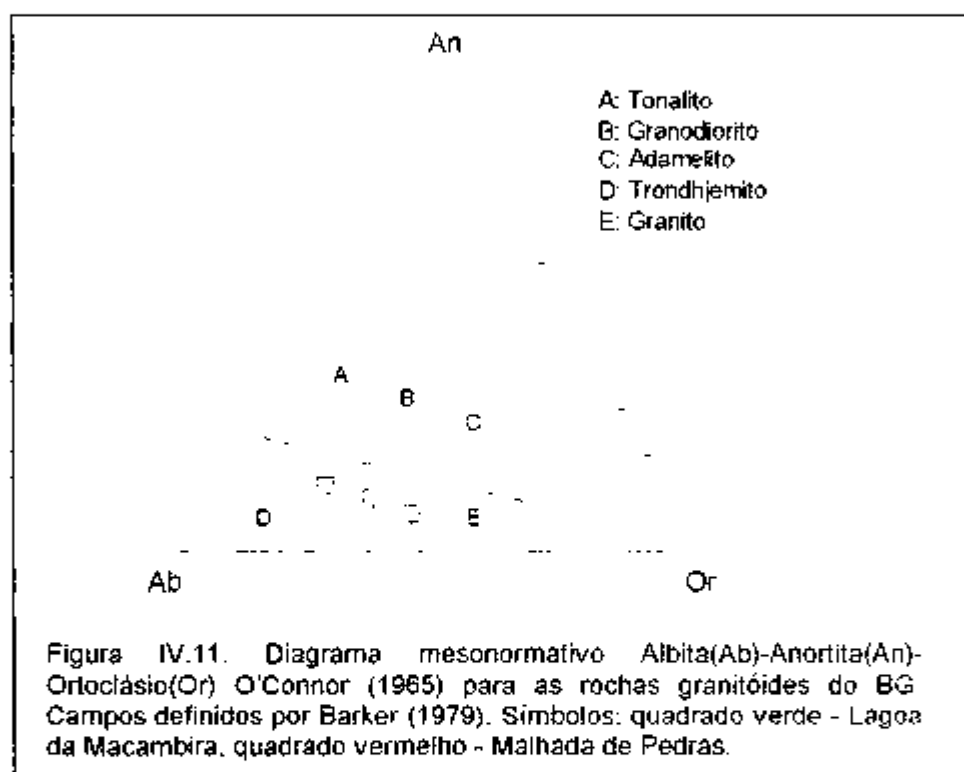
Afim de investigar a natureza química dos granitóides de Lagoa da Macambira (análises n^{os} 1 a 3) e Malhada de Pedras (análises n^{os} 4 a 6), foram realizadas análises químicas de elementos maiores, menores e terras raras destes granitóides. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela IV.4. Nesta tabela também são apresentados os valores médios dos granitos cálcio-alcálicos arqueanos tipo-CA2 da classificação de Sylvester (1994) e granodioritos arqueanos de Condie (1981) para fins comparativos.

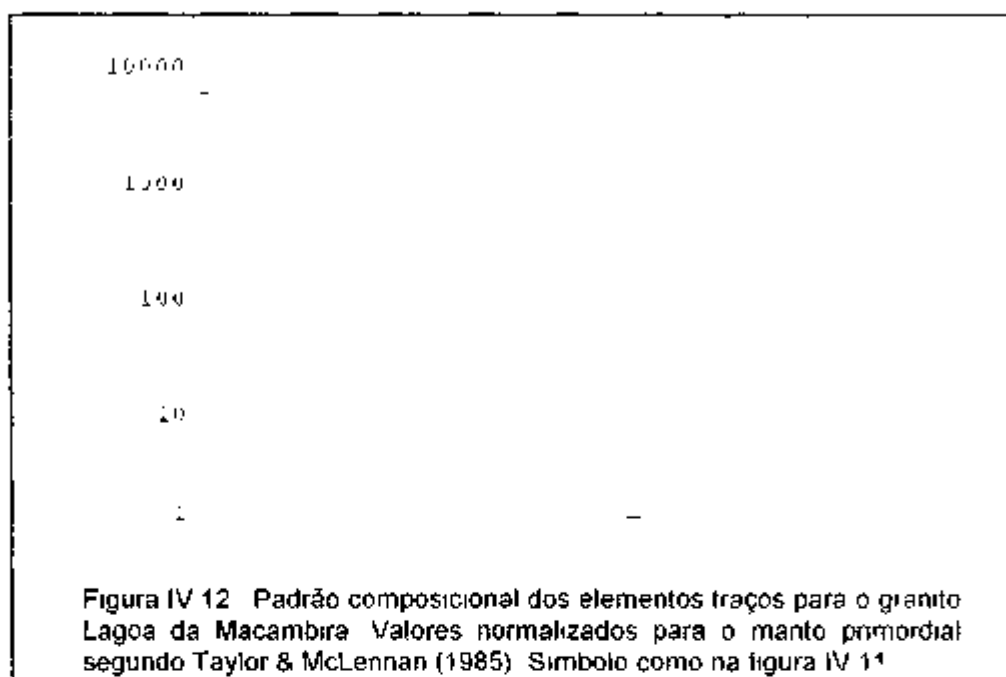
Nº AMOSTRA	BR-JC-16A	BR-JC-16C	BR-JC-16D	BR-JC-16A	BR-JC-1111	BR-JC-1111	granitos arqueanos	granitos arqueanos
Nº ANALISE	1	2	3	4	5	6	Silvester 1994	Conche 1981
ELEMENTOS MAIORES								
SiO ₂	73.84	73.31	73.02	71.89	73.38	74.35	71.9	70.5
TiO ₂	0.26	0.26	0.26	0.27	0.21	0.14	0.23	0.31
Al ₂ O ₃	14.79	14.93	14.98	15.22	14.43	13.57	14.7	14.5
Fe ₂ O ₃	1.95	2.03	1.83	2.28	1.99	1.31	1.65	-
MnO	0.06	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
MgO	0.54	0.58	0.40	0.51	0.36	0.24	0.48	0.47
CaO	2.24	2.29	1.85	2.08	1.56	1.03	1.69	2.03
Na ₂ O	5.53	5.06	4.66	5.16	4.36	3.84	4.45	4.83
K ₂ O	1.21	1.95	3.23	2.64	3.69	4.66	3.60	3.35
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.09	0.10	0.07	0.05	0.05	0.2
TOTAL	100.50	100.57	100.35	100.19	100.28	100.32	-	-
mg#	0.35	0.36	0.30	0.31	0.26	0.25	-	-
ELEMENTOS TRAÇOS								
Sc	3	3	2	3	3	2	1.5	-
Rb	75	105	105	100	98	113	425	85
Cs	2.8	2.3	2.0	1.1	0.8	0.9	1.5	-
Ba	127	274	436	239	625	814	1210	750
Sr	248	293	368	232	276	214	435	540
Ta	4.6	3.7	4.1	0.9	26.3	0.9	0.26	-
Hf	4.4	4.3	4.4	5.0	5.4	3.9	4.6	-
Zr	160	180	158	188	194	134	142	120
Y	11	6	7	4	9	7	5	-
Th	8.4	9.7	8.0	9.7	9.5	13.1	22	-
U	1.3	1.2	1.0	0.5	<0.1	<0.1	3.3	-
ELEMENTOS TERRAS RARAS								
La	42.6	33.7	39.6	44.4	88.3	53.1	42.0	41.0
Ce	63.0	59.0	77.0	82.0	136.0	88.0	71.0	82.0
Nd	21.0	19.0	23.0	28.00	49.0	29.0	29.0	30.6
Sm	3.30	2.68	3.25	3.91	5.28	3.92	3.1	5.5
Eu	0.64	0.69	0.81	0.69	1.00	0.78	0.79	1.2
Tb	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	0.41	-
Yb	0.60	0.50	0.50	0.46	0.49	0.57	0.51	1.10
Lu	0.09	0.06	0.05	0.08	0.10	0.10	0.09	0.16

Tabela IV 4 Dados químicos dos granitóides Lagoa da Macambira (análises 1, 2 e 3) e Malhada de Pedras (análises 4, 5 e 6) mg# = [Mg/(Mg + Fe²⁺)]catômico

Os dados químicos (Tabela IV 4), produzidos para o granitóide de Lagoa da Macambira (análises 1, 2 e 3), revelam que sua composição total guarda certa similaridade com os terrenos TTG arqueanos do BG, como observado no diagrama Ab-An-Or (O'Connor 1965) (Figura IV 11). Este granito possui natureza cálcio-alcalina de baixo a médio potássio, com estreita variação nos teores de sílica

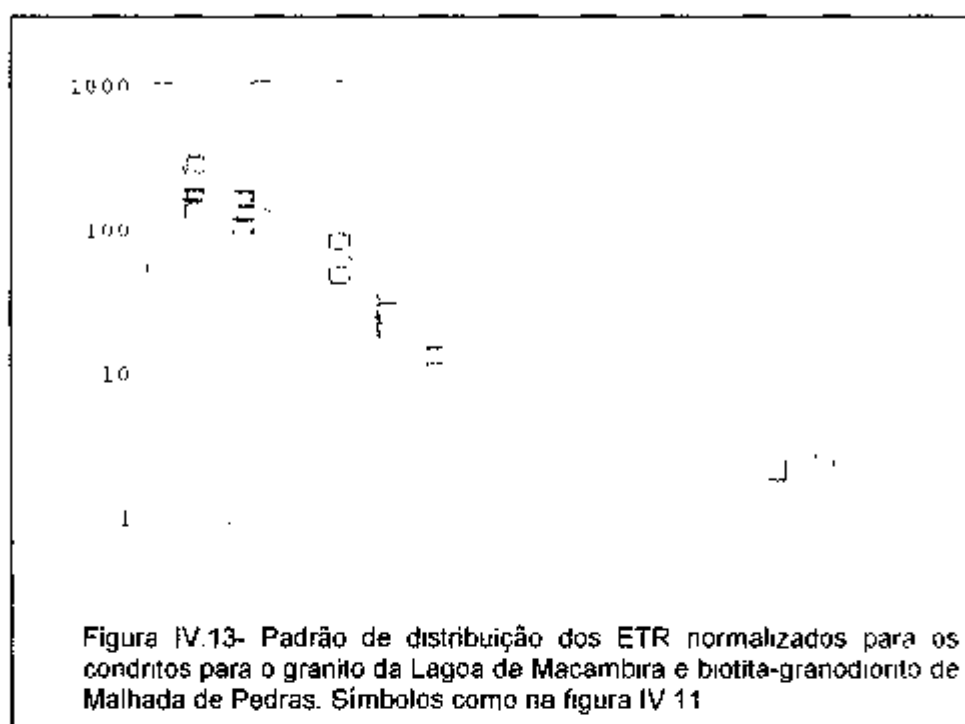
($73,0\% < \text{SiO}_2 < 73,8\%$) e alumínio ($14,8\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 15,0\%$), cálcio (1,8-2,3%) e razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ (com média de 0,4). Em termos de elementos traços apresenta Rb/Sr ($\approx 0,3$), Th/U ($\approx 7,5$) e Sc/Hf ($\approx 0,7$), tendo seu padrão composicional comparável com aquele apresentado para os terrenos TTG arqueanos, porém diferindo deste último por apresentar leve anomalia positiva de Ta e negativa de Sr (Figura IV.12)





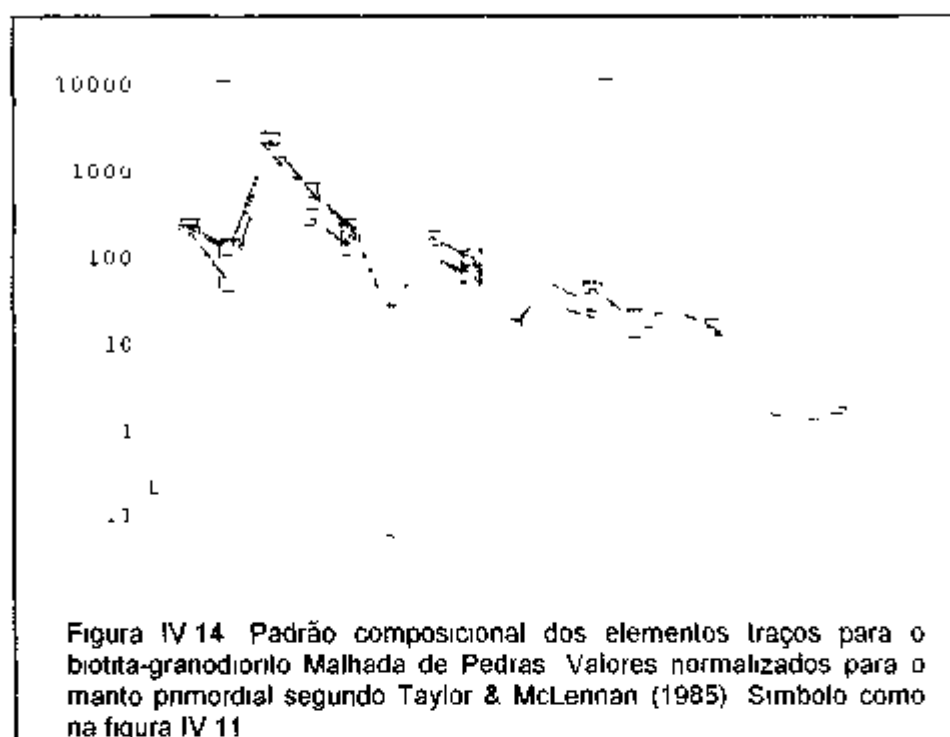
De outra parte, o padrão de distribuição dos elementos terras raras é moderadamente fracionado $(La/Yb)_N=48$, com ausência de anomalia negativa de Eu (Figura IV 13), mostrando mais uma vez certa similaridade com os padrões geoquímicos dos terrenos gnáissicos-migmatíticos da suite TTG do BG, conforme foi ilustrado nas figuras IV 5 e IV 6.

O biotita-granodiorito de Malhada de Pedras (análises 3, 4 e 5 - Tabela IV 4) apresenta natureza cálcio-alcálica de médio a alto potássio e possui algumas semelhanças químicas com os terrenos granito-gnaisses (GG) arqueanos descritos anteriormente, especialmente com respeito aos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Ba. Este granitóide apresenta conteúdos de sílica ($71,9\% < SiO_2 < 75,4\%$), alumínio ($13,6\% < Al_2O_3 < 15,2\%$) e K_2O/Na_2O ($\approx 0,9$). No diagrama Ab-An-Or (O'Connor 1965) as amostras deste plúton posicionam-se no campo dos granitos (amostras BR-JC-11H e BR-JC-11I) e no campo dos trondhjemitos (amostra BR-JC-10A) (Figura IV 11).



Em termos composicionais este granitóide difere dos terrenos TTG e do granitóide da Lagoa da Macambira por apresentar valores mais elevados de K_2O ($\approx 3,7\%$), Rb ($\approx 104,3$ ppm) e Ba ($\approx 491,7$ ppm), e menores teores de CaO ($\approx 1,6\%$) e Cs ($\approx 0,9$ ppm), além de anomalia negativa de Ta bem definida (Figura IV 14). Por outro lado, seu padrão de distribuição dos elementos terras raras ETR é semelhante ao do granito de Lagoa da Macambira, distinguindo-se apenas deste último, por apresentar conteúdos de elementos ETR_L ligeiramente mais elevados, além de espectro fortemente fracionado $(La/Yb)_N=84$ (Figura IV 13).

A composição total do granitóide Malhada de Pedras é comparada com os granitóides cálcio-alcálinos tipo-CA2 da classificação de Sylvester (1994) e granodioritos arqueanos pós-tectônicos formados a partir de reciclagem de materiais crustais (Condie 1981; Tabela IV 4).



Para o granitóide de Lagoa da Macambira foram realizadas inicialmente análises $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em 12 cristais de zircões transparentes, euedricos, incolores e prismáticos (Tabela IV 5). Entretanto, após o tratamento estatístico dos resultados e a eliminação daquelas análises com altos conteúdos de Pb-comum, foram utilizados os resultados de apenas 5 cristais na definição da idade da rocha. A idade platô média obtida a partir de 67 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é igual a 3146 ± 24 (2 σ) Ma (Figura IV 15), a qual representa a época de intrusão deste granito na crosta continental. Esta idade é comparável àquelas obtidas pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{(\text{zircões})}$ em rochas gnáissicas cálcio-alcálica das regiões da Serra do Eixo e Sete Voltas situadas a leste da cidade de Brumado (Santos-Pinto 1996, Martin et al/ 1997). Por outro lado a análise Sm/Nd do granitóide Lagoa da Macambira forneceu idade modelo $T_{\text{DM}} = 3.34$ Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t=3.15\text{Ga})} = -1.5$ (amostra BR-JC-16D, Tabela IV 3). Este parâmetro pouco negativo e o valor da idade modelo Sm/Nd revelam o envolvimento de material

interpretada como representante da época de intrusão deste corpo granítico. O alto valor da razão inicial sugere que este granitóide foi formado a partir de reciclagem da crosta continental. Esta interpretação está de acordo com o resultado Sm/Nd onde o $F_{Nd(t=2.8\text{ Ga})} = -5,1$ e a idade modelo $T_{DM} = 3,27\text{ Ga}$ (Tabela IV.3). É interessante notar adicionalmente, que esta idade modelo é comparável àquela obtida para uma amostra dos terrenos TTG ($\approx 3,26\text{ Ga}$, amostra BR-JC-300) e do granitóides Serra do Eixo ($\approx 3,24\text{ Ga}$) (situado a leste de Brumado), fato que sugere ser este o material crustal envolvido na gênese do granitóide de Malhada de Pedras

Nº LAB.	AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro}$
12483	BR-JC-11A	96,4	222,3	$1,261 \pm 0,035$	$0,75788 \pm 0,00006$
12484	BR-JC-11F	103,1	270,7	$1,107 \pm 0,031$	$0,75297 \pm 0,00006$
12485	BR-JC-11H	90,5	272,6	$0,964 \pm 0,027$	$0,74492 \pm 0,00006$
12486	BR-JC-11I	128,0	220,8	$1,689 \pm 0,047$	$0,77529 \pm 0,00008$
12487	BR-JC-10A	130,6	174,7	$2,182 \pm 0,061$	$0,79531 \pm 0,00008$

Tabela IV.6- Dados isotópicos Rb/Sr do biotita-granodiorito de Malhada de Pedras

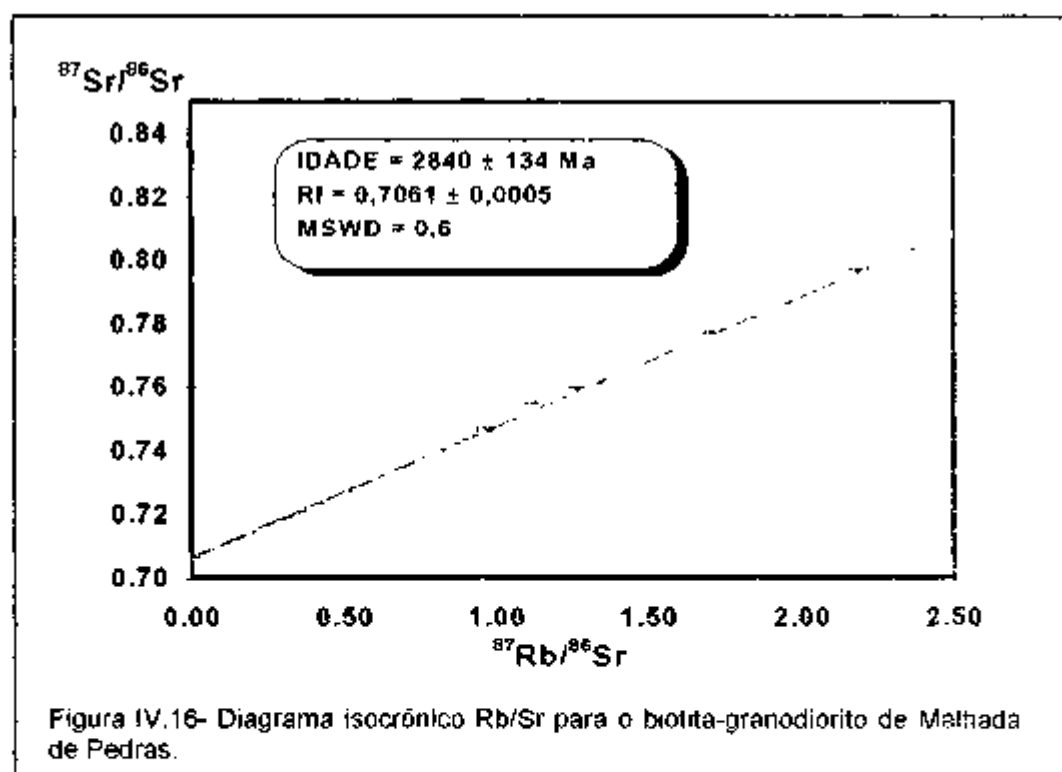


Figura IV.16- Diagrama isocrônico Rb/Sr para o biotita-granodiorito de Malhada de Pedras.

Em suma, os dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos, aqui apresentados, indicam que a evolução geológica do BG durante o Arqueano é pontuada por múltiplas intrusões de rochas da suíte TTG e granitos cálcio-alcalinos de médio a alto potássio. Este plutonismo, em escala regional, é representado por episódios de formação de crosta juvenil e/ou retrabalhada no Paleoarqueano (entre 3,2-3,4 Ga), conforme evidenciado por valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos e negativos. Em adição, fenômenos de plutonismo por derivação crustal durante o Meso-Neoarqueano (entre 2,8-3,2 Ga) ocorreram caracterizando assim diferentes episódios de magmatismo durante a história evolutiva arqueana do BG.

CAPÍTULO V

GEOCRONOLOGIA DO GREENSTONE BELT DE UMBURANAS

V.1. INTRODUÇÃO

Os vários trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos na região centro-oriental do estado da Bahia (Pedreira *et al* 1975; Moraes *et al* 1980, Silveira *et al* 1980) propiciaram a caracterização da distribuição espacial, a definição da estratigrafia e a caracterização petrográfica, metamórfica e estrutural das sequências vulcanossedimentares. Entretanto, deve-se a Mascarenhas (1973), através de trabalho de compilação regional a primeira comparação das rochas supracrustais da região de Brumado com assembléias litológicas e estruturas tipo greenstone belt. Esta caracterização foi aprofundada por este mesmo autor em trabalhos posteriores (Mascarenhas 1976; 1979). No tocante à sequência vulcanossedimentar de Umburanas, situada a leste de Brumado, sua caracterização como estrutura tipo greenstone belt foi confirmada recentemente por Cunha & Fróes (1994).

Já nos trabalhos pioneiros, Mascarenhas (1973) destaca a necessidade de estudos geocronológicos para caracterização da história evolutiva da sequência supracrustal de Umburanas. Em seguida, através de investigação geocronológica regional Cordani *et al* (1985) apresentam os primeiros dados isotópicos Rb/Sr e K/Ar para rochas metavulcânicas da sequência vulcanossedimentar de Umburanas. Estes autores destacaram também a necessidade de estudos isotópicos por outras metodologias geocronológicas, tais como o U/Pb (zircão) e Sm/Nd em rocha total.

Neste capítulo serão apresentados dados geocronológicos [$U/Pb_{(Shrimp)}$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ (zircões), Rb/Sr e Sm/Nd (rocha total)] do greenstone belt de Umburanas.

Estes dados foram preliminarmente apresentados por Cunha *et al* (1996) e Bastos Leal *et al* (1997). Serão discutidos adicionalmente, dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar disponíveis na literatura para este greenstone belt (Cordani *et al* 1985) com vistas à definição dos principais eventos magmáticos e tectonometamórficos associados à sua evolução.

O anexo-I apresenta a localização das amostras analisadas neste trabalho.

V.2. O GREENSTONE BELT DE UMBURANAS

O greenstone belt de Umburanas (GBU) corresponde a uma sequência vulcanossedimentar arqueana (Cunha & Fróes 1994, Cunha *et al* 1996) situada nas proximidades do distrito de Umburanas a leste da cidade de Brumado na região sudeste do estado da Bahia (Figura V.1). Os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos neste greenstone (Silveira *et al* 1980, Cunha & Fróes 1994) definiram sua estruturação litoestratigráfica, metamórfica e estrutural, onde foram reconhecidos sucessivos ciclos de vulcanismo máfico-ultramáfico, intermediário e felsico com sedimentação vulcanogênica e químico-clástica associada. O arranjo estrutural é polifásico e o metamorfismo varia entre as fácies xisto-verde e anfibolito. As características geológicas do GBU são similares às aquelas descritas na literatura para sequências greenstone belts arqueanas de outros continentes como os greenstones belts de Abitibi, situado na Província Superior Canadense e Barberton na África do Sul (Anhaeusser 1981, Ayres & Thurston 1985, Wilson & Carlson 1989).

O GBU representa uma estrutura geológica com distribuição geográfica restrita, configuração geométrica em forma de "bengala", delineado entre os maciços graníticos

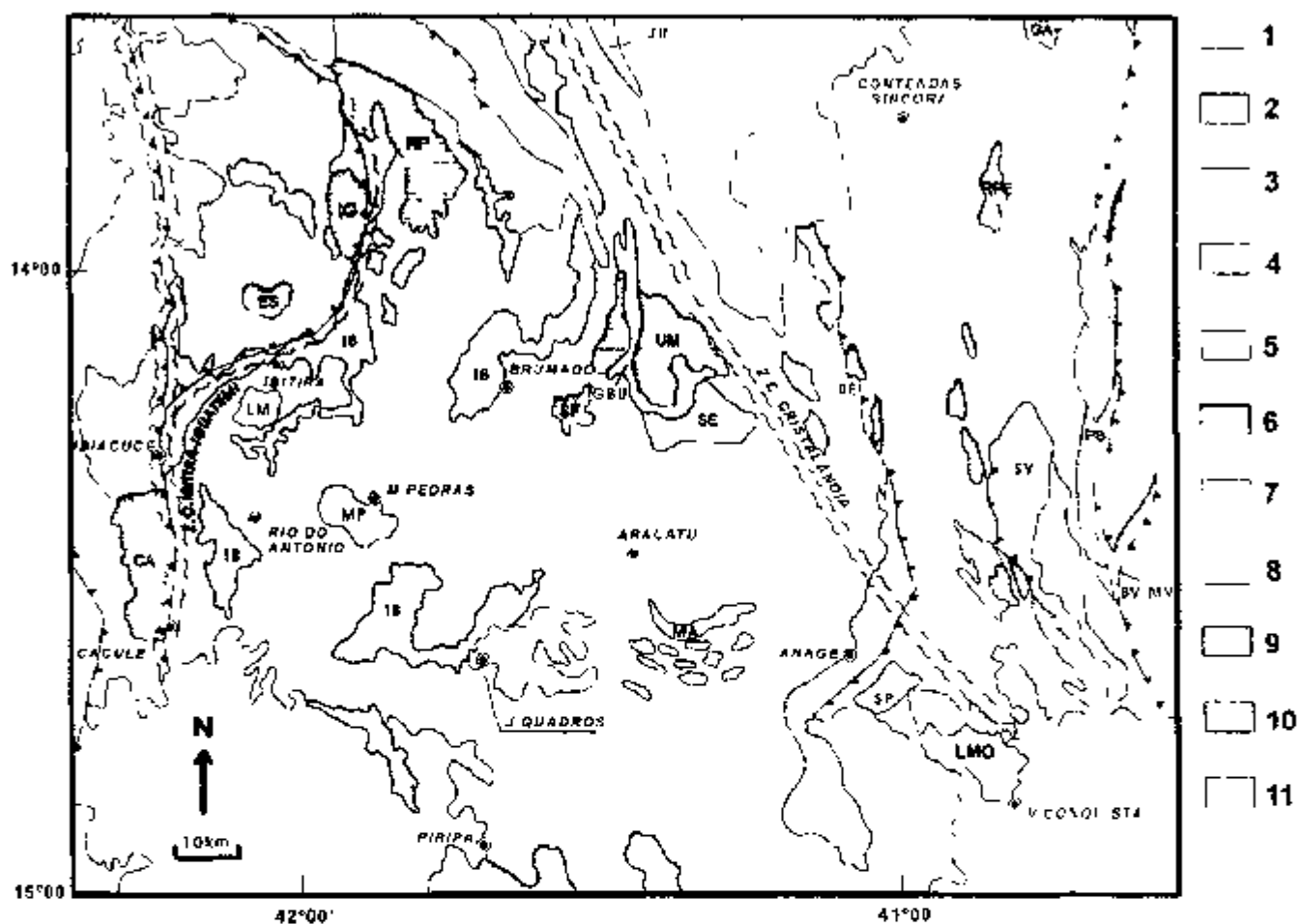


Figura V1- Esboço geológico do BG na região de Brumado (Adaptado de Barbosa & Dominguez 1996) 1- Coberturas fanerozoicas, Neoproterozóico 2- Faixa de dobramento Aracuaí-Piripa, 3- Supergrupo São Francisco (Grupo Una), Mesoproterozóico Supergrupo Espinhaço 4- Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, 5- Complexo Igneo-metamórfico Lagoa Real Paleoproterozóico 6- Granitoides (granitos, granodioritos e monzogranitos), CA= Caculé ES= Espírito Santo IG= Iguatemi, RP= Rio do Paulo SF= Serra da Franga UM= Umburanas, GA= Gamaleira, PS= Pe de Serra, RPE= Riacho de Pedras LG/Lg= Lagoa Grande / lagoinha), Arqueano 7- Rochas charnockíticas e Enderbitchas do Bloco de Jequié 8- Greenstone belt de Contendas-Mirante 9- Sequências greenstone belt do Bloco do Gavão (GBU- Greenstone belt de Umburanas, IB- Complexo Itabira-Brumado) 10- Granitoides (tonalitos granitos e granodioritos), (LM= Lagoa da Macambira, MP= Malhada de Pedras, SE= Serra do Eixo, MA= Mariana, BE= Bernarda, SV= Sete Voltas SP= Serra dos Pombos, LMO= Lagoa do Morro, BV/MV= Boa Vista/ Mata Verde JU= Jussiape) 11- Terrenos gnaissicos-migmatíticos da suite TTG (tonalitos trondhjemitos e granodioritos) com a presença subordinada de rochas paragneisses ZC= Zonas de cisalhamentos  Falhas de empurrão

arqueanos e paleoproterozóicos de Umburanas, Serra do Eixo e os terrenos gnáissicos-migmatíticos arqueanos do embasamento (Figura V 1). Seu arranjo litoestratigráfico é representado por três unidades geológicas principais segundo (Cunha & Fróes 1994) (Figuras V 2 e V 3): **(i) a unidade inferior**, inclui derrames ultramáficos e máficos na base (meta-komatiitos e basaltos toleíticos) e discretos pulsos de metavulcânicas félsicas, seguidos por quartzitos, metaconglomerados, metacherts e calcossilicáticas. O topo desta unidade é representado por metavulcânicas félsicas atribuídas ao segundo ciclo vulcânico, ocorrendo também nesta unidade, níveis de metacarbonatos e formação ferrífera. Em adição vale assinalar a ocorrência de intercalações dos derrames ultramáficos e máficos com os sedimentos químico-clásticos, indicativas de que estas rochas foram formadas contemporaneamente; **(ii) a unidade média**, é constituída predominantemente por metavulcânicas félsicas (com composições originais de andesitos, dacitos e riolitos) representantes do terceiro ciclo vulcânico, ocorrendo também intercalações subordinadas de metavulcânicas máficas, metatufos xistosos, metacarbonatos e formação ferrífera. No topo, a unidade média é representada por metabasaltos; **(iii) a unidade superior**, é formada essencialmente por sedimentos químicos, compostos predominantemente por metacarbonatos.

Tanto as rochas do GBU como os terrenos gnáissicos-migmatíticos do embasamento foram submetidos a múltiplos eventos tectonometamórficos. A estruturação tectônica regional é representada por duas fases de deformações compressivas e três eventos de cisalhamentos (Cunha & Fróes 1994). Dentre as estruturas cisalhantes, destaca-se o terceiro evento, representado por zonas de cisalhamentos regionais com "trend" geral NW-SE, em forma de feixes semiparalelos de falhas, corredores de milonitização e bandas de estruturas tectônicas de diferentes unidades geológicas. Tais cisalhamentos afetam também as unidades mesoproterozóicas dos Grupos Chapada Diamantina e Rio dos Remédios, situadas na porção norte da área pesquisada, apontando que estas estruturas tectônicas foram

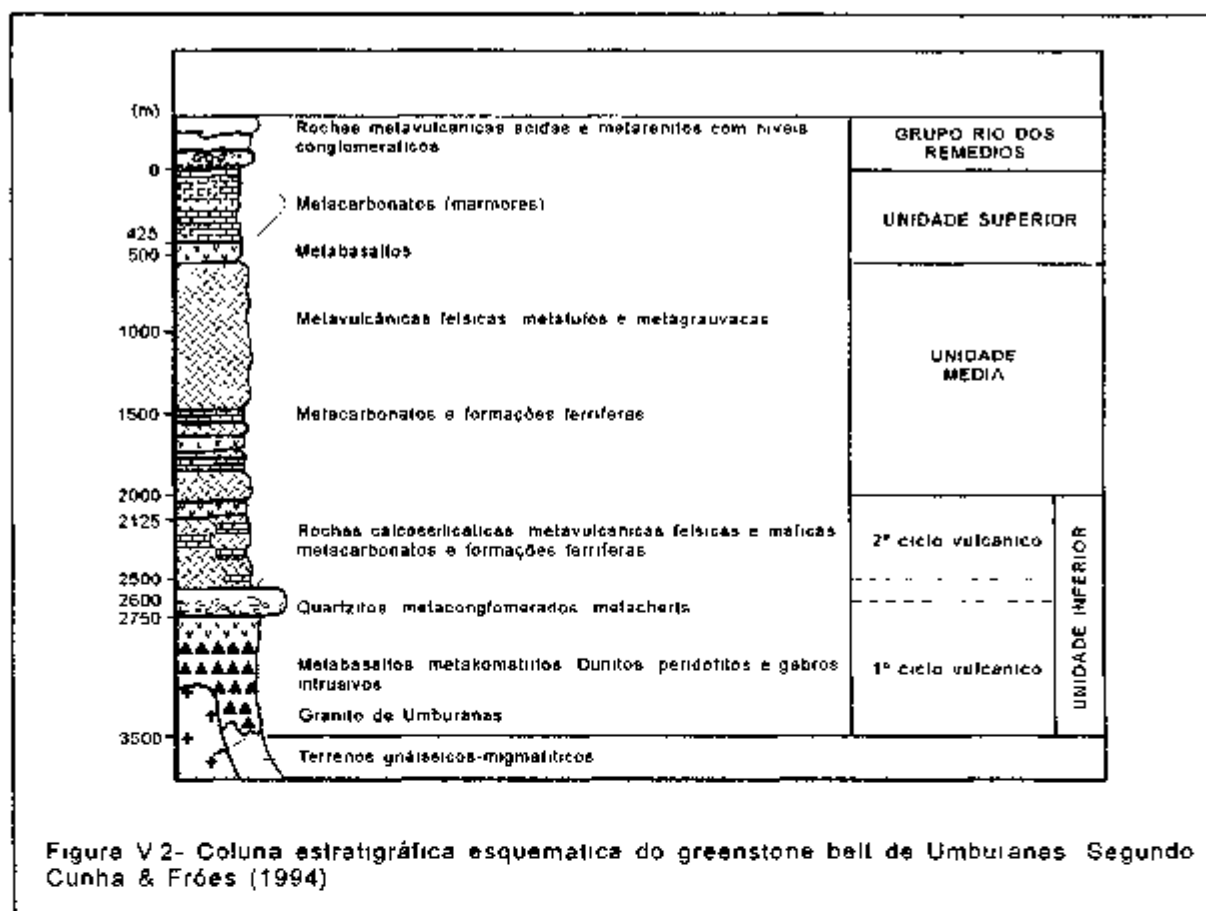


Figura V 2- Coluna estratigráfica esquemática do greenstone belt de Umburanas. Segundo Cunha & Fróes (1994)

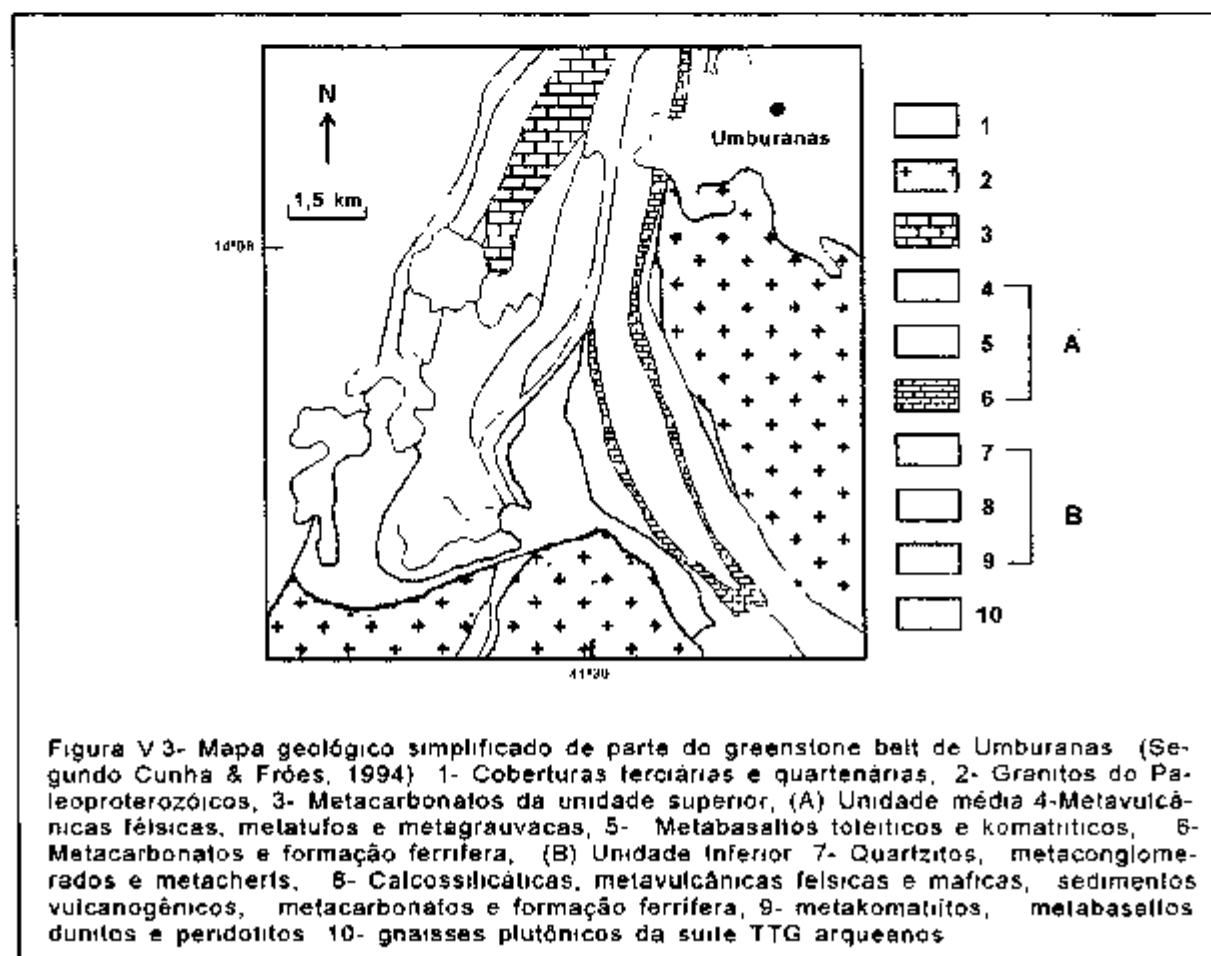


Figura V 3- Mapa geológico simplificado de parte do greenstone belt de Umburanas. Segundo Cunha & Fróes, 1994) 1- Coberturas terciárias e quaternárias, 2- Granitos do Paleoproterozóicos, 3- Metacarbonatos da unidade superior, (A) Unidade média 4-Metavulcânicas félsicas, metatufos e metagrauvascas, 5- Metabasaltos toleíticos e komatiíticos, 6- Metacarbonatos e formação ferrífera, (B) Unidade Inferior 7- Quartzitos, metaconglomerados e metacherts, 8- Calcossilicáticas, metavulcânicas félsicas e máficas, sedimentos vulcanogênicos, metacarbonatos e formação ferrífera, 9- metakomatiitos, metabasaltos dunitos e peridotitos 10- gnaisses plutônicos da suite TTG arqueanos

desenvolvidas durante a evolução do ciclo Brasileiro no Neoproterozóico (Cunha & Fróes 1994). Esta tectônica cisalhante está bem representada pelas zonas de cisalhamento de Cristalândia e Ibitira-Iguatemi, situado a leste do GBU (Figura V.1).

As paragêneses minerais presentes nas unidades geológicas do GBU são compatíveis com fácies metamórfica variando entre o xisto-verde e anfibolito. Adicionalmente, nas proximidades das zonas de cisalhamento, observa-se nas rochas do GBU, fenômenos de retrometamorfismo de fácies anfibolito para xisto-verde e hidrotermalismo associado (Sampaio-Filho 1985, Cunha & Fróes 1994).

Finalmente, as rochas do GBU são deformadas por efeito da colocação das intrusões graníticas transamazônicas dos maciços de Umburanas e Paracatu-Boqueirão (Cunha & Fróes 1994, Santos-Pinto *et al.* 1994). Nestes casos há também processos de metamorfismo de contato entre estas intrusões e o greenstone belt.

V.3. GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura para as unidades geológicas relacionadas ao GBU revelam idades variando entre o Arqueano e o Neoproterozóico. Os estudos geocronológicos pioneiros desenvolvidos por Cordani *et al.* (1985) revelaram idades isocrônicas Rb/Sr em rocha total em torno de 2,2 Ga para as metavulcânicas félsicas da unidade média e idades K/Ar em torno de 1,0 Ga (rocha total) e 0,65–0,55 Ga (biotitas) para esta mesma unidade litológica do GBU. Estes autores interpretaram a idade paleoproterozóica como indicativa da atuação de fenômenos de deformação e metamorfismo durante a orogenia Transamazônica, enquanto as idades K/Ar do Meso e Neoproterozóico foram interpretadas como reflexo da superimposição tectonometamórfica regional, relacionadas aos ciclos geotectônicos Espinhaço e Brasileiro.

Com respeito aos granitóides intrusivos no GBU Santos-Pinto (1996) apresenta idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircões de 3158 ± 5 Ma e entre 2,5-2,6 Ga para os granitóides cálcio-alcálicos e alcálicos respectivamente, do maciço Serra do Eixo. Adicionalmente, esta mesma autora, documenta idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monazita de 2049 ± 6 Ma para o maciço granítico de Umburanas (ver figura V 1)

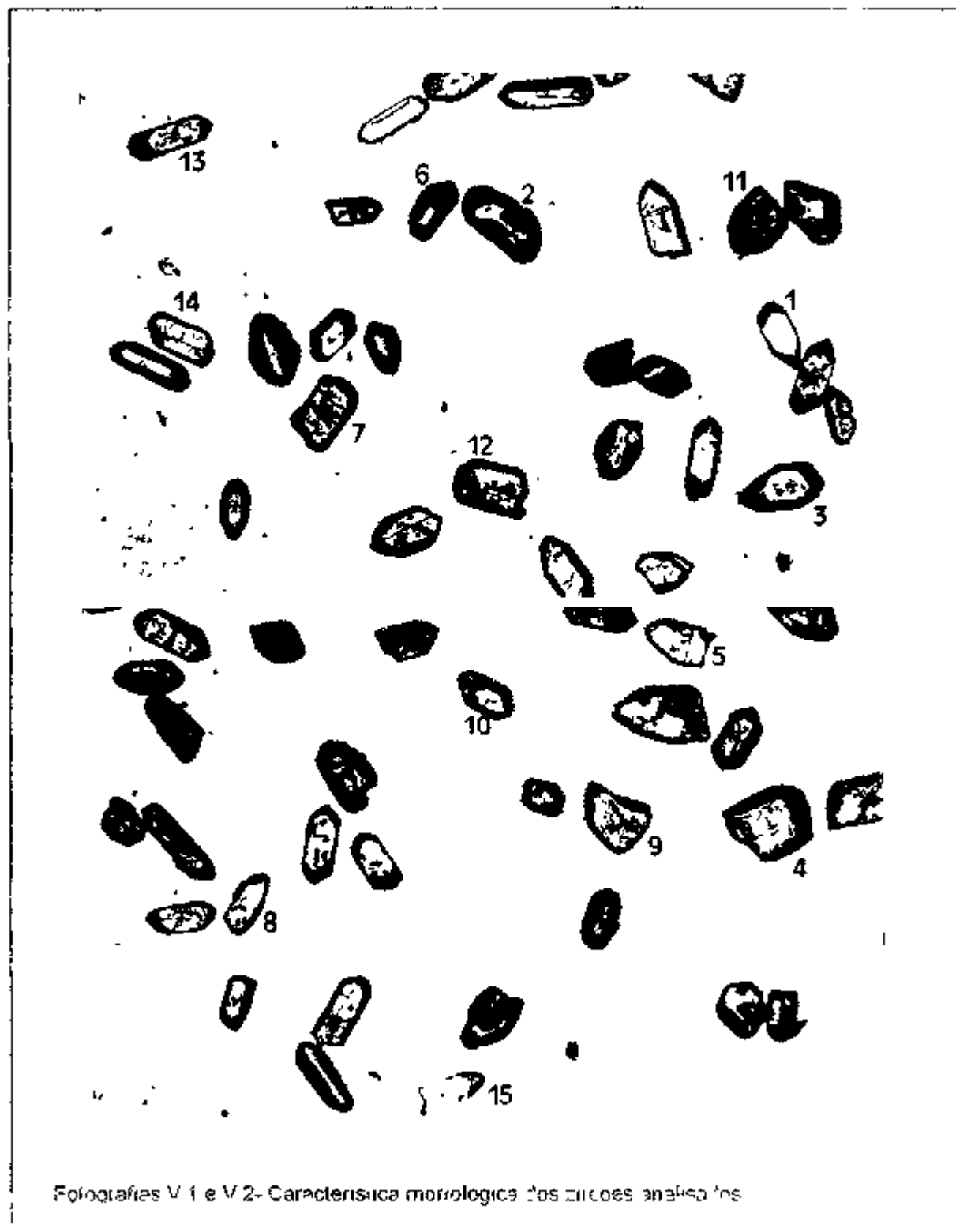
Dados preliminares do Projeto Ibitira-Brumado (Cunha *et al* em preparação) sugerem que a idade Mesoarqueana acima referida ($\approx 3,16$ Ga) reportada para o maciço da Serra do Eixo (Santos-Pinto 1996) foi obtida em amostras dos gnaisses TTG (embasamento do GBU) e portanto, não representa a idade de formação do maciço Serra do Eixo. Neste caso, as idades entre 2,5-2,6 Ga, obtidas em granitóides alcálicos do maciço Serra do Eixo, representariam mais precisamente a idade de cristalização deste maciço (Cunha *et al* em preparação). Tal fato é considerado nesta tese de modo que pode-se inferir a priori, uma idade mínima de 2,6 Ga para a formação do GBU.

V.3.1. Resultados U/Pb (Shrimp em zircões)

A amostra analisada (BR-JC-330), foi coletada em afloramento de quartzito-conglomerático da Unidade Inferior, situado na margem da estrada que liga a cidade de Brumado ao povoado de Umburanas, na Serra do Sucuiu (Anexo I)

Os cristais de zircões presentes na amostra estudada apresentam hábito prismático e formas que variam desde euhedrais até parcialmente arredondadas. Alguns grãos revelam superfícies arredondadas e com cavidades sugestivos de que sofreram abrasão durante o transporte, indicando a natureza detrítica desta unidade do GBU (Fotografias V 1 e V 2). Foram analisados quinze cristais de zircões os quais foram divididos basicamente em dois grupos: o primeiro grupo (grãos 1, 3, 5, 7, 8, 14

e 15) é composto por cristais menores (entre 100-250 μm) incolores ou mais raramente amarelos claro transparentes e prismáticos com terminações euedrais



piramidais, o **segundo grupo** (grãos 2, 4, 6, 9, 10, 11, 12 e 13) é formado geralmente por fragmentos de cristais maiores ($>250\ \mu\text{m}$), com colorações variando de castanha a amarelo-pálido, translúcidos e hábitos prismáticos. Através das análises de microscopia óptica não foram diagnosticados núcleos ou sobrecrecimentos nestes cristais, enquanto que as análises dos cristais revelaram ampla variação nos conteúdos de U e Th/U nos dois grupos investigados (Tabela V I)

A maioria dos resultados analíticos revelou boa concordância das idades no diagrama concórdia (Tabela V 1 e Figura V 4). Algumas análises apresentaram maior grau de discordância (grãos nºs 3, 6, 10 e 11), possivelmente vinculada a perdas parciais de chumbo radiogênico após a cristalização destes zircões. Dentre estas análises discordantes, aquela de maior discordância (grão nº 6) não é considerada para efeito de cálculos neste trabalho. Também não são considerados na definição das idades aquelas análises com mais altas concentrações de chumbo (grãos nºs 13 e 14)

Grão (grupo)	Tipo	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	% ^{206}Pb	^{204}Pb (ppb)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	Idade* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	Disc. %
1/(I)	m,p,c,cl	141	96	0,68	0,08	5	$0,657 \pm 0,019$	$0,2622 \pm 0,0015$	3260 ± 9	0
3/(I)	m,p,c,cl	407	476	1,17	0,03	5	$0,590 \pm 0,012$	$0,2551 \pm 0,0012$	3217 ± 7	-7
5/(I)	m,p,fr,c,cl	391	160	0,41	0,05	8	$0,610 \pm 0,012$	$0,2537 \pm 0,0003$	3208 ± 5	4
7/(I)	l,p,fr,c,cl	171	97	0,57	0,11	8	$0,613 \pm 0,015$	$0,2434 \pm 0,0019$	3142 ± 13	-2
8/(I)	m,p,c,cl	102	68	0,67	0,24	10	$0,641 \pm 0,020$	$0,2611 \pm 0,0035$	3254 ± 21	2
14/(I)	m,p,b,cl	47	49	1,04	2,08	45	$0,678 \pm 0,033$	$0,2563 \pm 0,0059$	3224 ± 37	-4
15/(I)	m,p,b,cl	303	217	0,72	0,14	18	$0,649 \pm 0,020$	$0,2591 \pm 0,0022$	3241 ± 14	-1
2/(II)	l,p,c,am	199	109	0,55	0,02	2	$0,603 \pm 0,014$	$0,2283 \pm 0,0017$	3040 ± 12	0
4/(II)	l,p,fr,c,am	102	54	0,53	0,35	15	$0,662 \pm 0,037$	$0,2750 \pm 0,0020$	3335 ± 12	-2
6/(II)	m,p,c,am	189	165	0,87	0,28	18	$0,522 \pm 0,016$	$0,2512 \pm 0,0016$	3192 ± 10	-15
9/(II)	l,p,fr,c,am	101	61	0,60	0,18	8	$0,625 \pm 0,016$	$0,2450 \pm 0,0019$	3153 ± 12	-1
10/(II)	m,p,c,am	104	74	0,71	0,41	17	$0,604 \pm 0,024$	$0,2622 \pm 0,0026$	3260 ± 22	-7
11/(II)	l,fr,c,am	154	37	0,24	0,25	15	$0,597 \pm 0,019$	$0,2527 \pm 0,0033$	3202 ± 21	6
12/(II)	l,p,fr,c,am	154	71	0,46	0,44	27	$0,608 \pm 0,018$	$0,2437 \pm 0,0029$	3144 ± 19	-3
13/(II)	m,p,c,cl/am	96	62	0,64	1,21	51	$0,663 \pm 0,030$	$0,2528 \pm 0,0068$	3203 ± 43	2

Tabela V 1- Resultados analíticos U/Pb (Shrimp) em zircões da amostra BR-JC-330. As razões isotópicas U/Pb são apresentadas com erros variando em 1σ , após a correção para o chumbo comum usando o método de correção do ^{204}Pb . O valor de ^{206}Pb (%) é a porcentagem de ^{206}Pb não radiogênico presente em cada zircão analisado. Disc % = discordância no diagrama concórdia em porcentagem. (*) Valores corrigidos segundo o modelo de Cumming & Richards (1975). Tipos de grãos: m= 100-250 μm , l= $>250\ \mu\text{m}$, p= prismático, fr= fragmento, c= centro, b= borda, cl= claro/incolor, am= amarelo/marrom.

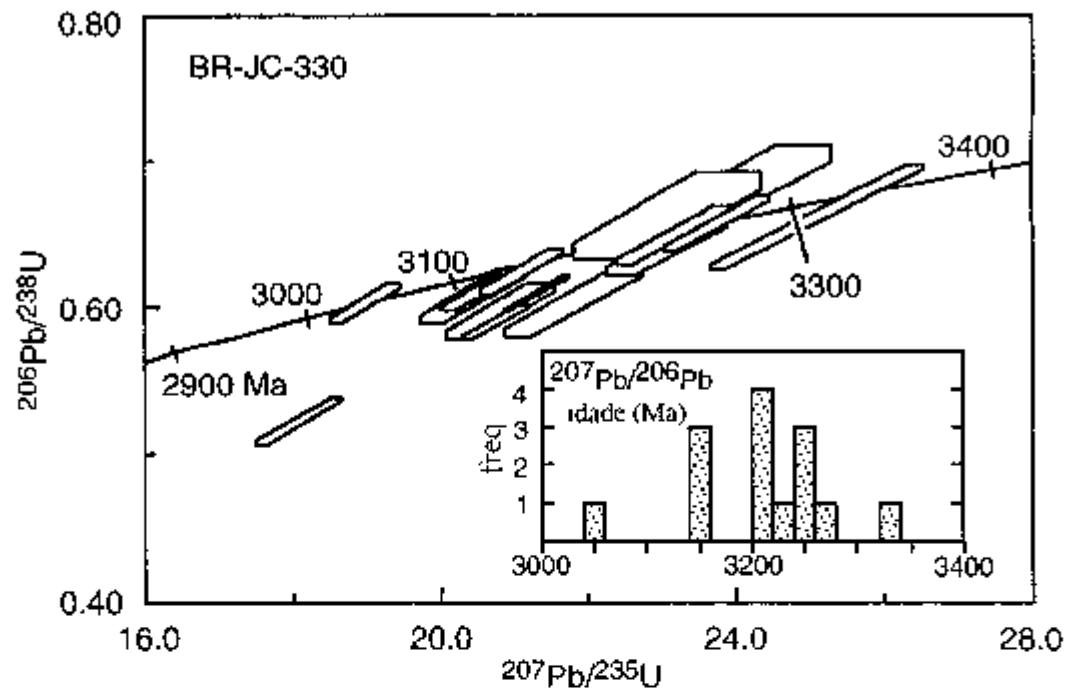


Figura V.4- Diagrama concórdia U/Pb para os zircões dos quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do GBU (amostra BR-JC-330).

As observações de microscopia óptica do grupo-I sugerem tratar-se de uma única população de zircões e que as diferenças de idades são dadas por pequenas perdas parciais de chumbo radiogênico (ex: grão nº 3). Os resultados analíticos dos centros e bordas dos cristais do grupo-I revelam idades entre 3200-3250 Ma. Por outro lado, a partir da avaliação do conjunto de resultados obtidos para esta população, obtêm-se idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ igual a 3252 ± 12 Ma (2σ) (Figura V.4).

Os cristais de zircões do grupo-II apresentam amplas variações de idades (entre 3040 e 3335 Ma) sugestivas de que este grupo é formado por diferentes populações de zircões, fruto das contribuições de fontes crustais distintas. A população mais

antiga é representada por um fragmento de grande cristal de zircão (grão nº 4) cuja análise de seu centro revelou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3335 ± 24 Ma (2σ) (Figura V 4). A segunda população do grupo-II de zircões é representada por quatro análises de grandes fragmentos (grãos nºs 9, 10, 11 e 12) com idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ igual a 3147 ± 16 Ma (2σ) (Figura V 4). Finalmente, a análise do grão nº 2 revelou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3040 ± 24 Ma (2σ) (Figura V 4) e representa a população mais jovem dentre os zircões estudados. Esta idade de 3040 Ma é interpretada como a idade máxima de sedimentação da unidade inferior do GBU.

V.3.2. Área fonte dos sedimentos detríticos da unidade inferior do GBU

As relações geológicas e as datações ($\text{U}/\text{Pb}_{\text{(Shrimp)}}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) em zircões detríticos em sedimentos do GBU e dos eventos magmáticos do BG, podem ser usados para estabelecer comparações, afim de definir a época de deposição destes sedimentos detríticos da unidade inferior do GBU, bem como identificar a(s) provável(eis) área(s) fonte(s) dos mesmos. As análises isotópicas U/Pb (Shrimp) realizadas nos zircões detríticos da unidade inferior do GBU revelaram uma mistura complexa de diferentes subpopulações de zircões com idades de cristalização variando entre 3040 e 3335 Ma, sugerindo a contribuição de diferentes fontes crustais para estes sedimentos. Estas subpopulações de zircões teriam sido transportadas para os quartzitos-conglomeráticos durante o episódio de sedimentação arqueana.

A maioria das subpopulações de zircões identificadas nos quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do GBU (especialmente no grupo-II) é representada por cristais significativamente arredondados, sugestivos de que sofreram transporte de grandes distâncias ou foram envolvidos em mais de um ciclo de sedimentação, através de processos de erosão e deposição. Por outro lado, os cristais da subpopulação do grupo-I, com idade média de 3252 ± 12 Ma, apresentam hábito e formas bem preservadas, sugerindo tratar-se de produto de erosão a partir de uma

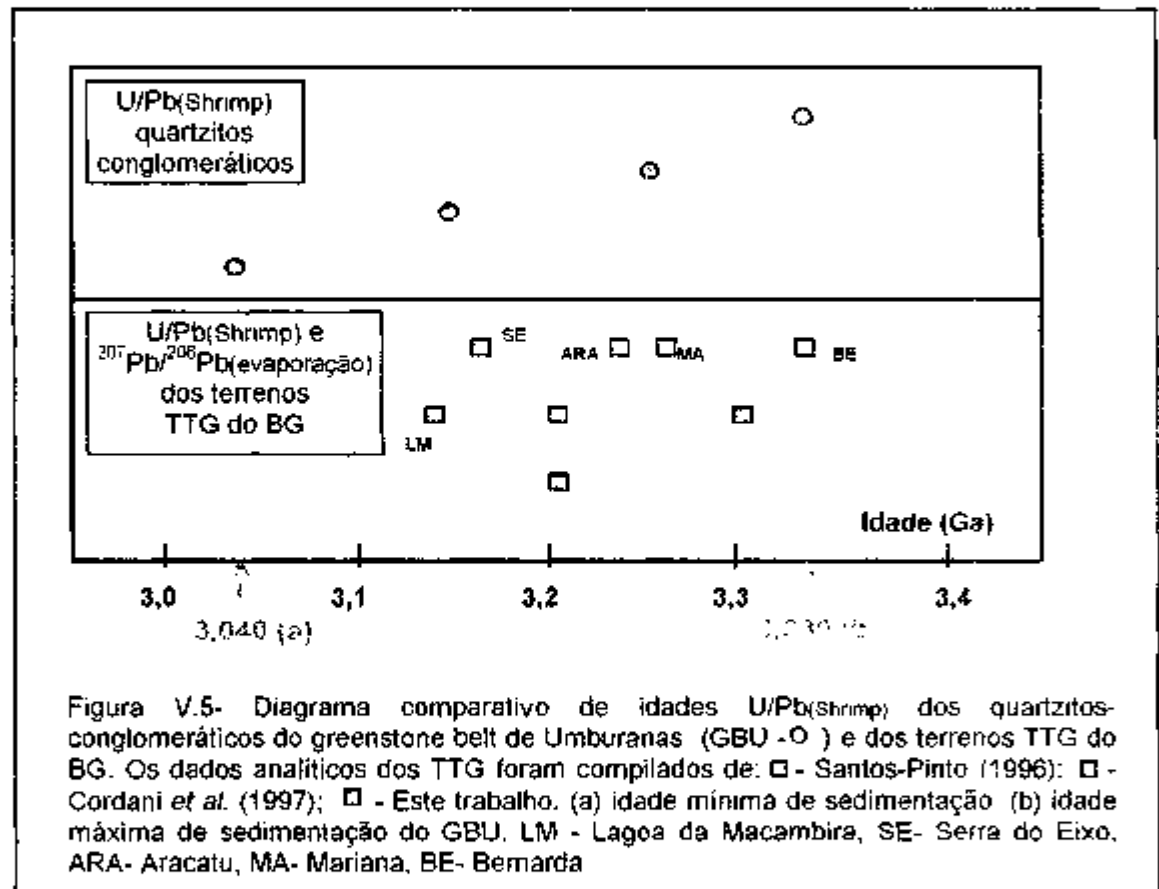
mesma fonte e que sofreram pequeno transporte durante a deposição, indicando assim uma fonte relativamente próxima à bacia.

O conjunto de dados U/Pb(Shrmp) ora apresentados para o GBU sugere que os eventos tectonometamórficos pós-deposicionais e pós-magmáticos presentes no BG, tais como metamorfismo na fácies xisto-verde a anfibolito, intrusão de granitóides no paleoproterozóico e as deformações tardias por zonas de cisalhamentos regionais meso-neoproterozóicas, não produziram recristalizações tardias ou reequilíbrios isotópicos significativos do sistema U/Pb dos zircões detriticos dos quartzitos-conglomeráticos da unidade inferior do GBU.

Idades de zircões detriticos são geralmente interpretadas como indicativas da idade das rochas fonte dos sedimentos. Entretanto, zircões muito arredondados podem indicar sucessivos retrabalhamentos, de modo que nestes casos, estes zircões proporcionam informações sobre a idade da fonte dos zircões e não sobre a idade da última rocha da qual eles foram erodidos (Ansdell *et al.* 1992). Conforme documentado na literatura especializada (e.g., Kober *et al.* 1989, Ansdell *et al.* 1992, Nutman *et al.* 1993) dados isotópicos U/Pb(Shrmp) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação) em monozircões de sequências vulcanossedimentares pré-cambrianas, têm possibilitado a definição com precisão da idade de sedimentação e identificação das possíveis áreas fontes, com reflexos na reconstituição da paleogeografia dos terrenos pré-cambrianos de vários continentes.

Apesar de preservar algumas estruturas primárias, as direções de paleocorrentes para os sedimentos do GBU não podem ser precisamente determinadas, especialmente devido à complexa deformação polifásica a que estão submetidas suas rochas, de modo que, não se pode reconstituir com precisão a trajetória da deposição destes sedimentos. Por outro lado, as determinações isotópicas U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões dos granitóides arqueanos da região de Brumado (Santos-Pinto 1996, Cordani *et al.* 1997) e apresentados nesta pesquisa

revelam idades similares àsquelas obtidas para os zircões detríticos estudados devendo representar portanto suas rochas fontes (Figura V.5). Isto é ilustrado pela comparação das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão) dos maciços granito-granodioríticos de Aracatú e Mariana (com idade de 3240 ± 9 Ma e 3259 ± 5 Ma, respectivamente) e sua proximidade espacial com o GBU. Tal semelhança geocronológica sugere que estes maciços representam as possíveis áreas-fonte dos zircões detríticos do grupo-I com idade média de 3252 ± 12 Ma (Figura V.5).



Com respeito a fonte dos zircões do grupo-II, observa-se que há semelhança de idade dos cristais com idade de 3335 ± 24 Ma com aquela obtida para o tonalito de Bernarda, situada a leste do GBU (Figura V.5). Por outro lado, os fragmentos de zircão

com idade média de 3147 ± 16 Ma, provavelmente tiveram como fonte os granitóides da Serra do Eixo ou Lagoa da Macambira cujas idades são de 3158 ± 5 Ma e 3146 ± 24 Ma, respectivamente (ver figura V 1)

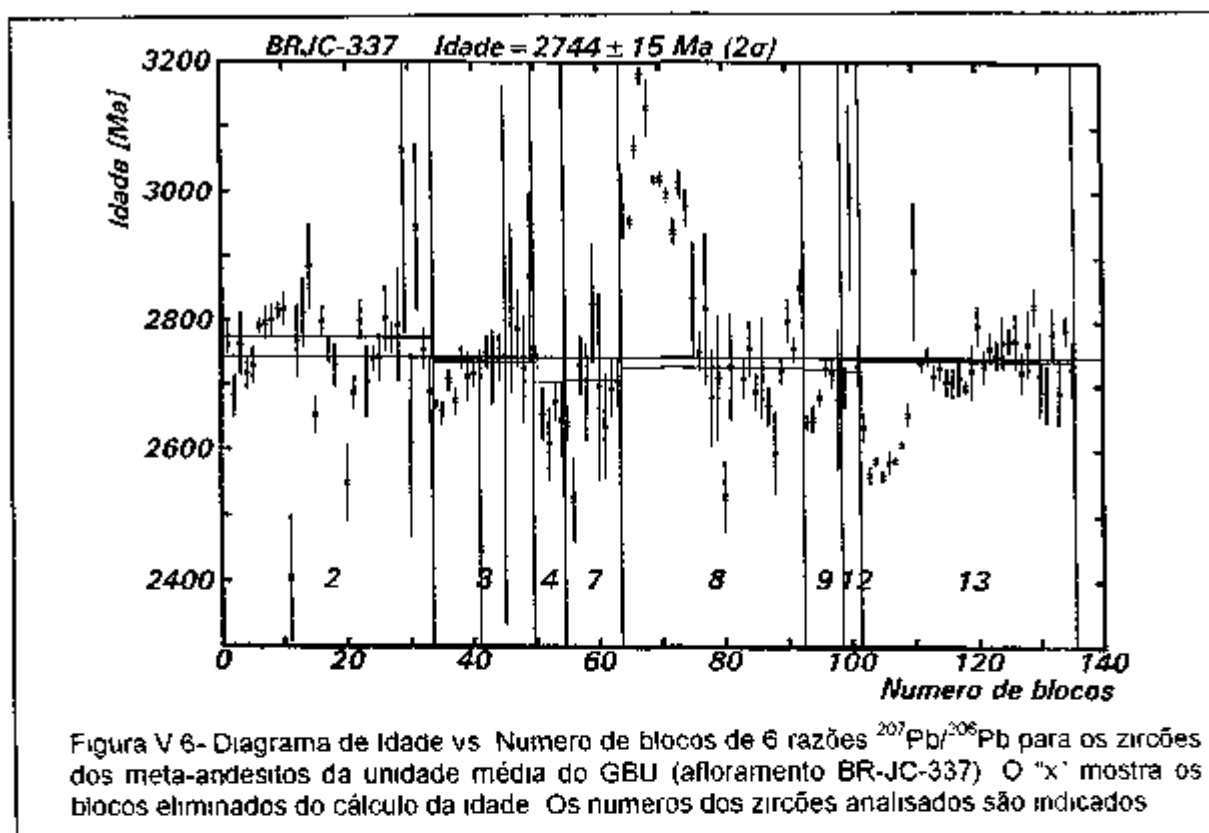
V.3.3. Resultados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (por evaporação de zircões)

Foi analisada uma amostra dos meta-andesitos da unidade média do GBU (afloramento BR-JC-337) (Anexo I)

Desta amostra de meta-andesito foram analisados 18 cristais de zircões translúcidos, castanhos, prismáticos e euedrais. Entretanto, após o tratamento estatístico dos resultados e a eliminação daquelas análises com altos conteúdos de Pb-comum, foram utilizados apenas 08 cristais na definição da idade da rocha (Tabela V 2). A distribuição dos resultados analíticos no diagrama isotópico idade vs. Nº blocos revelou uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o conjunto de zircões analisados de 2744 ± 15 Ma (2 σ) (Figura V 6). Esta idade representa a época de cristalização dos meta-andesitos na unidade média do GBU vinculando a formação deste vulcanismo ao Mesoarqueano.

AMOSTRA/ Nº ZIRCÃO	Nº DE BLOCOS	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	IDADE (Ma) + erro
BR-JC-337/2	22	0.000637 ± 0.000038	0.193629 ± 0.001618	2775 ± 14
BR-JC-337/3	11	0.000260 ± 0.000081	0.189385 ± 0.002411	2738 ± 21
BR-JC-337/4	5	0.000070 ± 0.000037	0.185448 ± 0.005214	2705 ± 46
BR-JC-337/7	7	0.000345 ± 0.000174	0.186080 ± 0.004865	2709 ± 43
BR-JC-337/8	14	0.000500 ± 0.000074	0.189516 ± 0.003432	2741 ± 30
BR-JC-337/9	3	0.000229 ± 0.000049	0.188018 ± 0.002877	2725 ± 25
BR-JC-337/12	3	0.000262 ± 0.000144	0.187499 ± 0.007187	2723 ± 68
BR-JC-337/13	24	0.000199 ± 0.000033	0.188971 ± 0.001454	2735 ± 13

Tabela V 2- Dados analíticos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos zircões dos meta-andesitos da unidade média do GBU



Adicionalmente, destaca-se que a idade de 2744 ± 15 Ma das metavulcânicas félsicas da unidade média do GBU, é coerente com a idade de formação dos granitóides alcalinos intrusivos de Serra do Eixo (ca 2,5-2,6 Ga). No geral estes resultados são coerentes com a interpretação dos dados U/Pb (shrimp) obtidos para os zircões detríticos da unidade inferior do GBU, que sinalizam uma idade máxima de formação de sua porção basal a cerca de 3040 Ma atrás. Deste modo, o GBU ter-se-ia desenvolvido entre aproximadamente 3,04 e 2,75 Ga atrás.

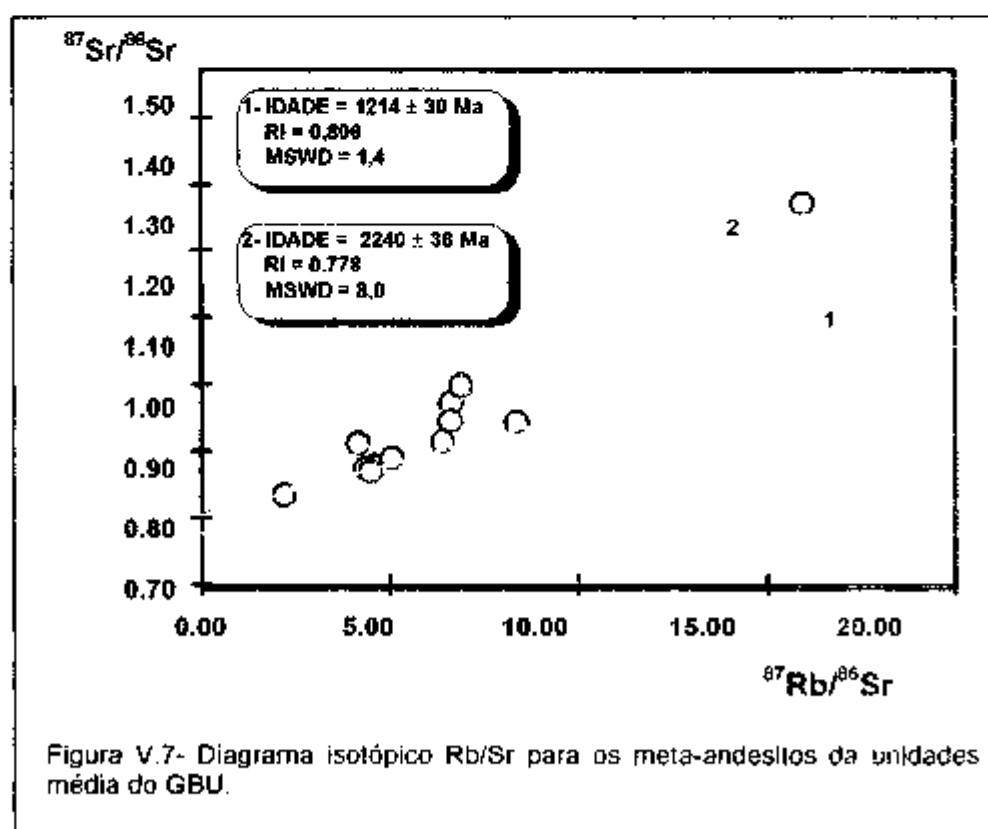
V.3.4. Resultados Rb/Sr

Nesta pesquisa, foram analisadas pelo método Rb/Sr três amostras de dois afloramentos das metavulcânicas félsicas (meta-andesitos) da unidade média do GBU (afloramentos BR-JC-337 e BR-JC-357) (Tabela V 3). A localização destes afloramentos pode ser vista no anexo-I e os resultados analíticos são apresentados na tabela V 3.

Nº LAB.	AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \text{erro}$
12748	BR-JC357A	124,7	44,8	$8,247 \pm 0,228$	$0,94780 \pm 0,00016$
S-272	BR-JC-337A	72,4	102,4	$2,074 \pm 0,058$	$0,84276 \pm 0,00013$
S-273	BR-JC-357B	105,9	49,7	$6,294 \pm 0,174$	$0,91691 \pm 0,00011$

Tabela V.3 - Dados isotópicos Rb/Sr para os meta-andesitos da unidade média do GBU.

A reunião dos dados isotópicos Rb/Sr ora apresentados com aqueles produzidos por Cordani *et al.* (1985) no diagrama isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ revela um alinhamento com idade de 1214 ± 30 Ma (MSWD=1,4) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i)= 0,806 (alinhamento 1 - Figura V.7). Por outro lado, define-se uma errócrona com idade de 2240 ± 36 Ma (MSWD=8,0) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i)= 0,778 (alinhamento 2 - Figura V.7). Esta idade paleoproterozóica, a exemplo das idades com valores entre 1,8-2,0 Ga obtidas nos terrenos gnáissicos-migmatíticos encaixantes, tem sido interpretada como reflexo de reequilíbrios isotópicos ocorridos durante a atuação do ciclo Transamazônico (Cordani *et al.* 1985; Mascarenhas & Garcia 1989).



Por outro lado, a idade isocrônica Rb/Sr em torno de 1.2 Ga das metavulcânicas félsicas é consistente com a idade K/Ar em rocha total ($\approx$ 1.0 Ga) para estas rochas Cordani *et al.* (1985), sugerindo a atuação de processos tectonometamórficos durante o Mesoproterozóico no GBU. Vale destacar adicionalmente, a ocorrência de idades Rb/Sr similares, obtidas através de isócronas de referências em metavulcânicas félsicas do greenstone belt Contendas-Mirante ($\approx$ 1.1 Ga) situado a leste do GBU e em rochas graníticas da região do Pé da Serra ($\approx$ 1.2 Ga) (Cordani *et al.* 1985; Marinho 1991). Este conjunto de dados geocronológicos indica que os processos de reequilíbrio dos sistemas isotópicos K/Ar e Rb/Sr(rocha total) durante o Mesoproterozóico apresentam caráter regional e estão, possivelmente, vinculados ao desenvolvimento de eventos tectônicos no Espinhaço Setentrional.

Finalmente, registra-se a ocorrência de idades brasileiras (entre 0.65 e 0.55 Ga) em biotitas das metavulcânicas félsicas do GBU, bem como os terrenos gnáissicos-migmatíticos adjacentes, sugerindo que as rochas do GBU sofreram episódios tectonotermiais durante o Neoproterozóico. Estes reequilíbrios isotópicos neoproterozóicos estão associados ao desenvolvimento das zonas de cisalhamentos regionais e retrometamorfismo do fácies anfibolito para xisto-verde evoluídos durante o ciclo Brasileiro, encerrando assim, a complexa evolução tectono-metamórfica do GBU.

V.3.5. Resultados Sm/Nd

Foram analisadas pelo método Sm/Nd cinco amostras do GBU, sendo três pertencentes aos meta-komatitos da unidade inferior e duas dos meta-andesitos da unidade média do GBU. Adicionalmente foi analisada 01 amostra (BR-JC-479J) dos meta-basaltos da região da Serra das Éguas, pertencente ao Complexo Ibitira-Brumado. Este meta-basalto guarda similaridade petrográfica e química com os meta-basaltos da unidade inferior do GBU (Cunha *et al.* em preparação) e portanto devem pertencer ao mesmo evento magmático. A localização das amostras analisadas está

apresentada no anexo-I, enquanto que os resultados analíticos podem ser vistos na tabela V.4.

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	ROCHA	AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ erro	fSm/Nd	T_{DM} (Ga)	$\varepsilon_{Nd}(t)$	ε_{Nd} (e)
GBU - Unidade Inferior	Meta-komatiito	BR-JC-711D	0,207 0,001	0,764 0,002	0,1651 0,0002	0,512604 0,000290	-0,16	1,37	+11,4 ($\pm 3,0$)	-0,7
	Meta-komatiito	BR-702L	0,931 0,001	3,359 0,001	0,1686 0,0001	0,512485 0,000050	-0,14	1,86	+7,8 ($\pm 3,0$)	-3,0
	Meta-komatiito	BR-JC-707B	0,353 0,001	1,097 0,001	0,1957 0,0004	0,512675 0,000230	-0,12	1,39	+4,3 ($\pm 3,0$)	+4,6
Ibitira-Brumado	Meta-basalto	BR-JC-479J	2,932 0,001	11,889 0,004	0,1501 0,0001	0,511754 0,000026	-0,24	3,16	+0,6 ($\pm 2,0$)	-17,2
GBU - Unidade Média	Meta-andesito	BR-JC337A	27,309 0,010	147,117 0,222	0,1129 0,0002	0,511196 0,000020	-0,43	2,82	+1,3 ($\pm 2,75$)	-26,1
	Meta-andesito	BR-357B	23,043 0,007	99,742 0,141	0,1406 0,0002	0,511403 0,000021	-0,29	3,51	-4,4 ($\pm 2,75$)	-24,1

Tabela V.4- Dados analíticos Sm/Nd dos meta-komatiitos e meta-basaltos da unidade inferior e dos meta-andesitos da unidade média do GBU e dos meta-basaltos do Complexo Ibitira-Brumado. As razões isotópicas foram medidas com erros de 2σ e os valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ calculados para a época de cristalização das rochas usando o modelo de DePaolo (1981).

Com base na avaliação dos dados geocronológicos apresentados nesta pesquisa, juntamente com as observações litoestratigráficas disponíveis no âmbito do Projeto Ibitira-Brumado (Cunha *et al.* em preparação), e através de comparações com outras seqüências greenstone belts arqueanos do CSF e de outros continentes, pode-se sugerir que o magmatismo máfico-ultramáfico da unidade inferior do GBU se formou há cerca de 3,0 Ga atrás. Tal interpretação é baseada nos seguintes fatos:

a- Os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos no âmbito do Projeto Ibitira-Brumado, revelam que o vulcanismo basal e a sedimentação detrítica da unidade inferior do GBU se formaram no mesmo intervalo de tempo, uma vez que estas rochas apresentam sobreposição relativa (intercalações);

b- Os dados isotópicos U/Pb(Shrimp) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentados para os zircões detríticos da unidade inferior e para as meta-vulcânicas fésicas da unidade média do

GBU respectivamente, indicam que a sedimentação da unidade inferior ocorreu entre 2,75 e 3,04 Ga atrás,

c- O arranjo litoestratigráfico do GBU é similar àquele apresentado pelos greenstones belts arqueanos de Contendas-Mirante e Riacho de Santana situados respectivamente, a leste e a noroeste do GBU, os quais apresentam magmatismo máfico-ultramáfico na base com feições geológicas petrográficas e químicas semelhantes àsquelas do GBU (Marinho 1991, Marinho *et al* 1994b, Cunha *et al* 1996, Silveira *et al* 1996)

d- Para o greenstone belt de Contendas-Mirante, os dados isotópicos Sm/Nd Pb/Pb (rocha total) em conjunto com relações de campo indicam que as rochas máficas-ultramáficas da unidade inferior se formaram há cerca de 3.0 Ga atrás (Marinho *et al* 1994). Já no caso do greenstone belt de Riacho de Santana, situado a oeste do BG no Bloco Guanambi-Correntina, a idade das rochas máficas-ultramáficas basais foi obtida recentemente através de isócrona Sm/Nd(rocha total) com idade de 3200 ± 102 Ma (MSWD=0,8) (Bastos Leal 1997, relatório de progresso Convênio CPGeo-CBPM)

e- Também na porção leste do greenstone belt de Contendas-Mirante ocorre o *sill* máfico-ultramáfico do Rio Jacaré. Recentes determinações geocronológicas Sm/Nd revelaram a idade de cristalização deste *sill* com idade isocrônica em rocha total de $3,07 \pm 0,11$ Ga (Brito *et al* 1998). Estes autores admitem que o *sill* do Rio Jacaré se formou na mesma época das rochas máficas-ultramáficas da unidade inferior do greenstone belt de Contendas-Mirante.

f- Vários greenstones belts arqueanos de outros continentes possuem frequentemente intervalos máximos de idade entre o magmatismo máfico basal e félsico intermediário e/ou superior em torno de 200-300 Ma (e.g. Barberton no craton do Kaapvaal e os greenstones da Província Superior no Canadá e Yilgarn na Austrália, Condie 1981). Como no caso do GBU, a unidade média se formou há cerca de 2,75

Ga atrás, pode-se admitir uma idade máxima de formação em torno de 3,0 Ga para a unidade inferior.

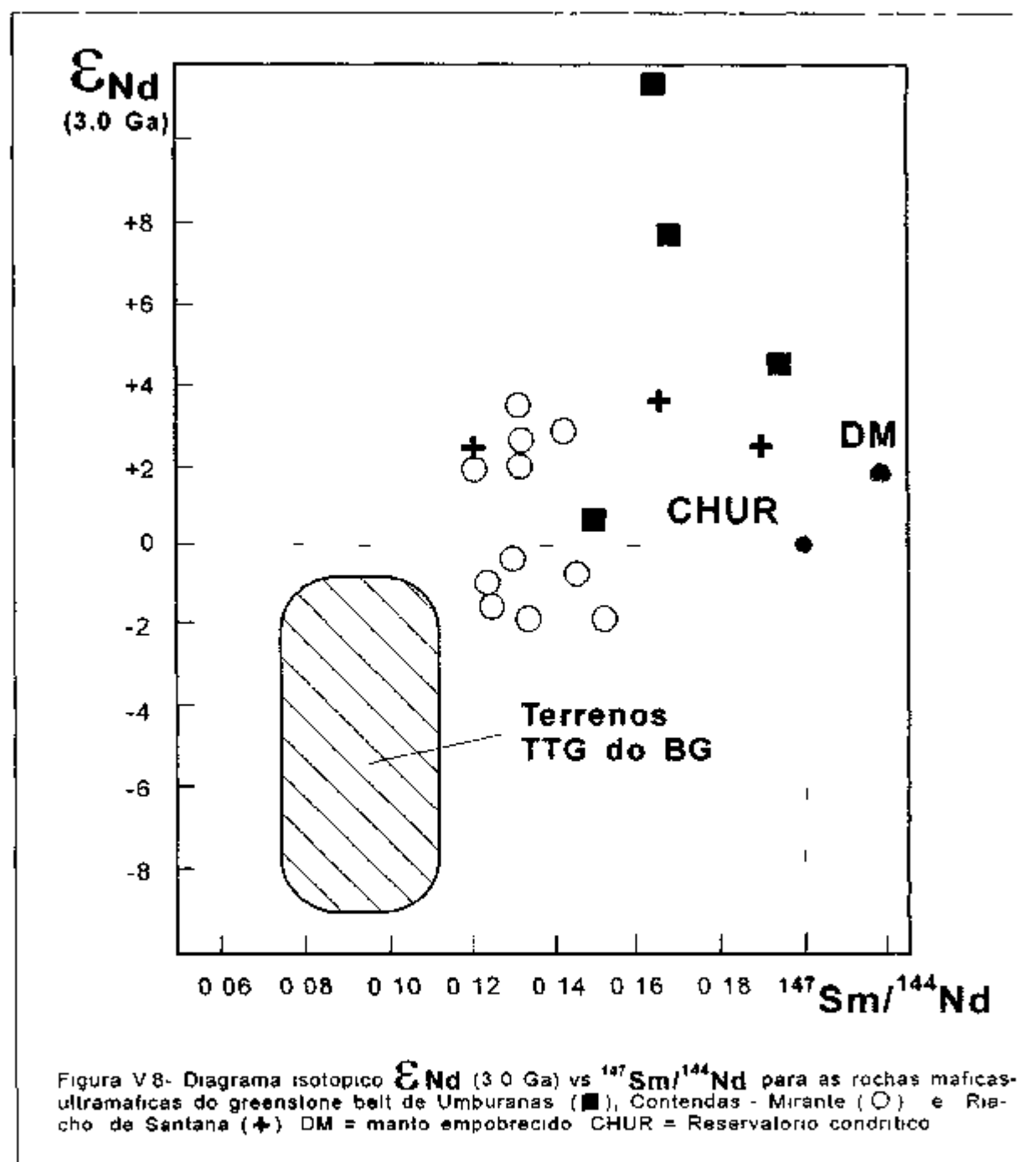
Para as amostras dos meta-komatiitos da unidade inferior do GBU, as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ apresentam valores relativamente elevados entre 0,16 e 0,20 e valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ variando entre -0,12 e -0,16. As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 1,4 e 1,9 Ga, sendo incompatíveis com a evolução da sequência vulcanossedimentar. Conforme visto anteriormente (item V.3.2), as determinações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircões das metavulcânicas intermediárias da unidade média se formaram a 2744 ± 15 Ma atrás. Adicionalmente, destaca-se que o cálculo de idades modelo Sm/Nd para rochas básicas e ultrabásicas é impróprio, uma vez que a evolução isotópica destes materiais ao longo do tempo é semelhante à do manto empobrecido (Faure 1986, Sato *et al.* 1995, Sato 1998). Conforme o exposto, os baixos valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ e da idade modelo Sm/Nd apontam para a ocorrência de processos de fracionamento da razão Sm/Nd ou mesmo que fenômenos de contaminação crustal estiveram presentes durante a formação destas rochas.

A análise da amostra dos meta-basaltos da região de Serra das Éguas (amostra BR-JC-479J), indica menor valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\approx 0,15$) e maior de $f_{\text{Sm/Nd}}$ (-0,24) quando comparados com aqueles obtidos para as amostras dos meta-komatiitos do GBU. Já a idade modelo Sm/Nd (T_{DM}) com valor igual a 3,16 Ga é coerente com o padrão geocronológico U/Pb (shrimp) obtido para as rochas metassedimentares da unidade inferior, cuja idade máxima de sedimentação está em torno de 3,0 Ga atrás. Adicionalmente, este valor de idade modelo ($\approx 3,16$ Ga) é consistente com a idade de cristalização ($\approx 2,75$ Ga) metavulcânicas intermediárias da unidade média do GBU. Portanto, do conjunto de análises isotópicas Sm/Nd no magmatismo máfico-ultramáfico do GBU, a amostra BR-JC-479J é a que melhor representa a composição isotópica Sm/Nd do magma parental deste magmatismo.

Afim de investigar a natureza da fonte mantélica associada a estas rochas máficas-ultramáficas e o envolvimento da crosta continental (terrenos TTG do BG) através de processos de contaminação, foram calculados os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ para a época de formação destas rochas ($t=3,0$ Ga) (Tabela V 4). Os meta-komatiitos revelaram valores positivos variando entre + 4,3 e + 11,4 e os meta-basaltos da região de Serra das Éguas valor próximo de zero (+ 0,6). Embora o número de análises Sm/Nd seja pequeno, estes dados sugerem que estas rochas foram derivadas de uma fonte mantélica empobrecida e que envolveram processos de contaminação crustal durante sua formação, como será mostrado em seguida.

Para melhor ilustrar as variações dos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ e investigar melhor o fenômeno de contaminação crustal associado a estas rochas, foram representadas no diagrama ϵ_{Nd} vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ os valores obtidos para o vulcanismo máfico-ultramáfico do GBU e os terrenos TTG arqueanos do BG (calculados para $t=3,0$ Ga - Figura V 8). Objetivando o estabelecimento de comparações com outras sequências greenstones arqueanas da região, foram representados também neste diagrama os valores de $\epsilon_{Nd(t=3.0\text{Ga})}$ obtidos para as rochas máficas-ultramáficas dos greenstones belts de Contendas-Mirante e Riacho de Santana (Marinho 1991, Marinho *et al.* 1994b, Bastos Leal 1997 relatório de pesquisa - convênio CPGeo-CBPM), bem como a composição do manto empobrecido modelada para $t= 3,0$ Ga.

A distribuição das amostras dos terrenos TTG arqueanos do BG no diagrama ϵ_{Nd} vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ definiram um espectro composicional com $\epsilon_{Nd(t=3.0)}$ variando entre - 0,5 e - 8,5 e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,70 e 0, 11 (Figura V 8). Por outro lado, as amostras do greenstone belt de Contendas-Mirante revelam a ocorrência de dois grupos, um com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos (+ 2,0 a + 3,4) indicando uma fonte mantélica empobrecida para a formação destas rochas e outro grupo com valores de ϵ_{Nd}



negativos (- 0,5 a - 1,7), sugestivos de processos de assimilação crustal da crosta arqueana (terrenos TTG do BG) estiveram presentes durante a formação destas rochas. Segundo (Marinho *et al.* 1994) os processos de contaminação crustal associados às rochas básicas da unidade inferior de Contendas-Mirante são responsáveis pelas variações nas razões entre elementos incompatíveis (Zr/Y, Zr/Yb e Rb/K) e especialmente nas razões Zr/Nb (variando aproximadamente entre 7 e 14). Com base nestas observações e no comportamento geoquímico dos elementos traços, estes autores sugeriram que o greenstone belt de Contendas-Mirante se desenvolveu em ambiente continental. Já as amostras de rochas máficas-ultramáficas do greenstone belt de Riacho de Santana, possuem ϵ_{Nd} positivos (+ 2,3 a + 3,7) revelando composições mais próximas do manto empobrecido, sugestivas de que não envolveram significativamente fenômenos de contaminação por materiais crustais durante a sua formação.

A distribuição das amostras do magmatismo máfico-ultramáfico da unidade inferior do GBU no diagrama ϵ_{Nd} vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ (Figura V.7) revela ampla variação dos valores de ϵ_{Nd} (+ 0,6 a + 11,4). Esta variação sugere a participação de processos de contaminação crustal diferencial nestas rochas, a exemplo do padrão obtido para a sequência Contendas-Mirante. Tal interpretação é suportada por informações geológicas e químicas, pois este magmatismo foi formado em ambiente continental tendo como embasamento os terrenos TTG do BG e estão, por vezes, intercalados nos sedimentos químico-clásticos da unidade inferior do GBU. Adicionalmente, os dados químicos apresentados preliminarmente revelam que este magmatismo foi formado a partir de uma única fonte mantélica e que seu magma parental foi diferentemente contaminado pelas rochas dos terrenos TTG do BG conforme é sugerido especialmente pelas variações nas razões Al_2O_3/TiO_2 (4,2-37,4) e Zr/Nb (7,4-42) (Cunha & Fróes 1994). Tais características convergem, portanto, para a interpretação de que o GBU foi formado em ambiente ensialico.

As amostras dos meta-andesitos da unidade média do GBU (afloramentos BR-JC-337A e BR-JC-357B), apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.11 e 0.14, e valores de idades modelo Sm/Nd T_{DM} igual a 2,82 e 3,51 Ga, respectivamente. O $\epsilon_{\text{Nd}(t=2,75 \text{ Ga})}$ é igual a + 1,3 (amostra BR-JC-337A) e - 4,4 (amostra BR-JC-357B). Neste caso o valor da idade modelo Sm/Nd (T_{DM}) obtida para a amostra BR-JC-337A é coerente com a idade de cristalização ($\approx 2,75$ Ga) para esta rocha, sugerindo portanto, uma extração mantélica há cerca de 2,8 Ga atrás. Embora apenas duas amostras tenham sido analisadas, é evidente a participação de processo de assimilação da crosta siálica arqueana na fonte (terrenos TTG), conforme aponta os valores de idades modelo (T_{DM}) e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ obtidos, no caso da amostra BR-JC-357B. Esta interpretação é suportada também pelos padrões geoquímicos para estas rochas, conforme apresentado preliminarmente por Cunha & Fróes (1994).

Finalmente, destaca-se que fenômenos de contaminação crustal associados a formação de seqüências greenstone belts arqueanas tem sido identificados em rochas vulcânicas básicas e félsicas das seqüências vulcanossedimentares arqueanas da região da Serra do Carajás (Grupo Grão Pará), bem como em outros continentes, como no greenstone belt de Barberton no craton do Kaapvaal na África do Sul (Gruau *et al.* 1990) e em seqüências supracrustais arqueanas da Austrália (Arndt & Jenner 1986). Em todos estes casos, as variações dos valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (positivos e negativos) em conjunto com dados químicos tiveram participação decisiva no diagnóstico da composição da(s) fonte(s) mantélica(s) e de possíveis processos de contaminação crustal associados ao desenvolvimento destas seqüências.

CAPÍTULO VI

GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS NO BLOCO DO GAVIÃO

VI.1. INTRODUÇÃO

Granitóides transamazônicos com idades variando entre 1,9 e 2,1 Ga têm sido identificados nas porções meridional e setentrional do Craton do São Francisco (CSF) (e.g., McReath & Sabaté 1987, Mascarenhas & Garcia 1989, Quémeneur & Vidal 1989, Sabaté *et al.* 1990, Noce 1995, Rosa *et al.* 1996). A investigação da natureza petroquímica, composição isotópica e as implicações tectônicas regionais deste plutonismo é de fundamental importância para o entendimento da evolução crustal do CSF durante o Paleoproterozóico (e.g., Teixeira 1993, Conceição & Otero 1996, Noce *et al.* 1998).

Na região central do estado da Bahia ocorrem várias intrusões graníticas peraluminosas sin a tardi-tectônicas, com idades do Paleoproterozóico (ex. Riacho de Pedras, Carnaíba, Campo Formoso, Serra da Franga, Lagoinha-Lagoa Grande, Caetano) (Cuney *et al.* 1990, Sabaté *et al.* 1990, Barbosa & Dominguez 1996, Santos-Pinto *et al.* 1997). Este plutonismo está disposto ao longo do lineamento transamazônico Contendas-Jacobina e apresenta mineralogia, natureza química e isotópica típicas de granitóides formados a partir de reciclagem da crosta continental, sendo que alguns destes apresentam semelhanças geológicas e geoquímicas com os granitos Hercynianos e Himalaianos (Cuney *et al.* 1990, Sabaté *et al.* 1990). O desenvolvimento deste magmatismo peraluminoso está associado a colisão continental entre os Blocos do Gavião e Jequié, ocorrida durante a evolução do ciclo Transamazônico, há cerca de 2,0 Ga atrás. Estudos petroquímicos e isotópicos revelam que os terrenos gnáissicos-migmatíticos arqueanos do BG compõem a

provável fonte do magma parental destes granitóides (Cuney *et al* 1990, Sabatè *et al* 1990, Marinho *et al* 1994)

No Bloco do Gavião (BG) a ocorrência de granitos transamazônicos tem sido apontada por diversos autores (e.g., Inda & Barbosa 1978, Brito Neves *et al* 1980, Cordani *et al* 1985, McReath & Sabatè 1987, Mascarenhas & Garcia 1989). Mais recentemente, novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos foram apresentados para o plutonismo granítico da porção central do BG localizado nas proximidades da cidade de Brumado (Serra da Franga, Umburanas, Rio do Paulo Igatemi, Caculé, Espírito Santo, dentre outros) (Fróes *et al* 1994, Bastos Leal & Teixeira 1994, Santos-Pinto *et al* 1994, Cunha *et al* 1996). Dados geocronológicos Rb/Sr (rocha total) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em zircões) para esta granitogênese têm revelado idades de cristalização entre 1,9 e 2,0 Ga atrás (Bastos Leal & Teixeira 1994, Santos-Pinto 1996, Bastos Leal *et al* 1997).

Neste capítulo serão apresentados dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos [$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão), Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar] de quatro intrusões graníticas transamazônicas do BG (representadas pelos maciços de Rio do Paulo-RP, Caculé-CA, Espírito Santo-ES e Igatemi-IG) (Figura VI.1). A localização das amostras analisadas é apresentada no anexo-1.

A partir da avaliação e interpretação destes dados pretende-se contribuir para o entendimento da natureza dos eventos geológicos ocorridos no BG durante o Paleoproterozóico, avaliando o envolvimento de componentes mantélicos e crustais na gênese dos magmas graníticos. Em consequência, tentar-se-á caracterizar o ambiente geotectônico ao qual este plutonismo se associa e as decorrentes implicações quanto à evolução crustal do CSF.

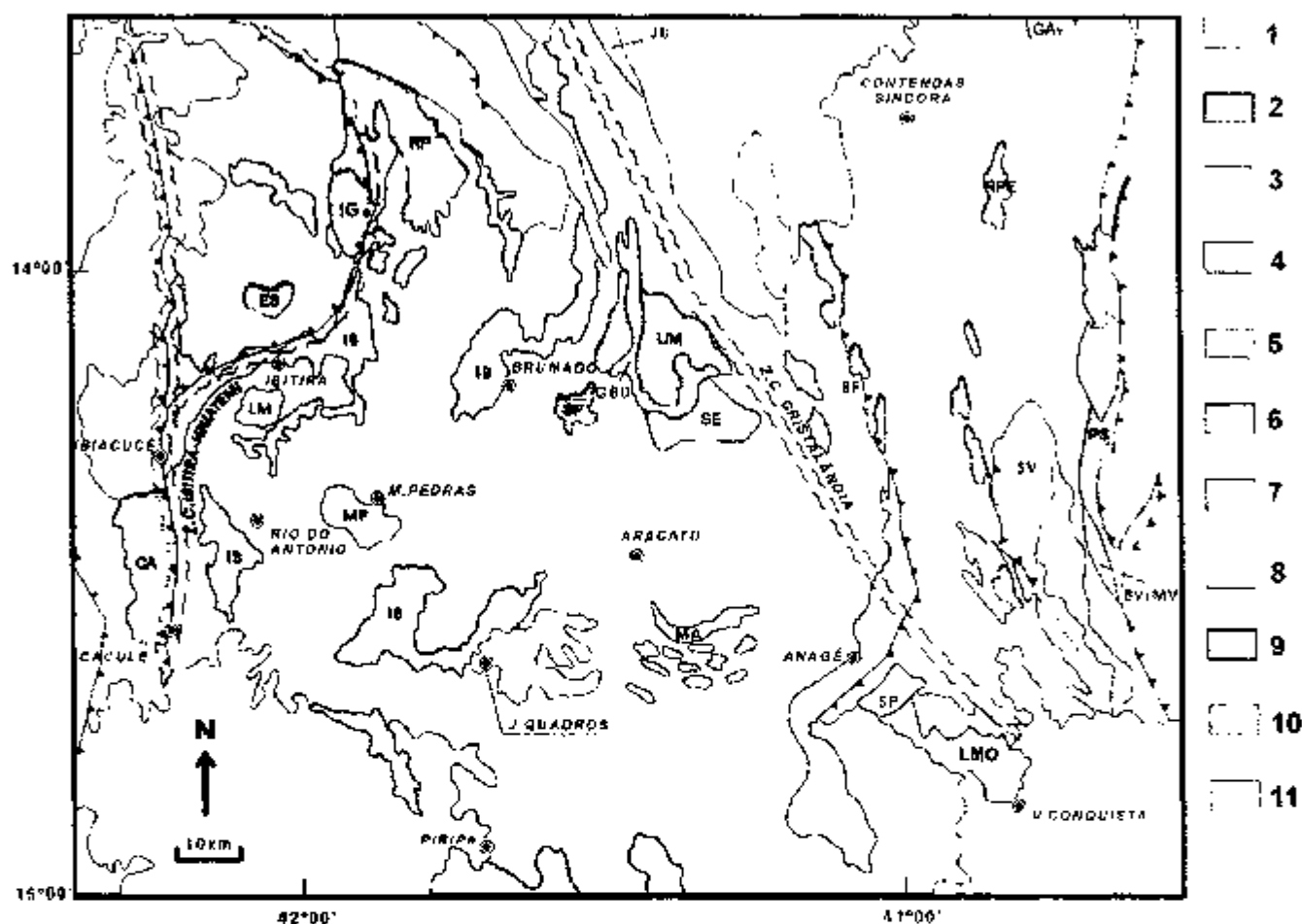


Figura VI.1- Esboço geológico do BG na região de Brumado (Adaptado de Barbosa & Dominguez 1996). 1- Coberturas fanerozóicas; Neoproterozóico: 2- Faixa de dobramento Araucari-Piripá, 3- Supergrupo São Francisco (Grupo Una); Mesoproterozóico: Supergrupo Espinhaço, 4- Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, 5- Complexo ígneo-metamórfico Lagoa Real; Paleoproterozóico: 6- Granitóides (granitos, granodioritos e monzogranitos); CA= Caciú, ES= Espírito Santo, IG= Igatemi, RP= Rio do Paulo, SF= Serra da Franga, UM= Umuranas, GA= Gamela, PS= Pé de Serra, RPE= Riacho de Pedras, LG/Lg= Lagoa Grande / lagoinha); Arqueano: 7- Rochas charnockíticas e Enderbíticas do Bloco de Jequié, 8- Greenstone belt de Contendas-Mirante, 9- Sequências greenstone belt do Bloco do Gavão (GBU- Greenstone belt de Umuranas, IB- Complexo Itabira-Brumado), 10- Granitóides (tonalitos, granitos e granodioritos), (LM= Lagoa da Macambira, MP= Malhada de Pedras, SE= Serra do Eixo, MA= Mariana, BE= Bernarda, SV= Sete Voltas, SP= Serra dos Pombos, LMO= Lagoa do Morro, BV/MV= Boa Vista/ Mata Verde, JU= Jussipe) 11- Terrenos gnáissicos-migmatíticos da suite TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos) com a presença subordinada de rochas paragneisses. Z.C.= Zonas de cisalhamentos — Falhas de empurrão.

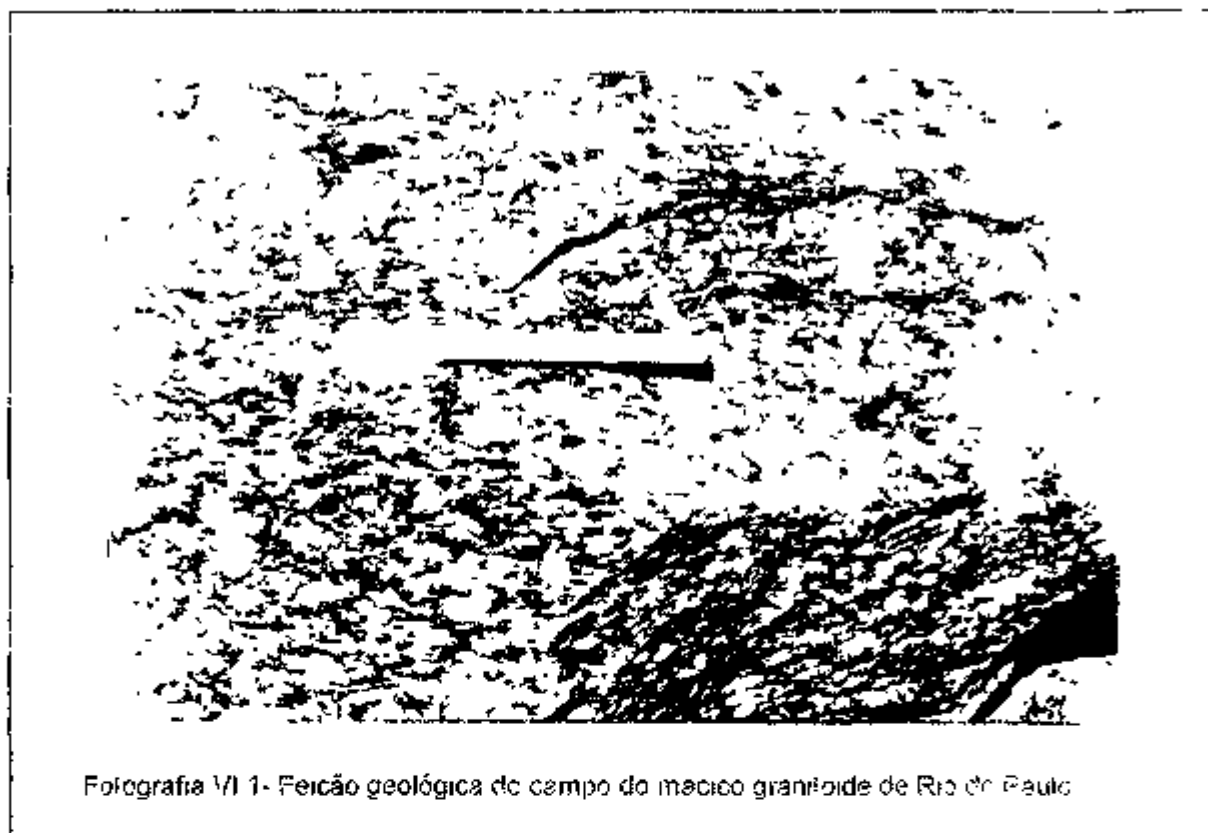
VI.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E PETROGRÁFICAS DOS MACIÇOS GRANITÓIDES

VI.2.1. Maciço do Rio do Paulo (RP)

O maciço do Rio do Paulo está situado na porção central da área estudada, a noroeste da cidade de Brumado, alojado nos terrenos TTG do BG e nas rochas vulcanossedimentares do Complexo Ibitira-Brumado (Figura VI 1)

Este maciço é constituído por rochas relativamente homogêneas, com colorações variando de cinza-claro a cinza-escuro, granulação grosseira textura porfiritica composto predominantemente por biotita-granitos e hornblenda-biotita-granitos. Em geral suas rochas apresentam-se fortemente foliadas por uma tectônica de cisalhamento, que define por vezes estruturas em "augen", onde os fenocristais de feldspatos (microclina) são deformados, orientados e envolvidos por uma massa composta de biotita, hornblenda e quartzo. Associados a estas rochas ocorrem enclaves de rochas máficas e "spots" máficos de tamanhos e formas variadas com bordas digeridas pelo magma, além de enclaves dos terrenos TTG arqueano (Fotografia VI 1)

Petrograficamente, as rochas deste maciço apresentam textura milonítica, com fenocristais de microclina ($\approx 10\%$) e quartzo ($\approx 20\%$), imersos em uma matriz fina composta por plagioclásio, quartzo e microclina (esta matriz representa cerca de 45% do volume total da rocha), tendo a biotita ($\approx 20\%$) e hornblenda ($\approx 15\%$) distribuindo-se sob forma aleatória na rocha. Os minerais acessórios mais abundantes são opacos zircão, monazita, apatita, epidoto e titanita.

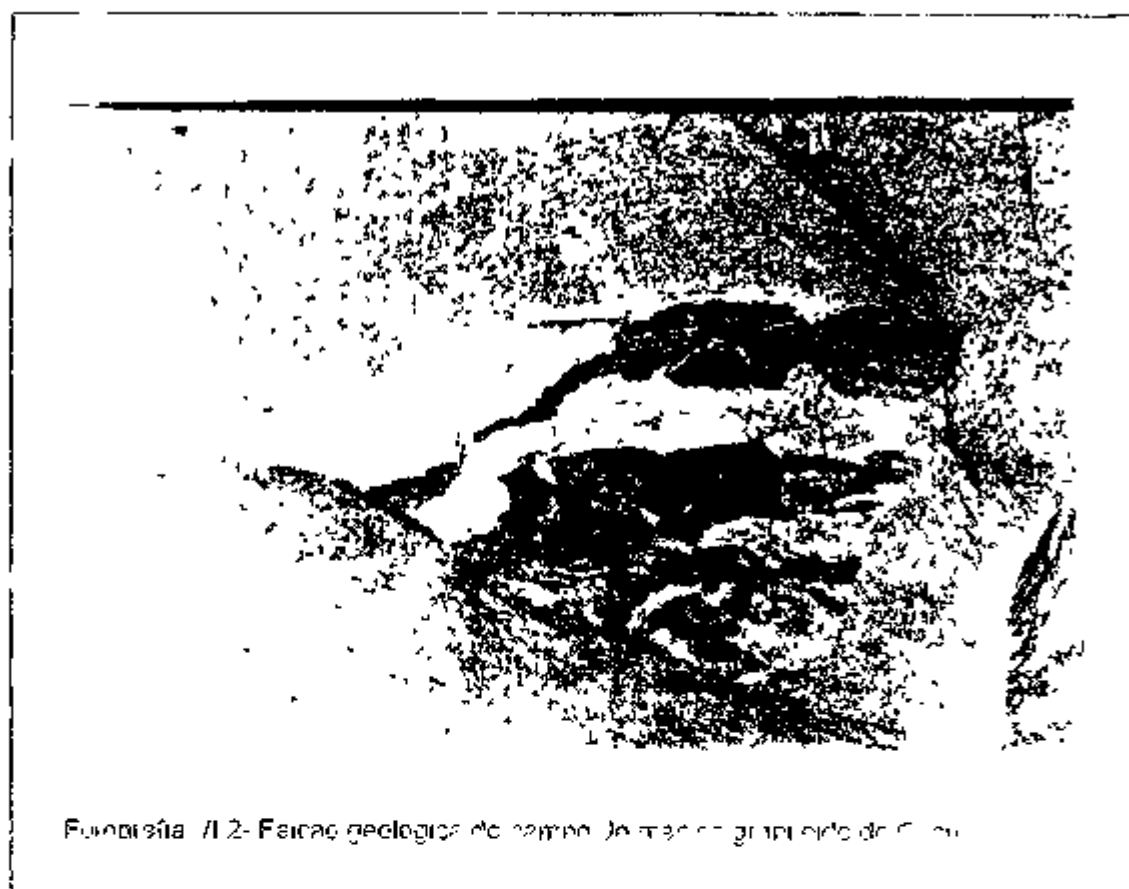


Fotografia VI 1- Feição geológica do campo do maciço granitóide de Rio de Paulo

VI.2.2. Maciço de Caculé (CA)

O maciço de Caculé (CA) está situado na porção sudeste da área pesquisada nas proximidades da cidade de Caculé. Trata-se de um batólito alocado nos terrenos TTG do BG nas proximidades da zona de cisalhamento Itiara-Iguaçu (Figura VI 1).

As rochas do maciço de CA possuem composição homogênea coloração variando de cinza a rósea, aspecto maciço com discreta orientação dos componentes máficos (anfíbólio e biotita) os quais acham-se dispersos em meio a um mosaico de granulação média a grossa formado por feldspato e quartzo (Fotografia VI 2). Destacam-se em alguns afloramentos a presença de quartzo azulado. Quando atingidas pela deformação as rochas deste maciço apresentam forte foliação do cisalhamento, mostrando, em alguns locais, aspecto milonítico. Essas feições miloníticas são observadas especialmente nas proximidades das zonas de cisalhamentos Itiara e



Fundação / 1.2- Faixa geológica do campo de mineração de Cuiabá

que compõe o lineamento Iguaçu-Itaipu. São os minerais secundários e o desenvolvimento angular do rock e cristais de plagioclásio e feldspato máfico (Figura 1.1).

Petrograficamente, quando se observa das dois a quatro porções da amostra, há máfio de 24 a 30% (com uma cristalinidade variando de 10 a 20%), alguns perititos (microclina $\approx 25\%$, plagioclásio $\approx 70\%$), quartzos e feldspatos em formas poligonais. A biotita ($\approx 20\%$) ocorre em agregados e forma os cristais de anfibólio Fe-hastingerite ($\approx 5\%$) e allanite ($\approx 2\%$). Freqüentemente, há clivagem e massas irregulares apertadas de feldspato e biotita, com máfio mantos (biotita e anfibólio) e outros cristais de feldspato e biotita, com máfio e outros minerais, incluindo o feldspato e a biotita, com máfio e outros minerais.

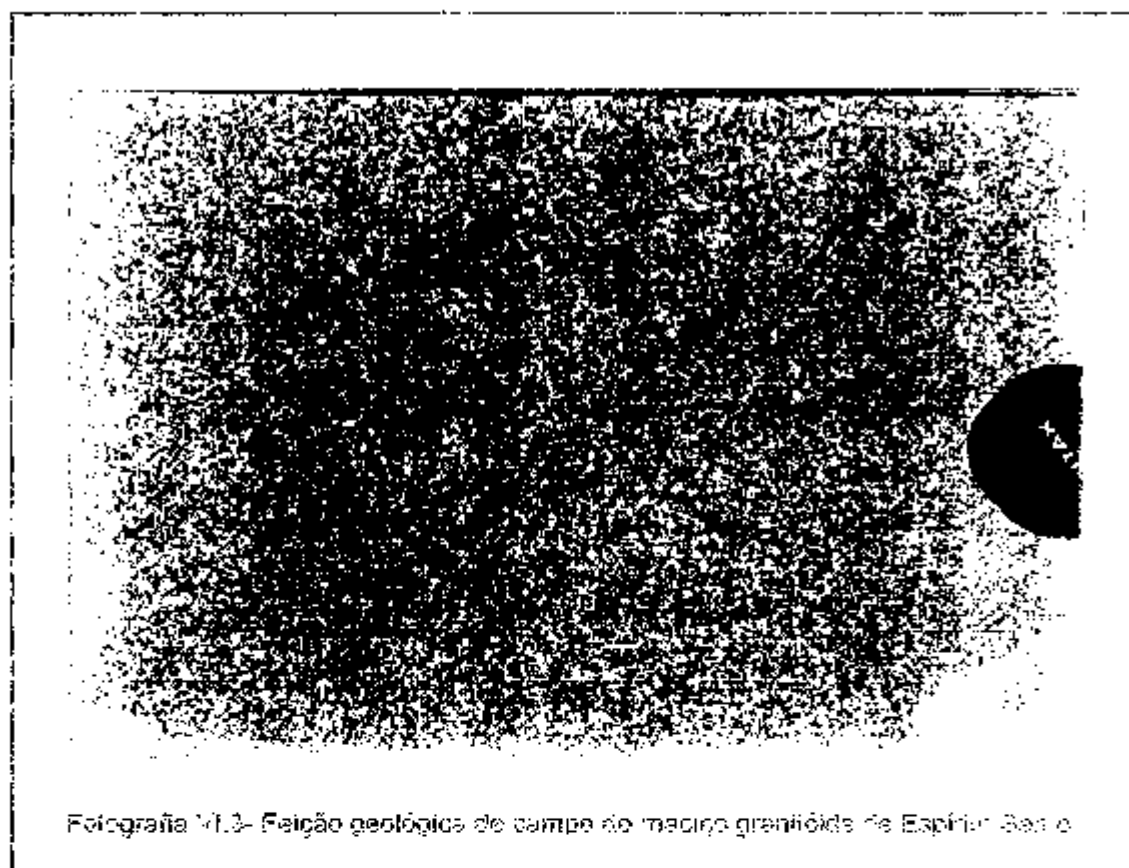
invadidas e substituídas por escapolita, sugerindo a presença de fenômenos metassomáticos. Quando cisalhadas, estas rochas apresentam textura cataclástica onde observa-se as palhetas de biotita associadas a cristais esqueléticos de anfibólio. Já os cristais de feldspato ocorrem em formas achatadas e estiradas, embora ainda seja perceptível o hábito ripiforme e a geminação albita-Calsbard.

Adicionalmente, cabe resaltar a notável similaridade geológica e petrográfica das rochas dos maciços de CA e RP. Esta similaridade está marcada especialmente pelo padrão de deformação pelas zonas de cisalhamento regionais e pela composição mineralógica, particularmente por tratar-se de granitos à biotita e anfibólio.

VI.2.3. Maciço de Espírito Santo (ES)

O maciço de Espírito Santo (ES) ocorre na porção central da região estudada, a noroeste de cidade de Brumado. Este corpo granitóide é intrusivo nos terrenos TTG, tendo seus principais afloramentos situados nas proximidades do distrito de Ibitira (Figura VI 1).

Este granitóide apresenta aspecto homogêneo, cor rósea mosqueada em preto devido a presença de pequenos nódulos de biotita dispersos na rocha. Possui granulação fina a média e estrutura levemente foliada, portando enclaves dos terrenos TTG (Fotografia VI 3).



Fotografia VI.3- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Espírio Santo

Petrograficamente, as rochas do maciço de ES são constituídas por microclina ($\approx 55\%$), quartzo ($\approx 20\%$), plagioclásio ($\approx 20\%$), biotita ($\approx 4\%$) e muscovita ($\approx 1\%$) formando a mineralogia principal, tendo como minerais acessórios a apatita, monazita e zircão. Apresentam textura granoblástica, com porções disseminadas de biotita, em meio a mosaico irregular de microclina, plagioclásio e quartzo. A microclina invade e assimila o plagioclásio, enquanto este último apresenta aspecto ascérifo, estando fortemente saussuritizado. Os cristais de biotita e muscovita aparecem quase sempre associados.

VI.2.4. Maciço de Iguaçu (IG)

Este maciço está situado na porção centro-norte da região estudada, sendo intrusivo nas rochas vulcanossedimentares do Complexo Ititina-Enxada e nos terrenos TTG (Figura VI.1).

As rochas deste granitóide apresentam coloração variando de cinza a cinza-róseo, granulação fina a média, textura porfírica e composição homogênea, representada principalmente por biotita-granitos. Este corpo granítico apresenta estrutura levemente foliada, com forte foliação nas porções marginais de intrusão, tipicamente relacionadas aos estágios de evolução magmática. Por outro lado, as foliações presentes nas porções interiores são associadas a deformações por zonas de cisalhamentos regionais (Fotografia VI.4). São frequentes neste maciço a presença de enclaves de rochas gnáissicas-migmatíticas.



Fotografia VI.4- Feição geológica de campo do maciço granitóide de Iguaçu

A mineralogia das rochas do maciço de IG é constituída por fenocristais de microclina ($\approx 8\%$), envolvidos em matriz fina formada por plagioclásio ($\approx 60\%$), quartzo ($\approx 22\%$) e biotita ($\approx 10\%$). O plagioclásio acha-se parcialmente saussuritizado, enquanto o quartzo ocorre em formas alongadas tipo "ribbon", com a biotita em formas de palhetas orientadas, geralmente associada com epidoto e muscovita. Os minerais acessórios mais comuns são representados por titanita, apatita, allanita, monazita e zircão.

Em particular, as rochas que compõem os maciços granitóides de ES e IG apresentam algumas similaridades geológicas e petrográficas entre si. Tal semelhança é marcada principalmente pelo padrão de deformação levemente foliado, presença de xenólitos dos terrenos TTG e mineralogia a biotita e muscovita, típica de granitos tipo-S. Por outro lado, os granitóides de RP e CA possuem xenólitos de rochas máficas e paragnáisses e dos terrenos TTG, além de mineralogia a biotita e anfibólio, típica de granitos tipo-I.

Na tabela VI.1 é apresentado um resumo das principais características geológicas e petrográficas dos maciços granitóides estudados, onde pode-se observar claramente as diferenças entre os maciços de RP e CA e aqueles de ES e IG.

Maciço granitóide	Rochas encaixantes	Deformação	Xenólitos	Mineralogia essencial	Mineralogia acessória
RIO DO PAULO (RP)	TTG e rochas vulcanossedimentares	fortemente deformados por cisalhamentos	rochas máficas e terrenos TTG	microclina, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita	opacos, monazita, apatita, epidoto, titanita
CACULÉ (CA)	TTG e rochas vulcanossedimentares	fortemente deformados por cisalhamentos	paragnâisses e granulitos máficos	microclina, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita	opacos, allanita, apatita, titanita, zircão, escapolita
ESPÍRITO SANTO (ES)	TTG, rochas vulcanossedimentares	levemente foliado	terrenos TTG	microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita	apatita, monazita, zircão, titanita
IGUATEMI (IG)	TTG, rochas vulcanossedimentares	levemente foliado, localmente cisalhado	terrenos TTG	microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita	allanita, monazita, apatita, zircão, titanita, epidoto

Tabela VI.1. Resumo das características geológicas e petrográficas dos maciços granitóides de RP, CA, ES e IG.

VI.3. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As tabelas VI.2 e VI.3 apresentam os dados químicos de elementos maiores, menores e terras raras dos granitóides de RP, CA, ES e IG e no Anexo I é apresentada a localização das amostras analisadas

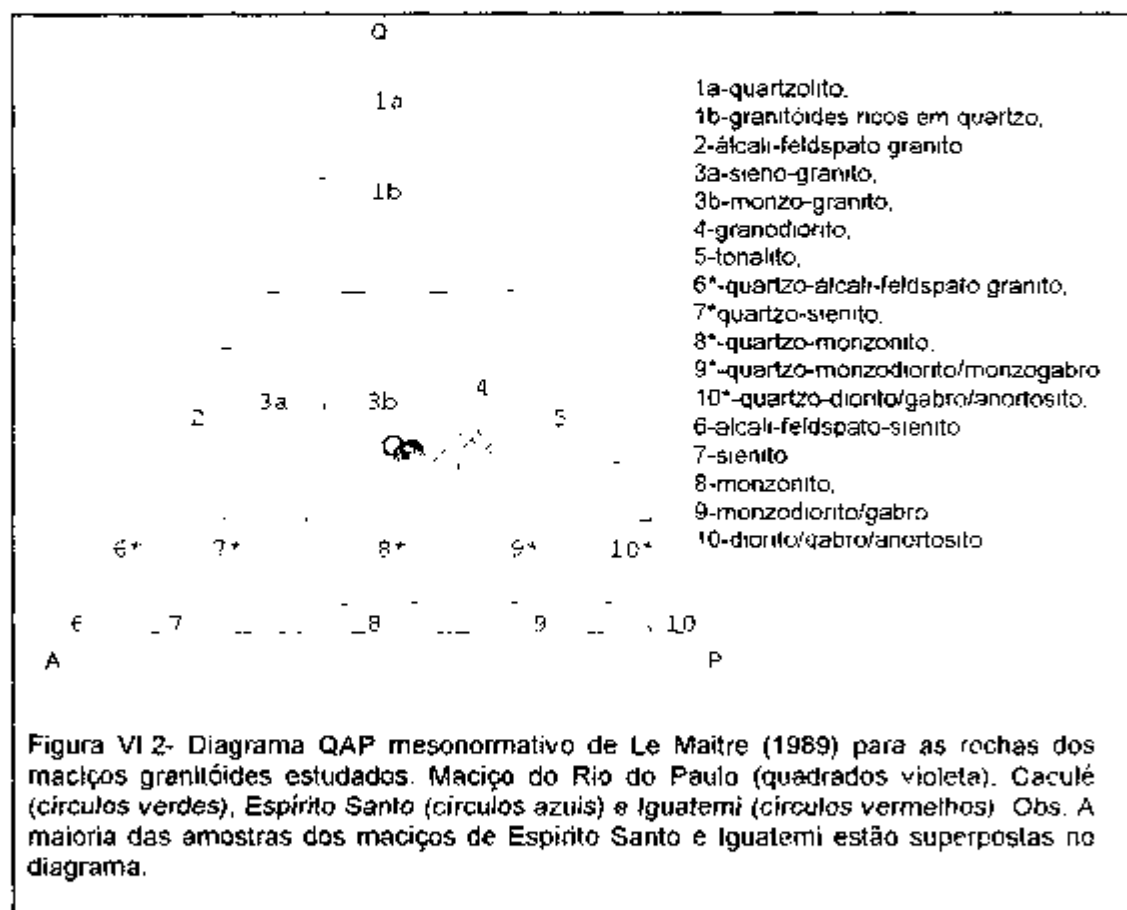
Nº AMOSTRA	BR-JC-68A	BR-JC-68E	BR-JC-68I	BR-JC-68M	BR-JC-229	BR-JC-234	BR-JC-237A	BR-JC-237B
MACIÇO	RIO DO PAULO (RP)				CACULÉ (CA)			
ELEMENTOS MAIORES								
SiO ₂	66.15	66.65	66.72	69.39	67.61	67.04	66.22	66.16
TiO ₂	0.69	0.71	0.67	0.46	0.75	0.83	1.23	0.98
Al ₂ O ₃	15.13	14.42	14.81	14.87	13.89	14.20	14.15	14.16
Fe ₂ O ₃	6.76	7.11	6.43	4.65	5.70	5.53	6.17	6.52
MnO	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.06	0.07	0.07
MgO	0.90	0.85	0.84	0.56	0.82	0.86	1.02	0.87
CaO	4.03	3.72	3.52	2.67	2.68	2.69	3.24	3.09
Na ₂ O	2.90	2.80	2.96	3.13	3.09	3.36	3.14	2.91
K ₂ O	3.18	3.39	4.05	4.33	5.40	5.00	5.09	5.01
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.21	0.13	0.16	0.16	0.42	0.25
LOI	0.63	0.64	0.54	0.46	0.50	0.85	0.50	0.49
TOTAL	100.02	99.93	100.29	100.24	100.17	99.73	100.35	100.03
mg#	0.21	0.19	0.20	0.19	0.22	0.23	0.23	0.21
ELEMENTOS TRAÇOS								
Rb	100	102	135	210	150	126	175	173
Cs	4.50	9.40	13.10	40.20	1.10	0.50	1.50	0.50
Ba	1215	1016	1703	1206	1393	1879	1350	1401
Sr	218	172	197	145	302	368	317	315
Ta	1.30	1.40	0.50	1.20	1.40	1.80	3.30	0.50
Hf	10.80	13.50	10.40	9.00	17.80	16.80	21.20	18.90
Zr	660	659	510	369	866	945	992	954
Y	49	67	51	26	117	89	92	111
Th	10.40	14.90	14.70	26.50	44.50	28.40	28.20	42.30
U	1.10	2.00	1.60	3.00	1.60	1.00	2.20	2.50
ELEMENTOS TERRAS RARAS								
La	75.8	96.5	94.9	132.0	352.0	292.0	304.0	396.0
Ce	146.0	187.0	181.0	226.0	623.0	526.0	510.0	636.0
Nd	67.0	85.0	75.0	72.0	227.0	197.0	202.0	222.0
Sm	11.8	15.9	12.7	10.4	33.7	28.0	30.0	33.1
Eu	2.98	2.88	3.04	2.48	3.04	3.00	3.52	3.34
Tb	1.60	2.20	1.60	1.30	4.30	3.20	3.10	3.50
Yb	3.70	5.06	4.04	2.25	8.18	6.12	6.54	5.73
Lu	0.54	0.68	0.55	0.29	1.07	0.78	0.95	0.82
Eu/Eu*	0.64	0.46	0.62	0.62	0.23	0.45	0.33	0.28

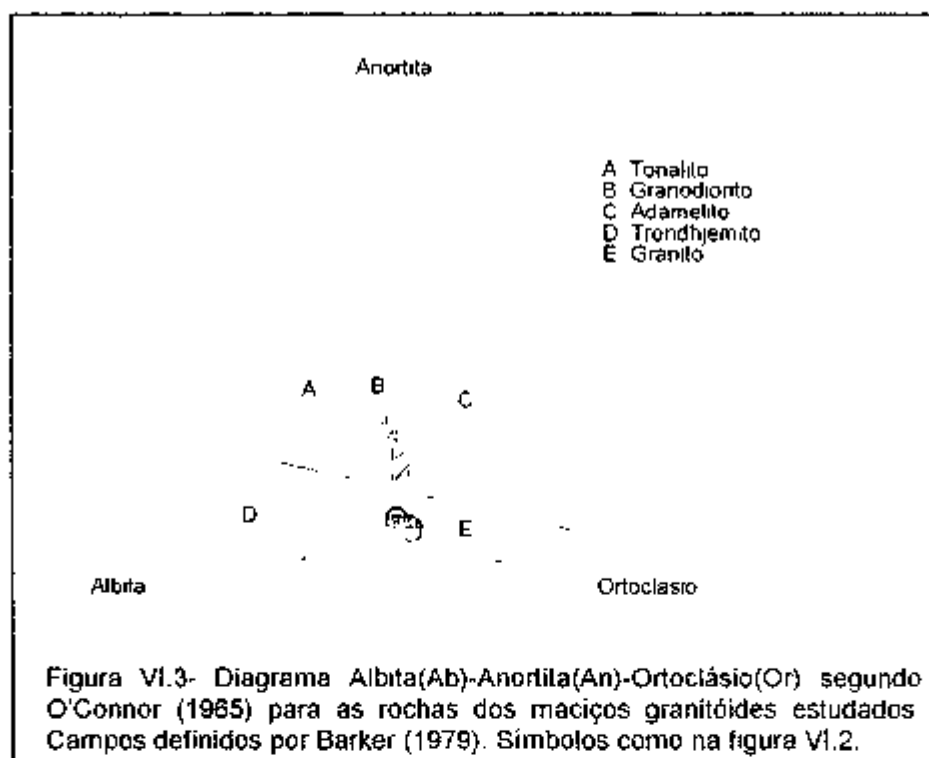
Tabela VI.2- Análises químicas dos maciços de Rio do Paulo (RP) e Caculé (CA) mg# = [Mg/(Mg+Fe²⁺) catiônico]

Nº-AMOSTRA	BR-01G	BR-01L	BR-01P	BR-01R	BR-JC-304D	BR-JC-304F	BR-JC-304J	BR-JC-304C
MACIÇO	ESPIRITO SANTO (ES)				IGUATEMI (IG)			
ELEMENTOS MAIORES								
SiO ₂	73.74	73.21	74.15	74.13	73.93	74.28	73.59	73.65
TiO ₂	0.15	0.19	0.16	0.18	0.14	0.09	0.14	0.15
Al ₂ O ₃	14.00	14.05	14.22	14.05	13.88	14.01	13.81	14.07
Fe ₂ O ₃	1.34	1.54	1.43	1.48	1.67	1.18	1.70	2.03
MnO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
MgO	0.17	0.22	0.19	0.20	0.26	0.16	0.26	0.28
CaO	1.10	1.17	0.83	1.18	1.07	0.86	1.08	1.08
Na ₂ O	3.69	3.55	3.48	3.68	3.64	3.77	3.52	3.73
K ₂ O	5.03	5.23	5.41	5.13	5.22	5.23	5.40	4.97
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04
LOI	0.84	0.90	0.48	0.78	0.69	0.67	0.93	0.89
TOTAL	99.29	99.25	99.97	100.09	99.90	99.65	99.58	100.04
mg#	0.20	0.22	0.21	0.21	0.24	0.21	0.23	0.21
ELEMENTOS TRAÇOS								
Rb	340	297	329	309	251	269	242	277
Cs	7.40	6.40	6.50	5.00	6.6	4.4	5.6	12.3
Ba	300	377	346	378	346	258	432	370
Sr	63	72	62	76	82	69	97	86
Ta	2.50	1.30	3.60	3.30	0.5	3.9	2.5	1.3
Hf	3.60	4.10	2.50	4.00	4.3	3.2	5.2	5.6
Zr	118	180	120	142	148	106	153	174
Y	35	22	119	32	84	93	55	68
Th	28.90	30.70	32.40	35.20	35.8	32.3	42.3	41.1
U	3.00	5.10	4.30	5.30	5.8	6.3	6.2	6.3
ELEMENTOS TERRAS RARAS								
La	45.5	52.1	282	51.3	58.7	79.6	74.2	72.6
Ce	88.0	96.0	173.0	98.0	115.0	109.0	147.0	144.0
Nd	29.0	32.0	119.0	34.0	42.0	48.0	55.0	58.0
Sm	5.68	5.33	21.40	5.86	9.05	10.80	10.20	10.90
Eu	0.61	0.69	1.67	0.76	0.83	0.84	0.97	0.92
Tb	1.20	1.00	4.10	1.00	1.9	2.2	1.9	2.1
Yb	3.17	1.46	6.73	2.54	6.93	7.45	4.30	7.27
Lu	0.46	0.18	0.82	0.36	0.98	1.08	0.66	1.03
Eu/Eu*	0.23	0.29	0.17	0.30	0.19	0.17	0.22	0.19

Tabela VI.3- Análises químicas dos maciços de Espírito Santo (ES) e IguateMI (IG) mg# = [Mg/(Mg+Fe²⁺) catiônico]

A composição destas rochas no diagrama QAP mesonormativo mostra um espectro composicional restrito, concentrando-se nos campos dos monzo-granitos (RP, CA, ES e IG), com duas amostras do maciço do RP posicionadas no campo dos granodioritos (Figura VI.2). O diagrama An-Ab-Or (O'Connor 1965) expressa também este espectro composicional limitado, com a maioria das amostras posicionadas no campo referente aos granitos (CA, ES e IG), tendo uma amostra do maciço de CA no limite dos campos dos granitos com os adamelitos, enquanto que as amostras do maciço do RP distribuem-se entre os campos dos adamelitos e granodioritos (Figura VI.3)

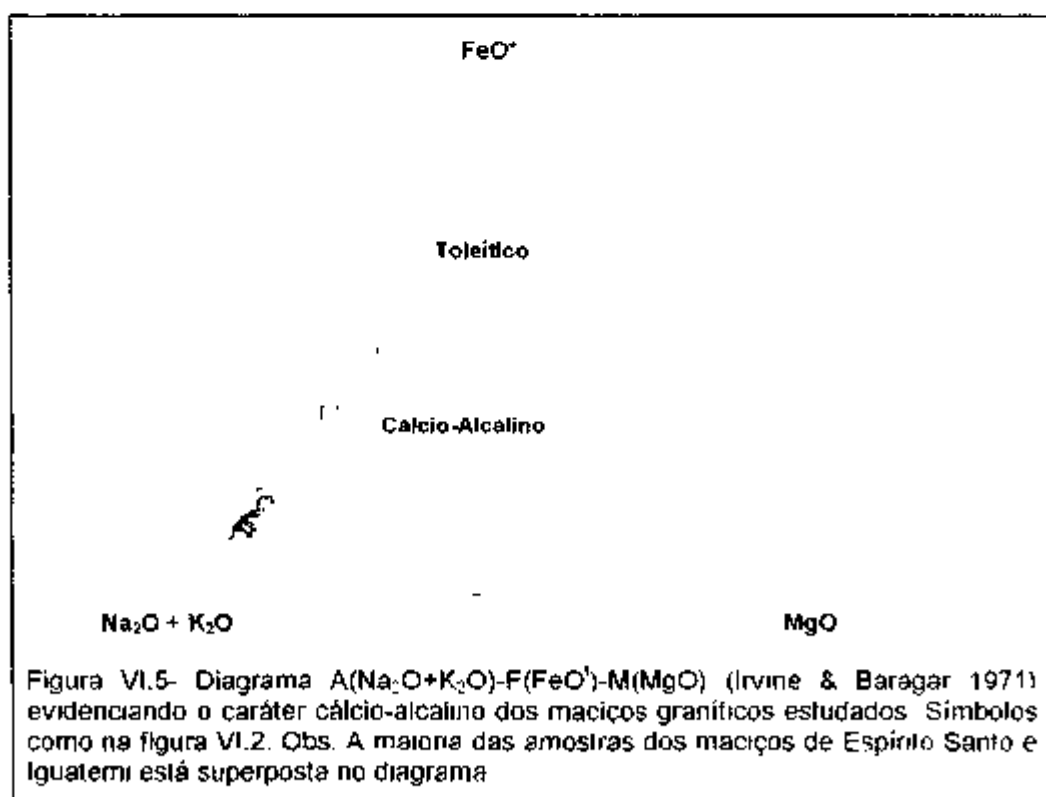
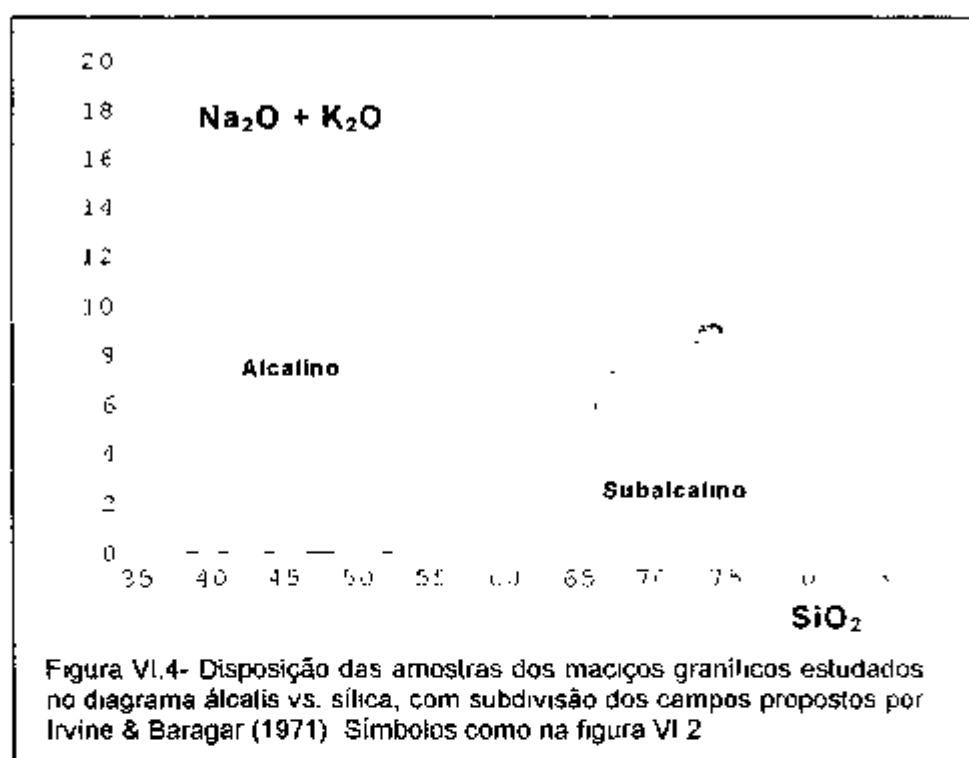




A avaliação dos dados químicos, em termos de elementos maiores, permitiu a definição de duas séries magmáticas subalcalinas para estes granitoides, conforme a distribuição das amostras no diagrama SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Irvine & Baragar 1971): uma representada pelos maciços de RP e CA e a outra pelos maciços de ES e IG (Figura VI.4). Observa-se também que as amostras do maciço de CA se aproximam do campo das suítes alcalinas. Estas duas séries magmáticas podem ser melhor individualizadas no diagrama $\text{A}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, $\text{F}(\text{FeOt})$, $\text{M}(\text{MgO})$ (Irvine & Baragar 1971) caracterizando as rochas estudadas como de filiação cálcio-alcalina, sendo que três amostras do maciço do RP em particular (BR-JC-68A, BR-JC-68E e BR-JC-68I) se apresentam mais enriquecidas em ferro (Figura VI.5).

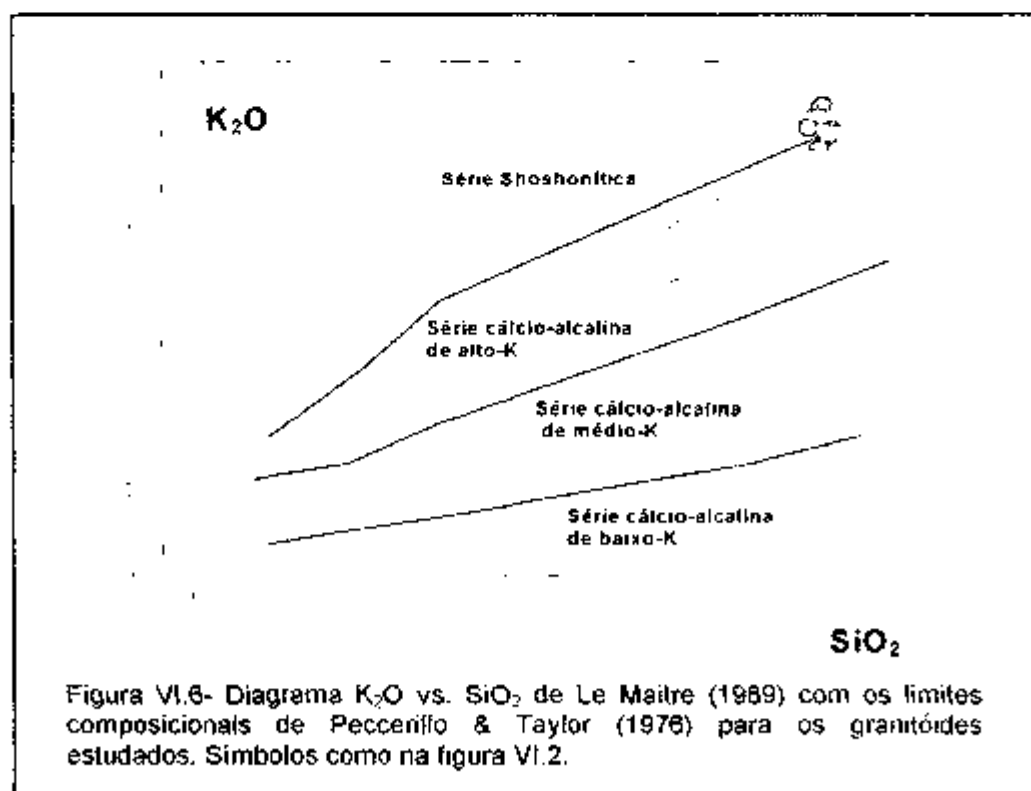
O posicionamento destas séries magmáticas no diagrama AFM, reflete especialmente suas diferenças nos conteúdos de Fe_2O_3 , onde os valores dos maciços do RP e CA são mais elevados que aqueles do IG e ES. Tais valores estão vinculados a presença de maior ou menor volume na rocha de minerais ferromagnesianos,

especialmente anfíbólio e minerais opacos, que são fases minerais presentes nos maciços de RP e CA, conforme foi mostrado no item VI.2

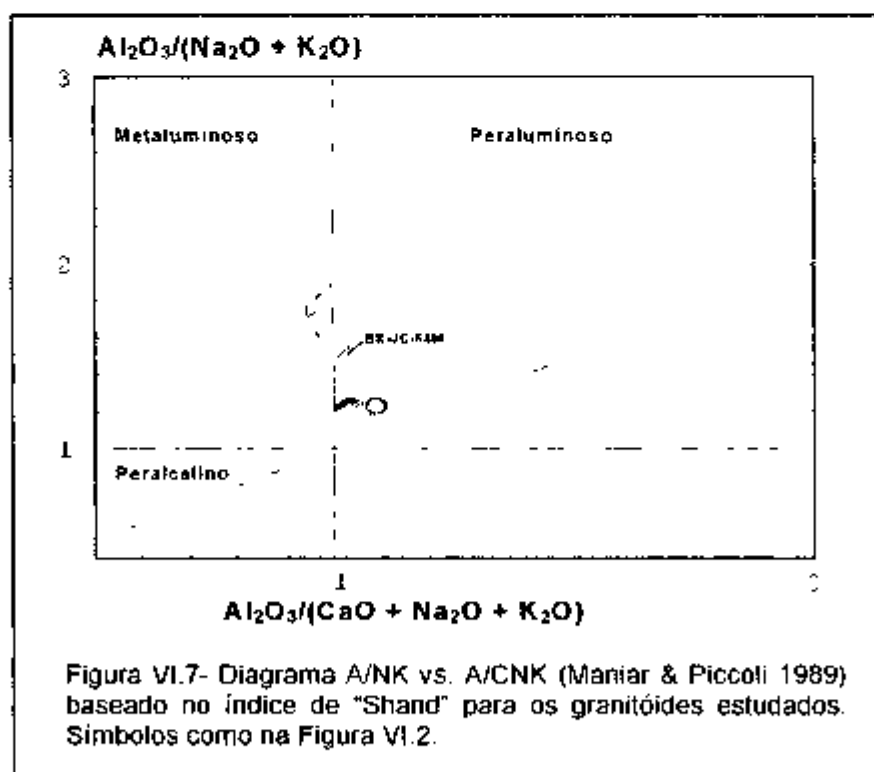


No diagrama K_2O vs. SiO_2 (Le Maitre 1989) (Figura VI.6), as amostras do granitóide RP posicionaram-se no campo da série cálcio-alcálica de alto K, enquanto as amostras dos monzo-granitos de ES e IG estão situadas no limite entre o campo das rochas cálcio-alcálicas de alto potássio e shoshoníticas, ao passo as amostras do monzo-granito de CA apresentam-se no campo das suítes de rochas shoshoníticas.

O caráter shoshonítico das rochas do maciço de CA reflete suas concentrações mais elevadas de potássio ($5,0\% < K_2O < 5,4\%$) em comparação àquelas de RP ($3,2\% < K_2O < 4,3\%$). Associa-se aos altos valores de K_2O das rochas de CA, os baixos valores de titânio ($0,7\% < TiO_2 < 1,2\%$), moderados conteúdos de fósforo ($0,1\% < P_2O_5 < 0,4\%$), ausência de enriquecimento em ferro ($0,20 < mg\# < 0,23$) e a presença de hiperstênio normativo, características que tem sido apontadas para rochas da série shoshonítica (Morrison 1980; Rosa *et al.* 1996). Tais características tem sido observadas para o magmatismo potássico-ultrapotássico do Bloco Guanambi-Correntina, situado a oeste do BG, o qual tem sua gênese associada a uma fonte litosférica em zonas de subducção (Rosa *et al.* 1996).



No diagrama A/NK vs. A/CNK (proporções moleculares; Maniar & Piccoli 1989) observa-se que as rochas do maciço de CA são predominantemente metaluminosas, enquanto aquelas de RP são metaluminosas a levemente peraluminosas (Figura VI.7). Destaca-se no entanto, que o posicionamento da amostra do maciço de RP (BR-JC-68M) no campo das rochas peraluminosas ($A/CNK > 1,0$), refleti especialmente seu baixo conteúdo de CaO. Este fato, acompanhado dos mais altos valores de SiO_2 , K_2O e baixos de TiO_2 , Fe_2O_3 e MgO em relação as demais amostras, assim como a presença de córindon normativo e enclaves de rochas básicas e dos terrenos TTG neste batólito, sugerem o envolvimento diferencial de materiais crustais durante a formação do maciço de RP. Este comportamento tem sido freqüentemente observado em monzogranitos e granodioritos cálcio-alcalinos de alto potássio, formados a partir de mistura de magmas derivados do manto e da crosta continental, especialmente associados a orógenos colisionais.

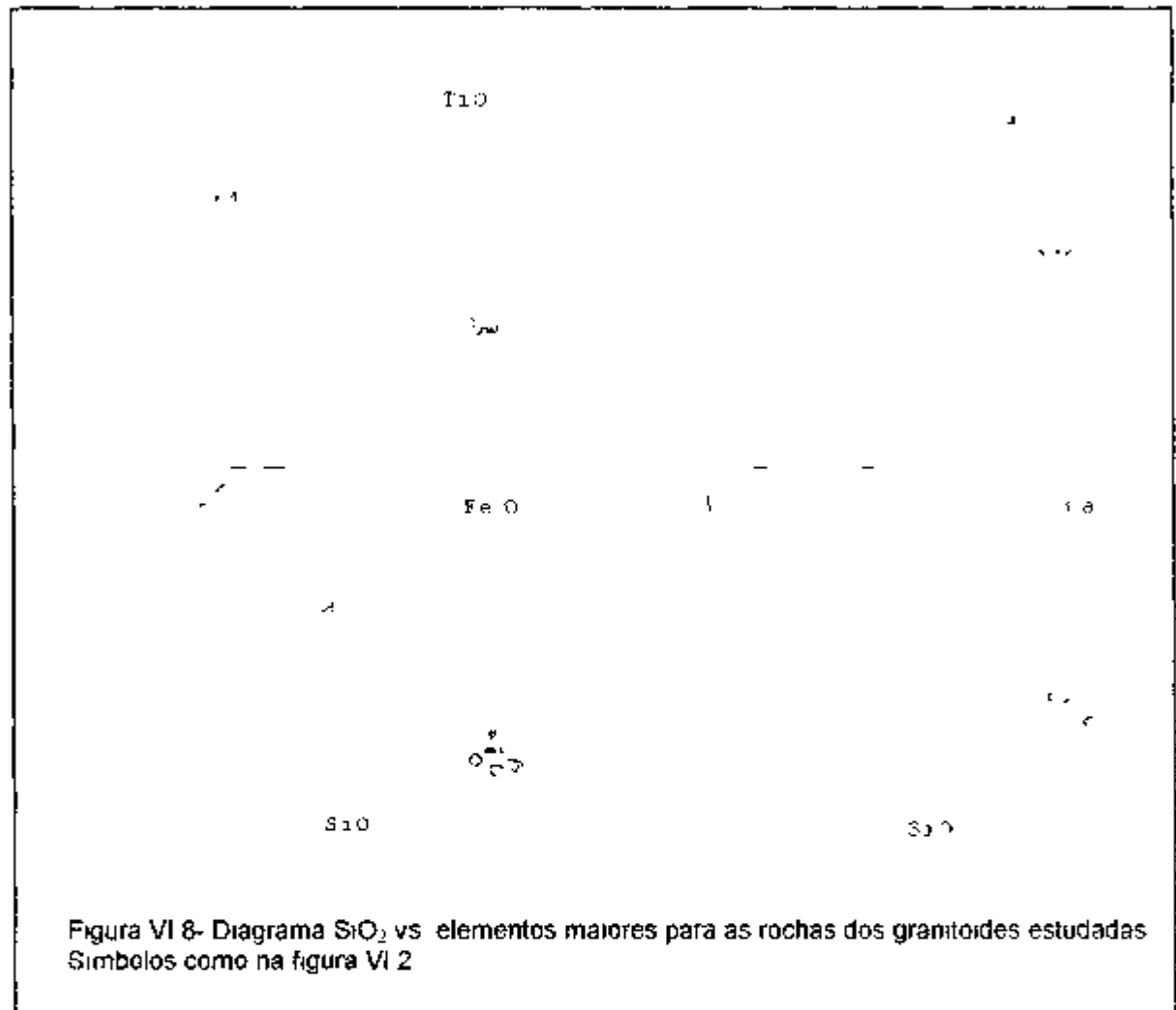


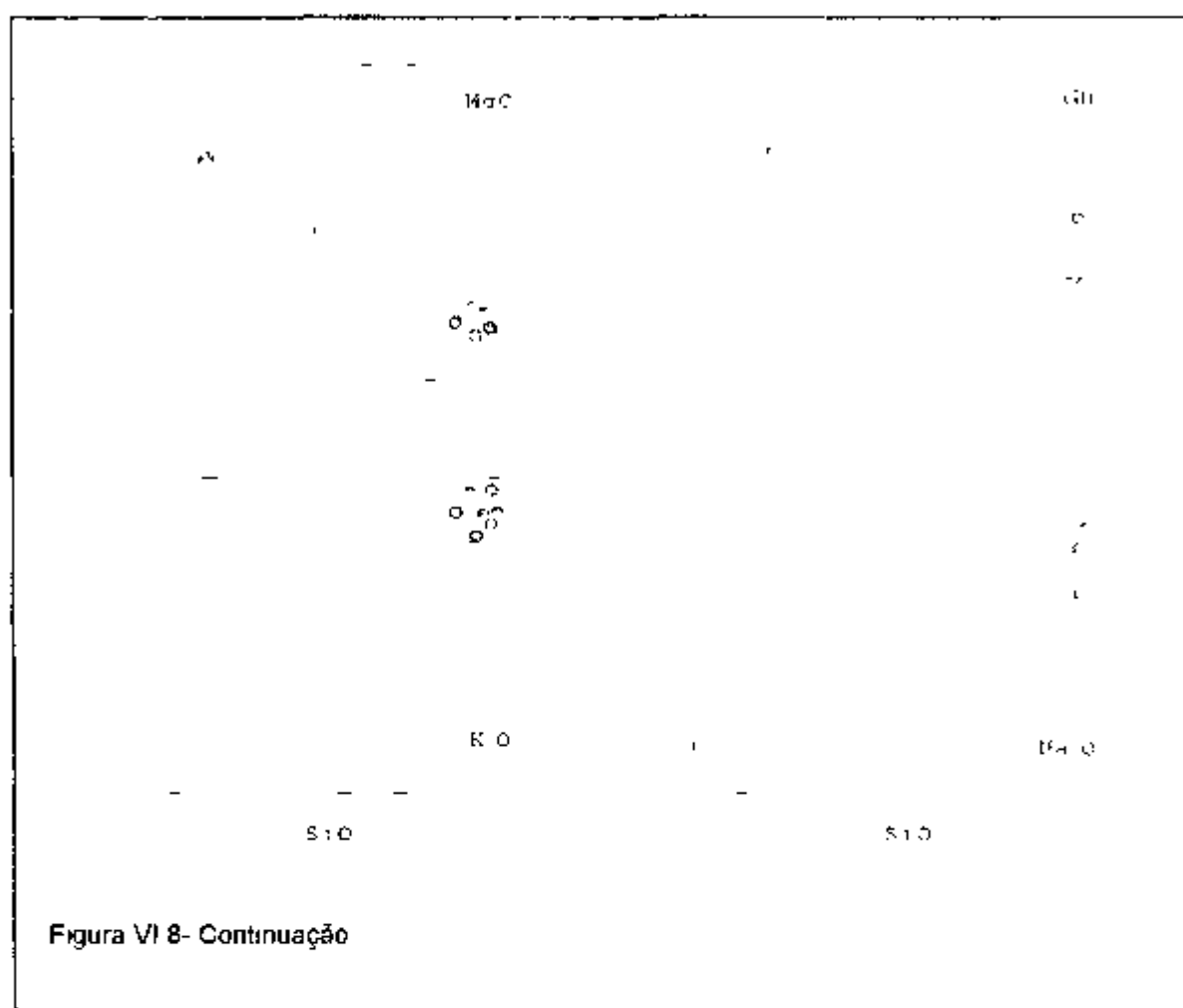
Por outro lado, a distribuição das amostras dos monzo-granitos de ES e IG no diagrama A/NK vs A/CNK revela o caráter peraluminoso com valores de $A/CNK > 1.0$ (Figura VI 7). Esta característica, aliada à presença de enclaves das rochas TTG do BG, bem como aos altos valores de sílica ($SiO_2 > 71\%$), a mineralogia com biotita+muscovita e monazita, presença de córindon normativo (0.5-1.3%) revela similaridade com os granitóides peraluminosos de Serra da Franga, Umburanas, Lagoa Grande e Lagoinha, também situados no BG nas proximidades dos greenstone belt de Umburanas e de Contendas-Mirante (Cuney *et al.* 1990, Frões *et al.* 1994, Santos-Pinto 1996) (ver Figura VI 1).

As diferenças químicas entre os dois grupos de granitóides (RP e CA) e (ES e IG) podem ser visualizadas também nos diagrama SiO_2 vs elementos maiores e traços (Figuras VI 8 e VI 9).

Em termos de elementos maiores, os maciços de RP e CA possuem menores conteúdos de sílica ($66,1\% < SiO_2 < 69,4\%$), potássio ($3,1\% < K_2O < 5,4\%$) e maiores valores de magnésio ($0,5\% < MgO < 1,0\%$), ferro ($4,6\% < Fe_2O_3 < 7,1\%$), titânio ($0,4\% < TiO_2 < 1,2\%$), cálcio ($2,6\% < CaO < 4,0\%$) e manganês ($0,05\% < MnO < 0,08\%$) quando comparados com os maciços de IG e ES que apresentam conteúdo de sílica ($73,2\% < SiO_2 < 74,3\%$), potássio ($4,9\% < K_2O < 5,4\%$), magnésio ($0,1\% < MgO < 0,3\%$), ferro ($1,2\% < Fe_2O_3 < 2,0\%$), titânio ($0,1\% < TiO_2 < 0,2\%$), cálcio ($1,0\% < CaO < 1,2\%$) e manganês ($0,03\% < MnO < 0,05\%$). Revelando-se portanto, um aspecto mais diferenciado para os maciços de IG e ES (Tabelas VI 2 e VI 3). As tendências de diferenciação magmática destes granitóides são observadas através das variações da maioria dos óxidos maiores e menores com o aumento de SiO_2 , onde são visíveis as diferenças entre as duas séries magmáticas (Figura VI 8).

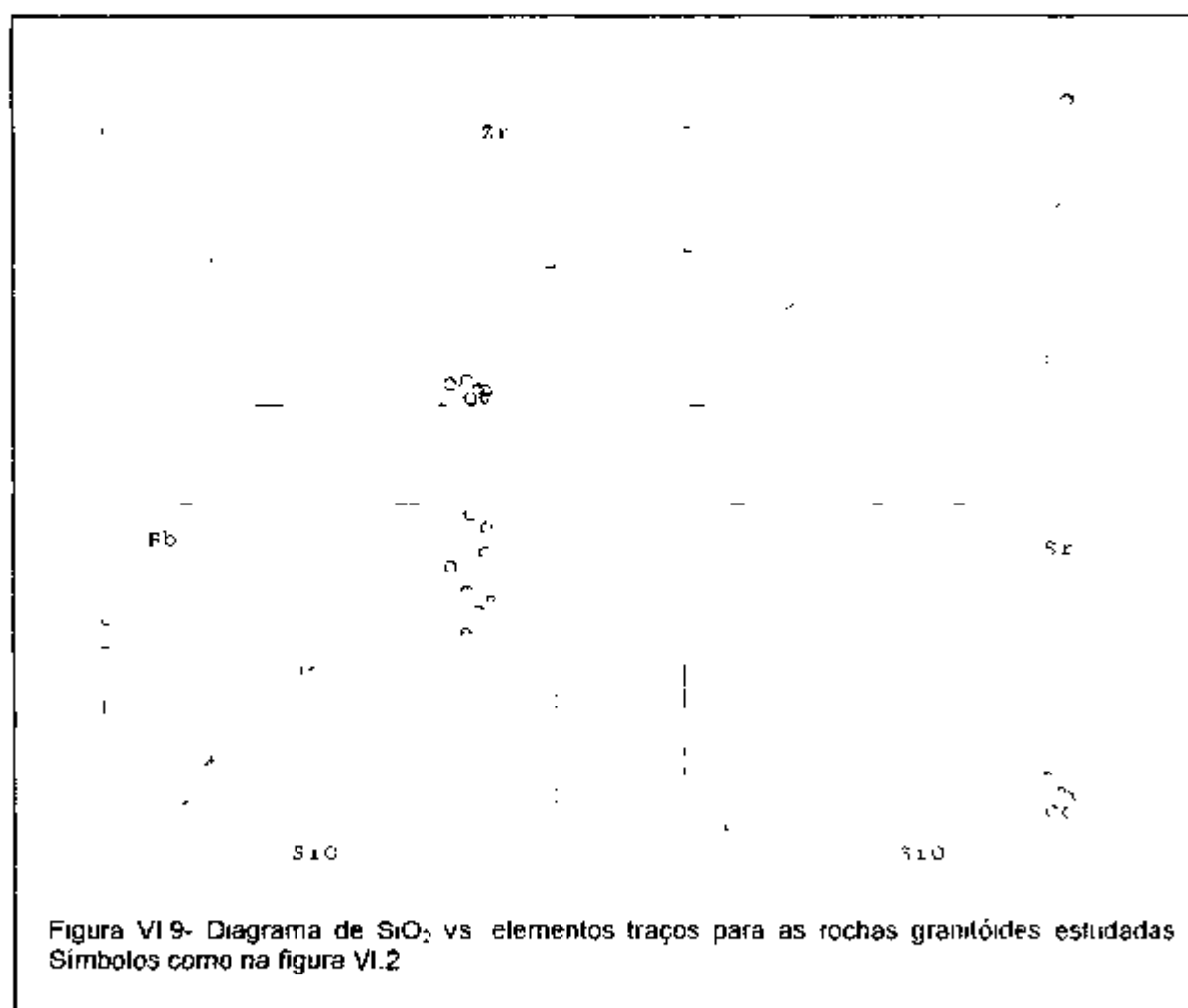
Com respeito ao comportamento dos elementos traços, os maciços de RP e CA apresentam maiores valores de Ni, Sr, Ba, Ce, La e Zr e menores valores de Rb, Th e U quando comparados aos maciços de IG e ES, conforme apresentado na figura

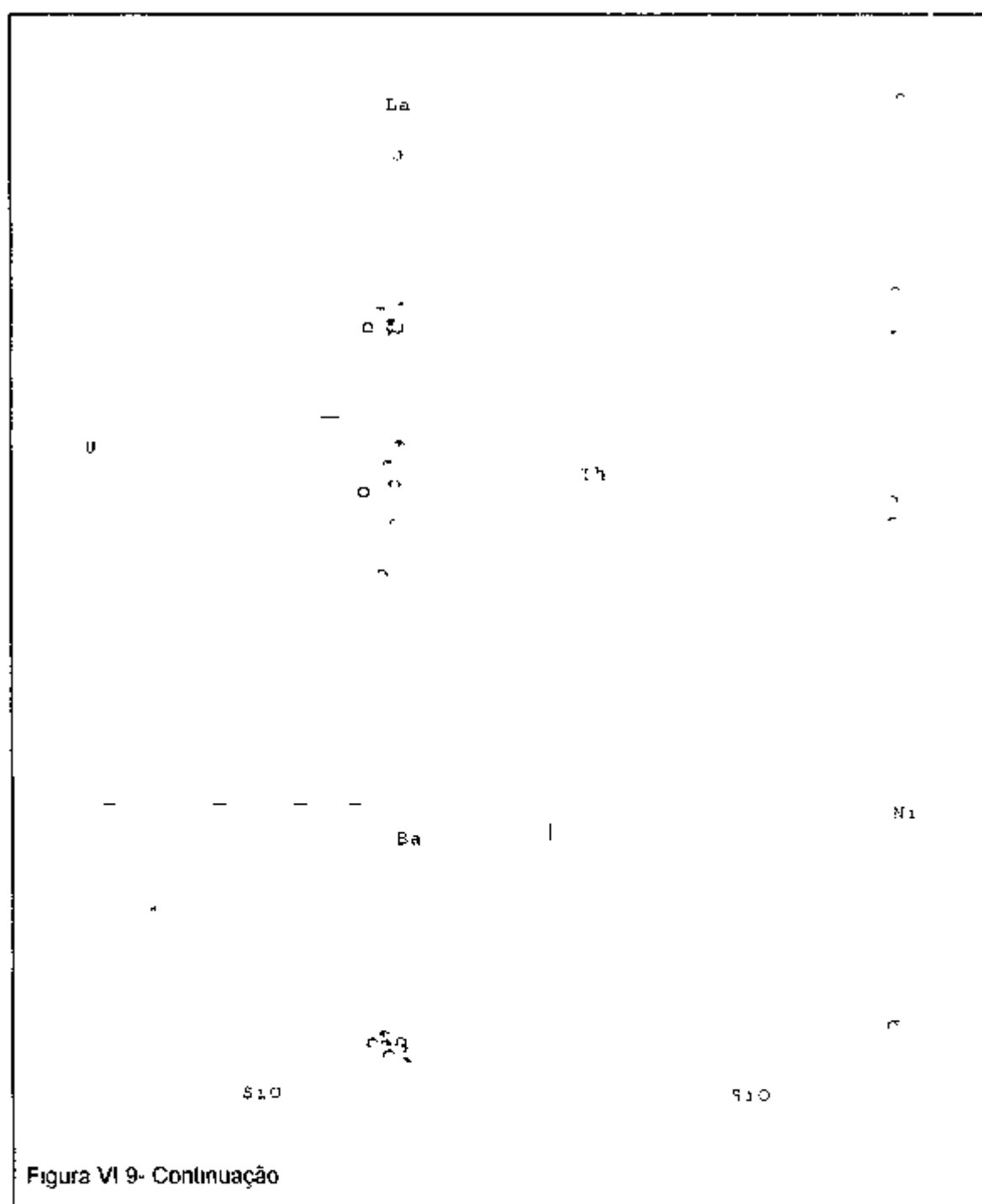




VI 9 Tais diferenças sugerem que as rochas destes granitóides foram formadas a partir de fontes distintas. É notável também nos diagramas, que há diferenças significativas entre os granitóides de RP e CA, onde o segundo apresenta maiores valores de Sr, La, Ce, Zr e Y, além de K_2O em comparação com o primeiro. Os altos valores destes elementos químicos do maciço de CA se assemelham àqueles obtidos para o magmatismo transamazônico potássico-ultrapotássico do Bloco Guanambi-Correntina, particularmente com as rochas do fácies Cara Suja (Rosa *et al.* 1996).

No caso dos monzo-granitos de ES e IG, suas composições totais em termos de elementos maiores, revelam conteúdos semelhantes de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O e Na_2O aos de outros granitóides tranzamazônicos do BG (ex. Serra da Franga, Lagoa Grande e Lagoinha), enquanto que os valores de Rb, Ba, Th, Zr e Y de ES e IG são ligeiramente mais elevados que os deste plúton. As características geológicas mineralógicas e químicas dos granitóides de Serra da Franga, Lagoa Grande e Lagoinha são típicas de granitóides peraluminosos e indicam que os terrenos TTG do BG representam a fonte dos magmas parentais destas rochas (Cuney *et al.* 1990 Santos-Pinto 1996)

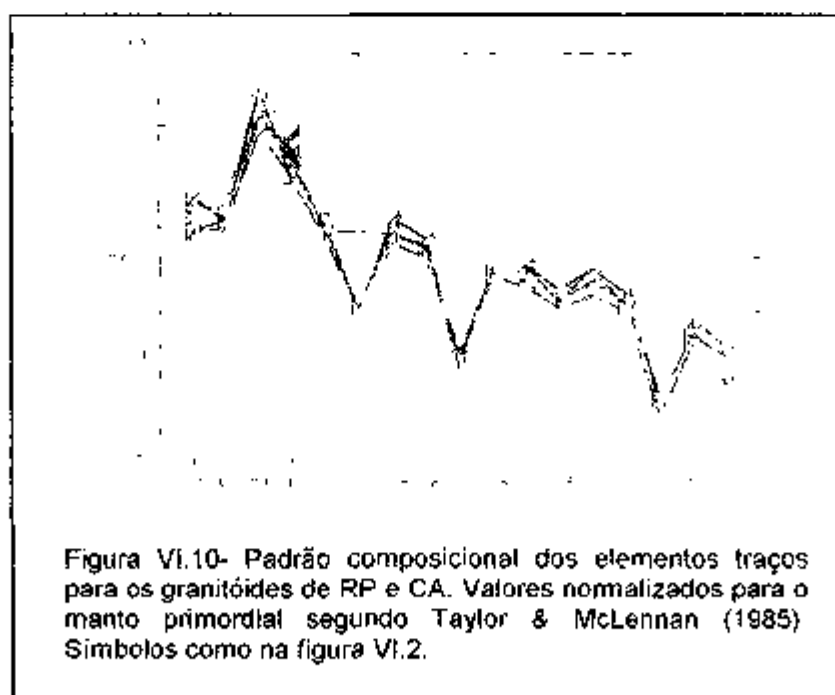




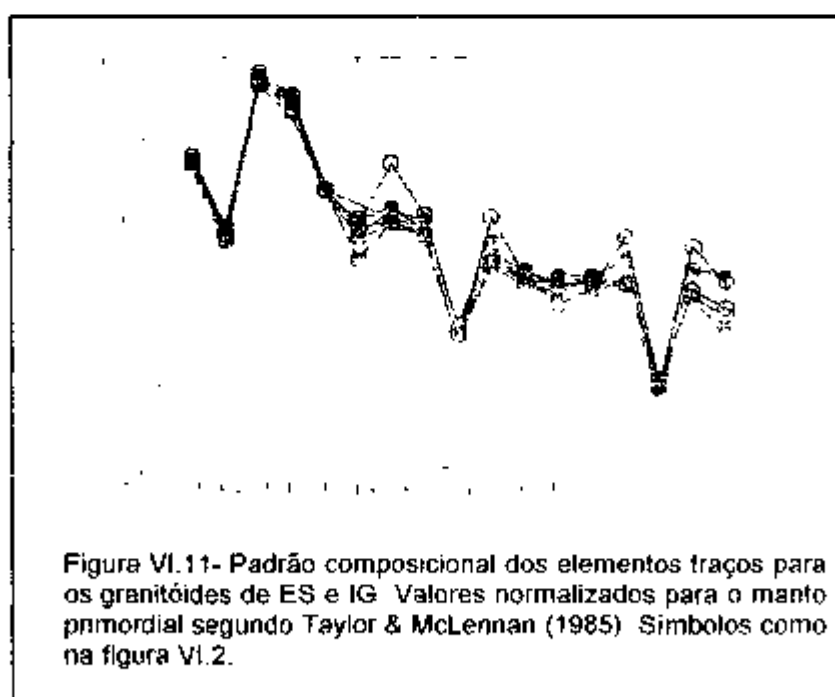
Os diagramas multielementares expandidos para as amostras dos granitoides estudados, normalizadas para o manto primordial, apresentam padrões ligeiramente similares, apesar dos granitoides de CA e RP apresentarem valores mais elevados de

Ba, Sr, Hf, Zr e menores valores de Rb e U quando comparados com ES e IG (Figuras VI.10 e VI.11).

Os maciços do RP e CA apresentam padrão fracionado entre os elementos mais e menos incompatíveis e pronunciadas depressões em Sr, Ta e Ti sugestivas da participação de feldspatos, apatita, titanita e ilmenita como fases minerais importantes durante o fracionamento magmático (Figura VI.10). Soma-se a estas feições, o enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio e de baixa atividade iônica (LIL, ex: K, Rb, Ba e ETR_L) comparados aos de alta (HFS, ex: Ti, Zr, Ce e Y) para estes granitóides. Estas feições são típicas de granitos cálcio-alcálinos do tipo-I, formados em ambientes colisionais (Brown *et al.* 1984; Pearce *et al.* 1984; Thompson *et al.* 1984; Harris *et al.* 1986). As características geológicas mineralógicas e químicas apresentadas para os maciços de RP e CA sugerem que estes plutons foram formados a partir de mistura de magmas derivados do manto e na crosta continental tais como aqueles descritos para granitóides orogênicos.

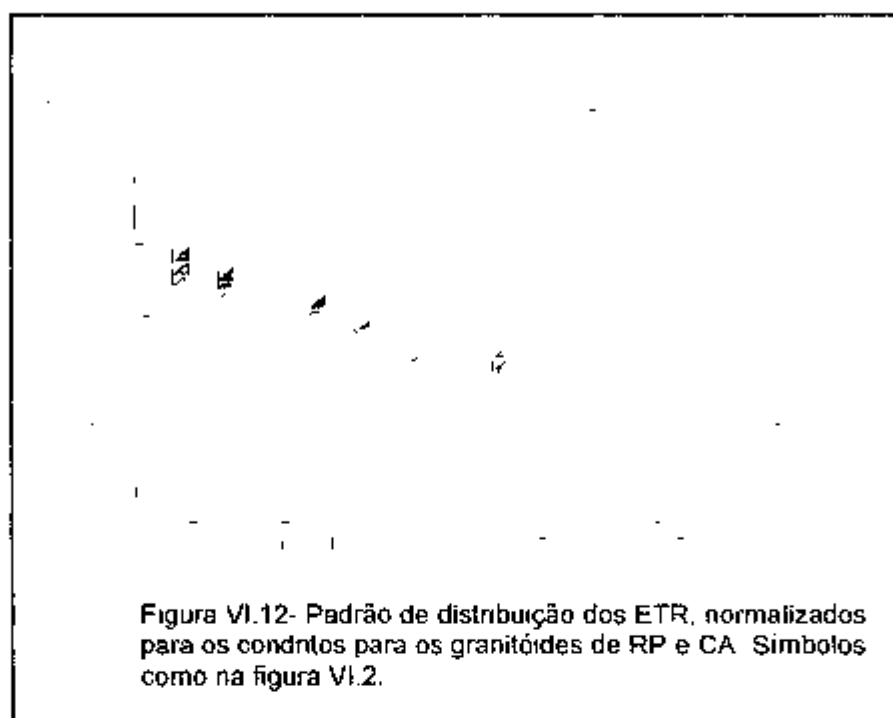


Os maciços de ES e IG exibem forte fracionamento entre os elementos mais e menos incompatíveis e expressivas anomalias negativas de Ba, Sr e Ti sugestivas da participação de feldspatos e ilmenita no fracionamento magmático (Figura VI.11). Estas características são semelhantes aos padrões observados para granitóides tipo-S formados em ambientes sin-colisionais descritos na literatura (Thompson *et al.* 1984, Pearce *et al.* 1984; Harris *et al.* 1986, Brown & D'Lemos 1991). Granitos tipo-S são conhecidos pelo alto enriquecimento em Rb e forte empobrecimento de Ba e Sr em relação as suas fontes, bem como pelo forte empobrecimento em elementos HFS (litófilos de alta valência), tais como Zr, Nb e terras raras. Tal comportamento tem sido atribuído à retenção de fases acessórias no restito durante a fusão parcial das rochas fontes (Harris & Inger 1992). No caso dos monzo-granitos de ES e IG, as características geológicas, mineralógicas e químicas são semelhantes àsquelas dos granitos tipo-S (peraluminosos) formados a partir retrabalhamento de rochas da crosta continental.

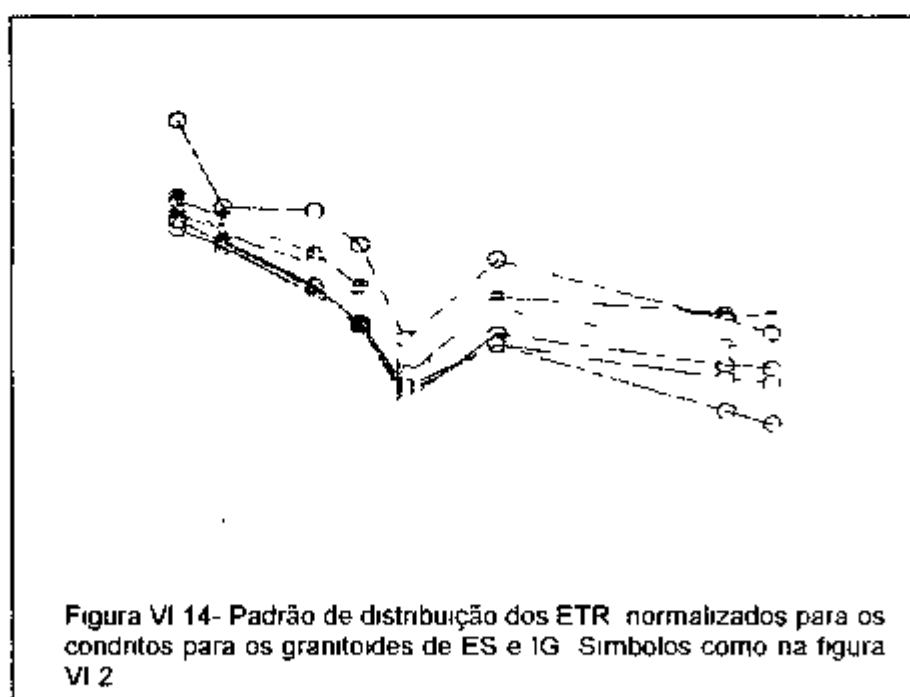
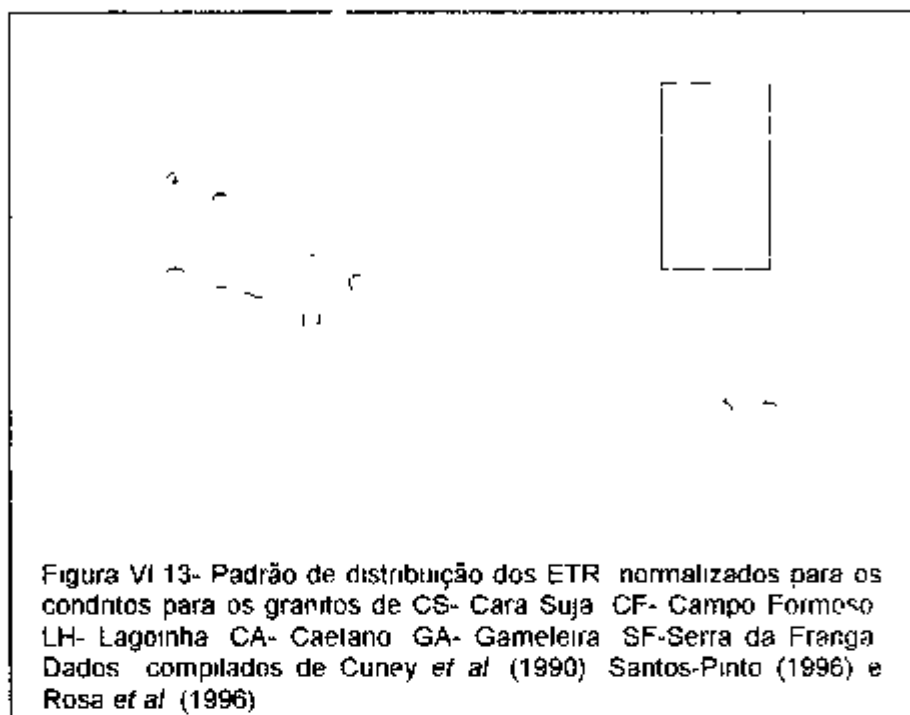


O estudo do comportamento dos elementos terras raras (ETR) em rochas graníticas tem revelado que estes elementos estão concentrados em sua quase totalidade, nas fases minerais menores (e.g. biotita e anfibólio) e acessórias (e.g. titanita, allanita, monazita, zircão e thorita). Em particular, os minerais anfibólio, titanita e subordinadamente o zircão contribuem na retenção preferencial dos ETR_P (pesadas) e em parte nos ETR_M (médias), enquanto a apatita e allanita frequentemente preferem os ETR_L (leves). Por outro lado, são atribuídas aos feldspatos as principais variações no Eu, onde sua extração acentua as anomalias negativas, enquanto que sua acumulação atenua estas anomalias nas rochas, ou mesmo, produzem anomalias positivas.

Os maciços graníticos do RP e CA apresentam padrão de distribuição de ETR moderadamente fracionado para o maciço do RP ($La_n/Yb_n=10-28$) e pouco fracionado para o de CA ($La_n/Yb_n=6-11$), mostrando padrões ligeiramente subparalelos e mais enriquecidos em ETR_L em relação aos ETR_P. Estes maciços mostram também discretas anomalias negativas de Eu [RP ($Eu/Eu^*=0.58$) e CA ($Eu/Eu^*=0.32$)] (Figura VI 12). Estes padrões de fracionamento de ETR sugerem o envolvimento do anfibólio e/ou piroxênio como fases fracionadas ou residuais dominantes com menor envolvimento do plagioclásio e apatita. Seus padrões de distribuição de elementos terras raras, embora com valores de ETR mais elevados, guardam certa semelhança com aqueles apresentados para os granitóides alcalinos do fácies Cara Suja presente no Bloco Guanambi-Correntina e aqueles de Campo Formoso e Gameleira situados ao longo do lineamento transamazônico Contendas-Jacobina, a leste do BG (Cuney et al. 1990, Rosa *et al.* 1996) (Figura VI 13).



Por outro lado, os padrões de ETR para os maciços do ES e IG, normalizados para o condrito (Figura VI.14), mostram-se muito semelhantes entre si, exibindo enriquecimento de ETR_L em relação aos ETR_P . Apresentam-se moderadamente fracionados [ES ($La_n/Yb_n=3-47$) e IG ($La_n/Yb_n=13-40$)] e exibem acentuadas anomalias negativas de Eu [ES ($Eu/Eu^*=0.25$) IG ($Eu/Eu^*=0.19$)]. De outra parte, os padrões de distribuição dos ETR dos granitos de ES e IG são semelhantes àqueles apresentados pelos maciços graníticos de Lagoinha, Caetano e Serra da Franga, situados também no BG, a leste da área estudada (ver Figura VI.13) (Cuney *et al.* 1990, Santos-Pinto 1996, Santos-Pinto *et al.* 1997). Destaca-se que a gênese dos corpos de Lagoinha e Serra da Franga está vinculada à fusão parcial de rochas TTG do BG durante o evento colisional transamazônico entre os Blocos do Gavião e Jequié (Sabaté *et al.* 1990; Santos-Pinto 1996; Barbosa 1997).



Adicionalmente, a diminuição progressiva do grau de fracionamento ETR_L/ETR_F para estas rochas se deve em parte ao fracionamento de feldspatos, anfibólio e biotita. Por outro lado, a comparação dos padrões de fracionamento dos ETR dos maciços de RP, CA, ES e IG com padrões de ETR de granitos de diversos ambientes geotectônicos descritos na literatura, apresenta semelhança com aqueles formados em ambiente orogênico (Pearce *et al.* 1984).

VI.4. NATUREZA DA FONTE E AMBIENTE TECTÔNICO

A pesquisa das relações entre o quimismo (elementos maiores, menores e traços), a área fonte e os regimes tectônicos associados a granitogênese culminou com a caracterização de diferentes séries e/ou associações de granitóides e são muitas as contribuições que seguem esta linha (eg. Pearce 1983, Pearce *et al.* 1984, Batchelor & Bowden 1985, Harris *et al.* 1986, Maniar & Piccoli 1989, Pearce 1996). A investigação das características da fonte e a ambiência geotectônica das rochas granitóides têm, frequentemente, utilizado o uso do comportamento dos elementos traços, com destaque no estudo dos elementos LIL (K, Ba, Rb e Sr) e HFS (Ti, Zr, Nb e Ta), uma vez que estes elementos têm-se mostrado de grande utilidade no discernimento de processos e produtos magmáticos associados a fenômenos de subducção ou intraplaca.

Os modelos correntes na literatura têm apontado que os magmas graníticos gerados pela desidratação da placa oceânica em subducção, são responsáveis pela geração de granitos tipo-I, os quais são caracterizados por apresentarem razões LIL/HFS mais elevadas, enquanto que aqueles originados em ambientes intraplaca apresentam razões LIL/HFS mais baixas (Pearce *et al.* 1984, Brown *et al.* 1984). Por outro lado, os magmas graníticos gerados na crosta continental a partir de fusão de sedimentos não-vulcanogênicos produzem granitos tipo-S, enquanto que fusão de sedimentos vulcanogênicos e protólitos ígneos produzem comumente granitos cálcio-

alcalinos tipo-I. Estes últimos também podem ser distinguidos quando formados na crosta inferior (com baixos conteúdos de elementos LIL) e na crosta superior (altos conteúdos de elementos LIL). Em adição, os isótopos de Sr, Pb e Nd auxiliam nesta distinção, como será mostrado adiante.

Os estudos envolvendo as relações entre as características geoquímicas do magmatismo granítico em zonas de colisão têm apontado a ocorrência de dois tipos principais, correspondentes aos granitóides sin-colisionais e os tardi a pós-colisionais (Harris *et al.* 1986). Os granitos sin-colisionais, são formados geralmente a partir de processos de espessamento da crosta em zonas de convergência de segmentos crustais e são comumente leucogranitos de caráter peraluminoso. Sua mineralogia é caracterizada pela presença de biotita+muscovita e subordinadamente granada, cordierita e silimanita, apresentando composição química típica de granitos tipo-S derivados da fusão parcial da crosta continental (Pearce 1996). Geralmente são enriquecidos em Rb e Ta e empobrecidos em ETR_p , Y, Zr e Hf quando comparados com os granitos de arcos vulcânicos (pré-colisionais). Os granitos sin-colisionais são caracterizados também por apresentarem altas razões Rb/Sr, Rb/Zr, Rb/Hf e Ta/Nb e baixos valores da razão K/Rb quando comparados com os granitos pré-colisionais (Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986).

No caso dos granitos tardi a pós-colisionais, a situação é muito complexa e os modelos não são coerentes com a gênese e a tipologia do magmatismo, bem como com o comportamento dos elementos LIL e HFS (ex. Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986, Pearce 1996). Neste caso, as relações elementares discriminantes propostas atualmente falham pela superposição entre os granitóides tardi a pós-colisionais e aqueles gerados em arcos vulcânicos sobre zonas de subducção (granitos pré-colisionais). As razões para tanto estariam na presença de contribuições de rochas-fonte diversificadas que envolveriam produtos da fusão do manto das crostas oceânica e/ou continental ou das combinações entre elas (Pearce *et al.* 1984).

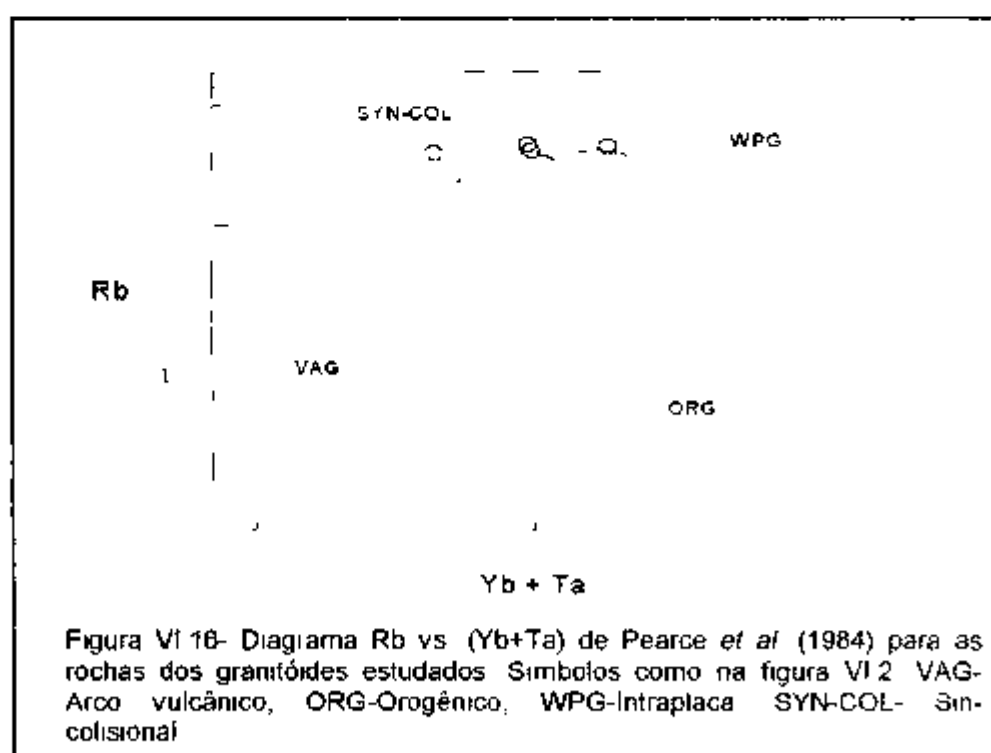
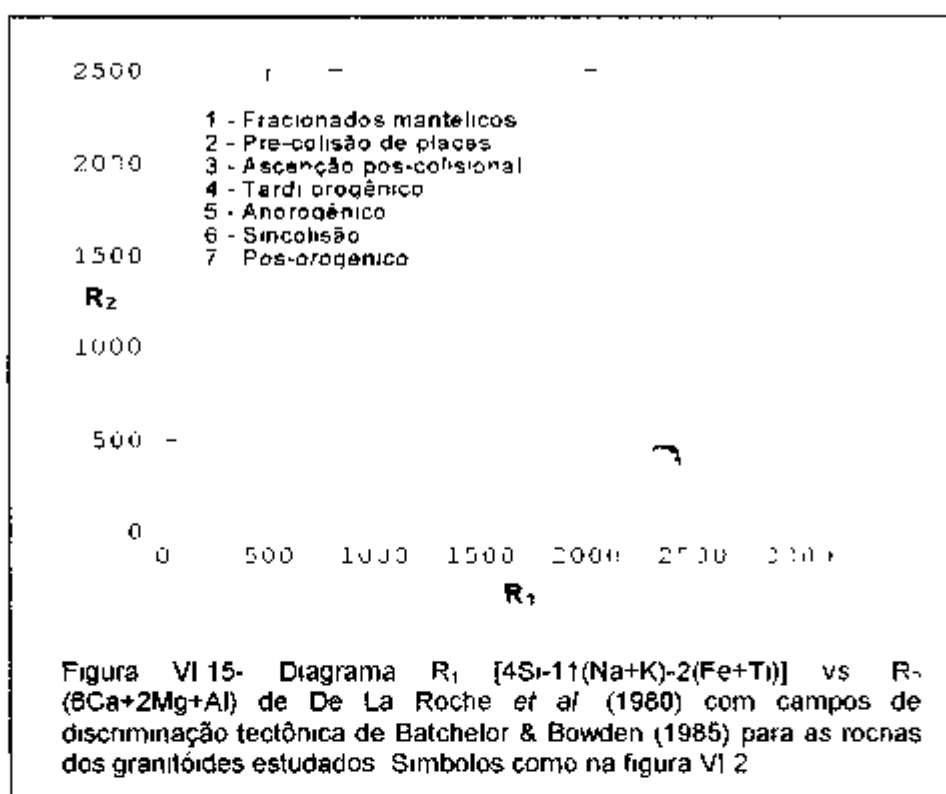
Os granitos formados em regime tectônico tardi a pós-colisional apresentam natureza cálcio-alcálica, metaluminosa a levemente peraluminosa e tem sua gênese vinculada a processos de fusão parcial da placa litosférica oceânica em subducção tendo significativa contribuição da crosta continental, ou mesmo sendo formados por fusão parcial da crosta continental inferior. Em termos geoquímicos estes granitos podem ser distinguidos dos granitos sin-colisionais, especialmente, por apresentarem menores razões Rb/Zr e daqueles de arcos vulcânicos por possuírem maiores valores das razões Ta/Hf e Ta/Zr (Harris *et al.* 1986; Pearce 1996).

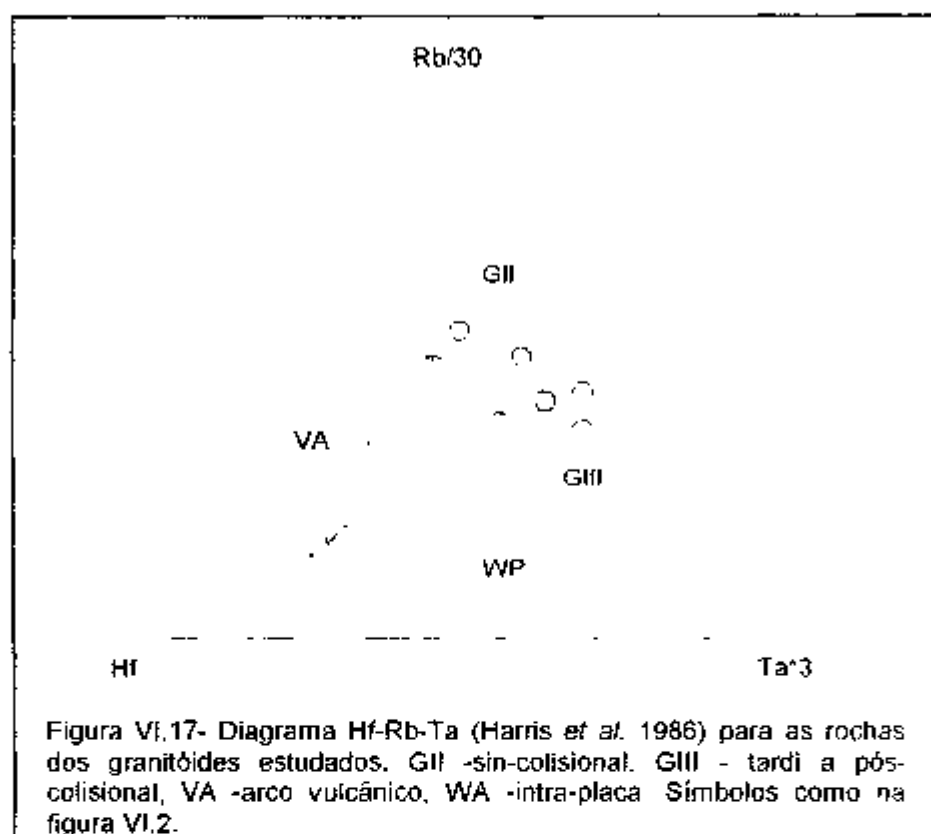
Neste cenário, as rochas granitóides dos maciços RP e CA apresentam respectivamente, razões Rb/Sr (0,8 e 0,5), Rb/Zr (0,28 e 0,16), Rb/Hf (13,2 e 8,3), K/Rb (228,7 e 277,5), Ta/Hf (0,11 e 0,12) e Ta/Zr (0,003 e 0,002). Já os granitóides de ES e IG mostram respectivamente, razões Rb/Sr (4,7 e 3,2), Rb/Zr (2,4 e 1,9), Rb/Hf (94,0 e 60,2), K/Rb (135 e 165), Ta/Hf (0,84 e 0,64) e Ta/Zr (0,03 e 0,02). Isto enfatiza, mais uma vez, diferenças quanto a natureza química da fonte e a ambiência tectônica destes granitóides. Quando compara-se estas razões com aquelas obtidas para granitóides de diversos ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984) observa-se que aqueles de RP e CA se assemelham com rochas graníticas formadas a partir da fusão parcial da placa litosférica em subducção em ambientes pré-colisionais, enquanto que os granitóides de ES e IG revelam semelhanças com rochas formadas a partir da fusão parcial de materiais da crosta continental em regime tectônico sin-colisional.

A comparação destas razões com os valores obtidos para os granitóides de Cara Suja, Lagoa Grande, Lagoinha e Serra da Franga, revela que as rochas de CA são semelhantes àquelas obtidas para o magmatismo shoshonítico tardi a pós-colisional de Cara Suja, presente no Bloco Guanambi-Correntina. Por outro lado, os granitóides de ES e IG são quimicamente semelhantes aos granitóides crustais de Lagoa Grande, Lagoinha e Serra da Franga presentes no BG, conforme foi visto no padrão de distribuição dos ETR (Figura VI 14).

A avaliação da aplicabilidade dos diversos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para granitóides disponíveis na literatura para as rochas estudadas, mostrou certa eficiência a partir das relações entre elementos maiores e menores [diagrama R_1 vs R_2 de De La Roche *et al* (1980) com campos discriminantes de Batchelor & Bowden (1985)] e elementos traços [diagramas Rb vs (Yb+Ta) e Hf-Rb/30-Ta $\times$ 3, propostos por Pearce *et al* 1984 e Harris *et al* 1986, respectivamente]

No diagrama R_1 vs R_2 (Figura VI 15) as rochas dos maciços de RP e CA revelam que as amostras do RP ocupam o campo dos granitóides pré-colisionais com leve tendência ao campo sin-colisional e CA tende a pós-colisionais. Já os maciços de IG e ES definem uma sequência típica de granitos com características de ambientes sin-colisionais. Comportamento similar é observado para os maciços de IG e ES nos diagramas de discriminação tectônica baseado no conteúdo de diagramas Rb vs (Yb+Ta) e Hf-Rb/30-Ta $\times$ 3 (Figura VI 16 e VI 17) confirmando a ambiência sin-colisional. Por outro lado, as amostras dos maciços de RP e CA estão distribuídas nos campos dos granitos de arco vulcânico (pré-colisional) e intraplaca, respectivamente denotando a dificuldade da discriminação do ambiente tectônico destes maciços através dos diagramas geoquímicos clássicos. Este comportamento complexo é frequentemente atribuído a suítes graníticas formadas a partir de fontes mantélicas com assimilação crustal ou da fusão parcial de rochas máficas e/ou de rochas da crosta inferior em zonas de colisão continental (Pearce *et al* 1984, Harris *et al* 1986).





VI.5. GEOCRONOLOGIA

VI.5.1. Isótopos radiogênicos aplicados às rochas graníticas

Os isótopos radiogênicos têm sido utilizados não somente para definir a idade de cristalização de rochas graníticas, mas também na investigação dos processos genéticos envolvidos. Estes processos frequentemente estão relacionados às características da(s) fonte(s) magmática(s) e à evolução tectonometamórfica regional.

Os estudos geocronológicos de rochas granitóides baseados na análise do sistema rocha total (ex. Rb/Sr, Pb/Pb e Sm/Nd), têm sido largamente utilizados na determinação da idade de cristalização destas rochas. No Brasil, onde as metodologias geocronológicas de alta precisão (ex. U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ em zircões) foram recentemente implantadas, as investigações pelo método Rb/Sr em granitóides foram largamente aplicadas nos últimos 20 anos. Neste particular, as investigações isotópicas (U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) nas fases minerais acessórias de granitóides (especialmente zircão e monazita) têm revelado que o estudo do sistema rocha total pelo método Rb/Sr isocrônico pode produzir idades de cristalização incorretas, especialmente quando são estudados segmentos crustais com evolução policíclica, como é o caso da região do BG.

A aplicação dos métodos geocronológicos de alta precisão para a definição de idades de cristalização de rochas granitóides [especialmente U/Pb (Shrimp e dissolução) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação)] em minerais acessórios tem se difundido com sucesso por todo o mundo. Entre as fases minerais frequentemente utilizadas destaca-se o zircão, cuja temperatura de fechamento do sistema U/Pb pode ser superior a 800°C e ocorre em grande quantidade nas rochas graníticas peraluminosas, metaluminosas e alcalinas. Também os minerais como monazita, xenotímio, allanita e titanita têm sido usados nestes estudos (Harris 1996).

Com respeito à caracterização das fontes magmáticas das rochas graníticas são utilizados especialmente os isótopos de Sr e Nd, através da definição dos parâmetros $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i), $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ e idades modelo Sm/Nd (T_{DM}). Estes parâmetros tem auxiliado na definição da natureza da composição magmática no grau de envolvimento de materiais crustais e mantélicos em sua gênese. Por fim, os isótopos podem auxiliar na discriminação do ambiente tectônico ao qual as rochas graníticas se associam.

A caracterização da história térmica do resfriamento magmático e evolução tectonometamórfica das rochas graníticas tem sido frequentemente abordada pela aplicação de várias metodologias, especialmente U/Pb (titanita), Rb/Sr (em minerais) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e K/Ar (em anfibólios e micas).

A fim de possibilitar o entendimento da gênese e evolução ao longo do tempo geológico dos granitóides de RP, CA, IG e ES, foram realizadas análises isotópicas por várias metodologias ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão), Rb/Sr e Sm/Nd (rocha total) e K/Ar (anfíblio e biotita). Os resultados analíticos estão apresentados nas tabelas VI.4, VI.5, VI.6 e VI.7.

MACIÇO	AMOSTRA Nº ZIRCÃO	Nº DE BLOCOS	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \text{erro}$	IDADE (Ma) $\pm \text{erro}$
CA	BR-JC-237/6	7	0.000833 ± 0.000119	0.119651 ± 0.003668	1956 ± 56
	BR-JC-237/9	7	0.000553 ± 0.000173	0.122033 ± 0.003693	1988 ± 54
	BR-JC-237/10	6	0.000175 ± 0.000113	0.123969 ± 0.001915	2015 ± 27
	BR-JC-237/15	5	0.000101 ± 0.000102	0.127521 ± 0.005608	2070 ± 72
	BR-JC-237/19	11	0.000270 ± 0.000068	0.123630 ± 0.002173	2012 ± 31
	BR-JC-237/20	3	0.000634 ± 0.000643	0.122569 ± 0.012870	1999 ± 186
ES	BR-01/2	5	0.000187 ± 0.000173	0.122033 ± 0.003693	1997 ± 32
	BR-01/6	13	0.000291 ± 0.000055	0.124444 ± 0.001849	2023 ± 26

Tabela VI.4- Dados analíticos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões dos maciços granitóides de Caculé-CA e Espinto Santo-ES.

MACIÇO	Nº LAB.	AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ± erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ± erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (R_0)	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$
RP	12502	BR-JC-68A	106,0	203,9	1,540 ± 0,043	0,75548 ± 0,00013	0,7120	+127,7
	12503	BR-JC-68E	105,1	169,3	1,807 ± 0,051	0,76525 ± 0,00007	0,7142	+171,7
	12504	BR-JC-68G	445,1	181,8	7,242 ± 0,200	0,93150 ± 0,00003	0,7030	+345,7
	12505	BR-JC-68I	155,2	181,4	2,508 ± 0,070	0,77379 ± 0,00009	0,7271	+11,4
	12506	BR-JC-68M	225,0	126,6	5,216 ± 0,145	0,84982 ± 0,00006	0,7026	+5,9
	12507	BR-JC-68N	146,3	126,8	3,417 ± 0,096	0,80339 ± 0,00010	0,7069	+67,7
CA	12561	BR-JC-234	145,9	342,2	1,239 ± 0,035	0,74539 ± 0,00009	0,7097	+107,5
	12562	BR-JC-229	203,0	296,1	1,982 ± 0,056	0,76252 ± 0,00009	0,7054	+46,6
	12563	BR-JC-237A	174,0	300,2	1,686 ± 0,047	0,75880 ± 0,00011	0,7100	+112,2
	12564	BR-JC-237AA	203,5	321,9	1,839 ± 0,052	0,76144 ± 0,00009	0,7085	+69,9
	12565	BR-JC-237BB	176,5	276,8	1,855 ± 0,052	0,75750 ± 0,00011	0,7041	+27,3
	12566	BR-07A	166,9	301,8	1,608 ± 0,045	0,75580 ± 0,00007	0,7095	+104,4
ES	12556	BR-01A	349,7	56,8	18,722 ± 0,504	1,22205 ± 0,00009	0,6827	-278,7
	12557	BR-01G	349,8	62,1	17,083 ± 0,461	1,19327 ± 0,00080	0,7011	-14,1
	12558	BR-01L	337,5	69,4	14,653 ± 0,398	1,12419 ± 0,00060	0,7021	-1,0
	113334	BR-01P	363,8	56,8	20,637 ± 0,553	1,26848 ± 0,00043	0,6734	-401,1
IG	12478	BR-JC-304C	279,3	80,5	10,340 ± 0,284	1,00888 ± 0,00007	0,7110	+126,5
	12479	BR-JC-304D	300,6	84,0	10,668 ± 0,293	1,01208 ± 0,00009	0,7048	+37,2
	12480	BR-JC-304F	269,3	60,5	13,347 ± 0,364	1,07357 ± 0,00009	0,6891	+186,1
	12481	BR-JC-304G	196,8	66,3	8,910 ± 0,245	0,97824 ± 0,00011	0,7216	+276,6
	12482	BR-JC-304J	264,7	97,5	7,881 ± 0,222	0,93770 ± 0,00013	0,7107	+121,4
	606	BR-JC-309	242,9	135,9	5,248 ± 0,146	0,85406 ± 0,00006	0,7028	+10,4

Tabela VI.5- Dados analíticos Rb/Sr em rocha total dos maciços granitóides estudados. A razão molar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_0) e $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ foram calculados para a idade de cristalização das rochas obtida nos diagramas isocrônicos Rb/Sr e nos diagramas de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. Nº blocos

MACIÇO	Nº LAB.	AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ± erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ± erro	fSm/Nd	T_{DM} ± erro (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ ($t=2,0$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
RP	418	BR-JC-68A	14,731 ± 0,006	80,945 ± 0,032	0,1107 ± 0,0001	0,511214 ± 0,000028	-0,44	2,73	-6,1 ($t=1,96$)	-27,8
CA	609	BR-07A	45,590 ± 0,024	323,333 ± 0,123	0,0858 ± 0,0001	0,510849 ± 0,000029	-0,56	2,63	-6,8 ($t=2,0$)	-34,9
	423	BR-JC-234	2,990 ± 0,001	18,682 ± 0,006	0,0974 ± 0,0001	0,510944 ± 0,000037	-0,50	2,77	-7,9 ($t=2,0$)	-33,0
ES	581	BR-01L	5,789 ± 0,004	33,972 ± 0,016	0,1033 ± 0,0001	0,510860 ± 0,000024	-0,47	3,05	-11,1 ($t=2,0$)	-34,7
	607	BR-01S	7,947 ± 0,003	48,061 ± 0,019	0,1006 ± 0,0001	0,510778 ± 0,000024	-0,49	3,09	-12,0 ($t=2,0$)	-36,3
IG	606	BR-JC-309	13,519 ± 0,008	76,148 ± 0,029	0,1080 ± 0,0001	0,511034 ± 0,000023	-0,45	2,93	-8,9 ($t=2,0$)	-31,3
	424	BR-JC-304J	10,899 ± 0,004	55,360 ± 0,021	0,1202 ± 0,0001	0,510963 ± 0,000025	-0,39	3,46	-13,4 ($t=2,0$)	-32,7

Tabela VI.6- Dados analíticos Sm/Nd dos maciços granitóides estudados.

MACIÇO	Nº LAB.	AMOSTRA	MATERIAL	% K ± erro	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (X10 ⁻³) ccSTP/g	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ %	IDADE ± erro (Ma)
RP	7421	BRJC-68G	BIOTITA	7,56 ± 0,5	172,0	6,4	507 ± 6
CA	7442	BRJC-237D	ANFIBÓLIO	2,69 ± 0,5	151,0	1,1	1064 ± 12
	7441	BRJC-237D	BIOTITA	7,06 ± 0,5	176,7	5,6	551 ± 6
ES	7424	BR-01A	BIOTITA	7,64 ± 2,3	167,2	2,9	430 ± 12
IG	7425	BRJC-304A	BIOTITA	7,34 ± 0,5	157,8	4,9	463 ± 6

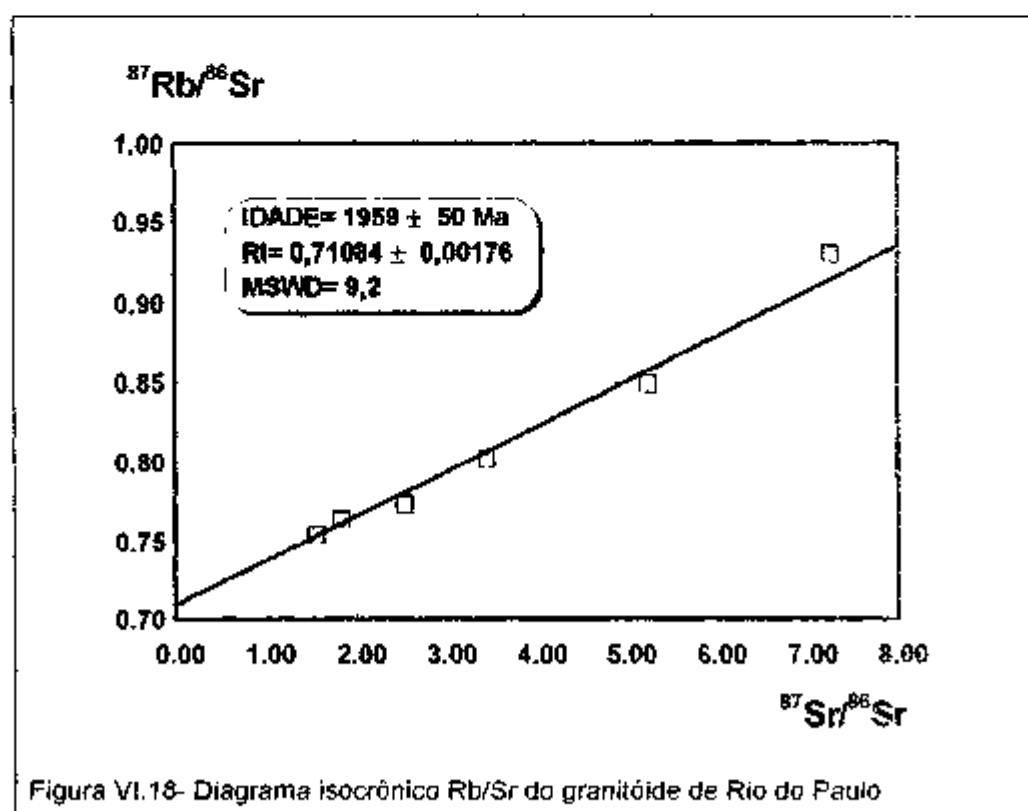
Tabela VI.7- Dados analíticos K/Ar dos maciços granitóides estudados.

VI.5.2. Maciço de Rio do Paulo (RP)

VI.5.2.1. Resultados Rb/Sr

Foram analisadas 06 amostras em rocha total pelo método Rb/Sr do maciço RP (afloramento BR-JC-68) (Figura VI.1) Os resultados analíticos são apresentados na tabela VI.5

Os resultados obtidos produziram pontos que se alinham no diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ revelando idade de 1960 ± 50 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Ri})$ igual a $0,71084 \pm 0,00176$ (MSWD=9,2) (Figura-VI.18). A idade obtida aponta para a intrusão deste granito na crosta continental há cerca de 2,0 Ga atrás, em associação com a evolução do ciclo Transamazônico. Por outro lado, o alto valor da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Ri})$ obtida no diagrama isocrônico (em torno de 0.71), sugere o envolvimento de materiais crustais na gênese deste granito.



VI.5.2.2. Resultados Sm/Nd

Os resultados analíticos Sm/Nd para a amostra BR-JC-68A são apresentados na tabela VI.6. A idade modelo Sm/Nd obtida é igual a 2,73 Ga e o valor de $\varepsilon_{\text{Sm/Nd}} = -5,8$. Estes valores sugerem o envolvimento de componentes crustais arqueanos na gênese deste granitóide, em conformidade com os dados Rb/Sr e geoquímicos apresentados anteriormente.

VI.5.2.3. Resultados K/Ar

Foi analisado pelo método K/Ar um concentrado de biotita (amostra BR-JC-68G). Os dados analíticos são apresentados na tabela VI.7.

A análise revelou idade de 507 ± 6 Ma, indicando portanto a ocorrência de fenômenos de reequilíbrio isotópico K/Ar durante o Neoproterozóico. Este processo de rejuvenescimento isotópico K/Ar está vinculado aos efeitos da imposição tectonometamórfica regional associada à orogenia brasileira, conforme já antecipado por Cordani *et al.* (1985), em estudo geocronológico regional na região de Brumado, e reforçado pela deformação por zonas de cisalhamentos regionais que cortam este corpo.

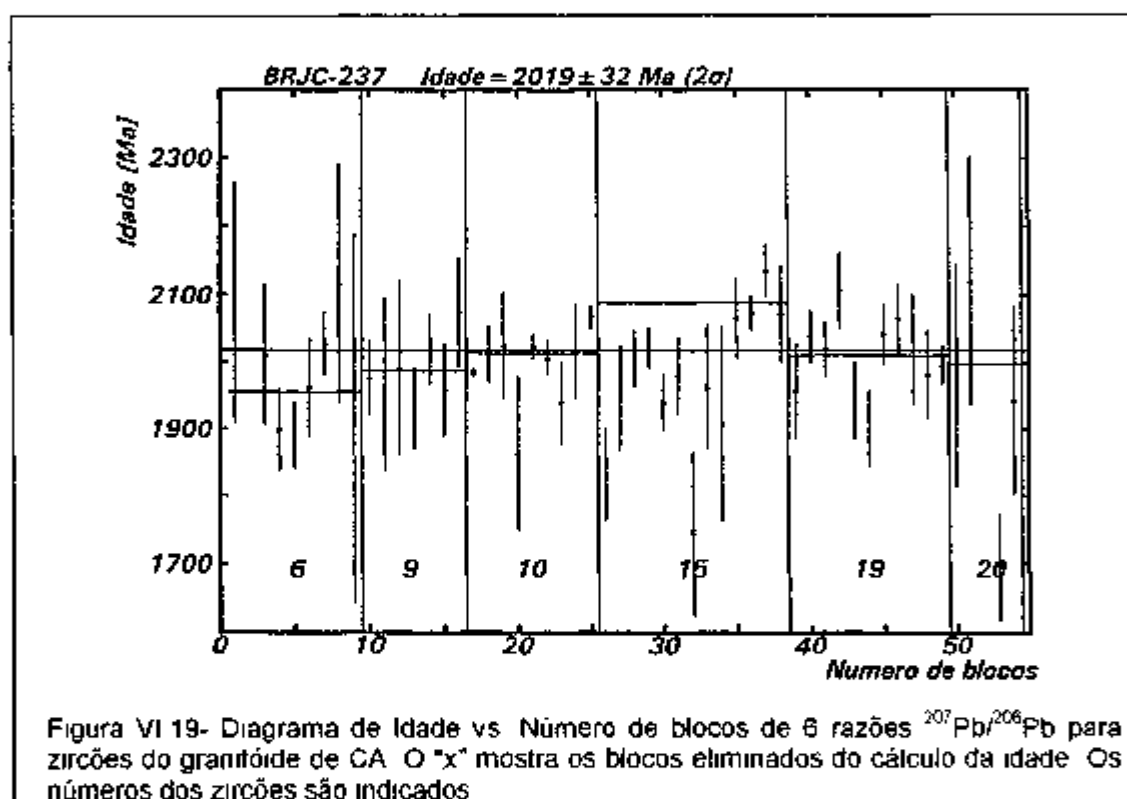
VI.5.3. Maciço de Caculé (CA)

VI.5.3.1. Resultados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Foram analisados pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em monozircão por evaporação). 24 cristais de zircões do maciço de Caculé. Entretanto, após o tratamento estatístico dos resultados e eliminação daquelas análises com altas concentrações de Pb-

comum, foram utilizados 06 cristais nos cálculos finais da idade de cristalização da rocha. Os resultados analíticos dos zircões usados no cálculo da idade deste granitóide são apresentados na tabela VI 4.

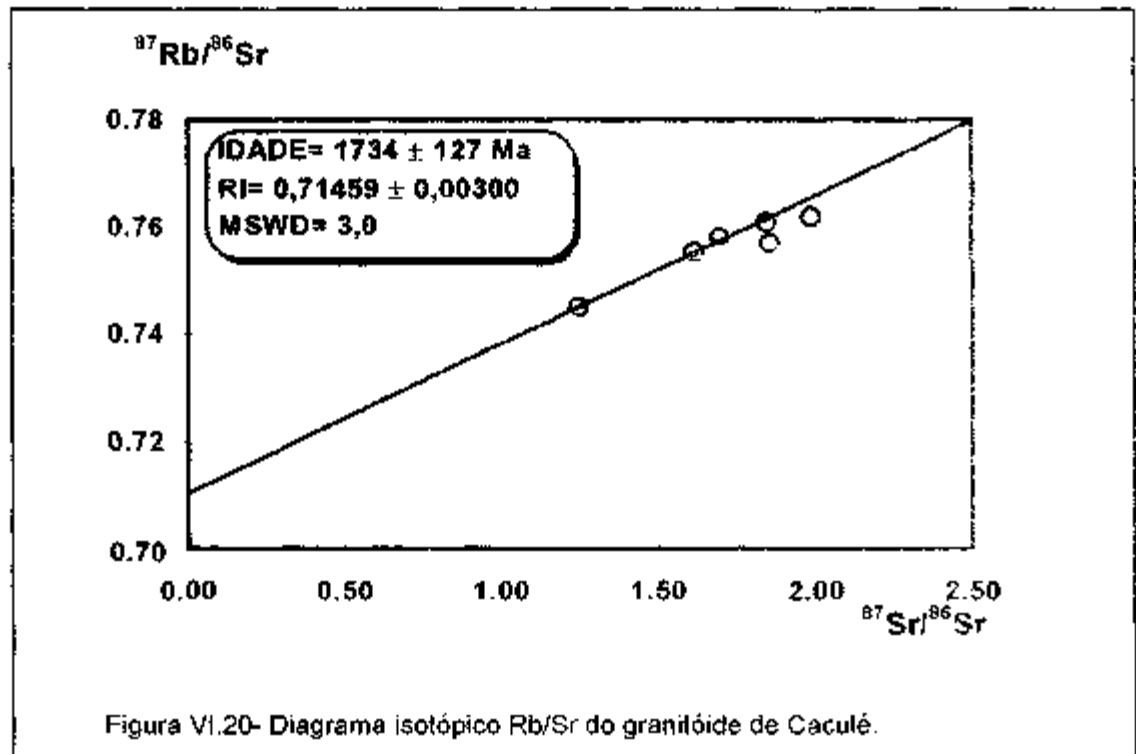
Os cristais usados no cálculo da idade produziram 38 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e idade platô média de $2019 \pm 32 \text{ Ma}$ (2σ) (Figura-VI 19). Esta idade representa a época de cristalização deste corpo granitóide, sendo similar àquela encontrada para o maciço de RP pelo método Rb/Sr.



VI.5.3.2. Resultados Rb/Sr

Seis amostras do maciço CA foram analisadas pelo método R/Sr, sendo os resultados analíticos apresentados na tabela VI 5. Estes dados produziram uma errócrona (MSWD=3.0) com idade de $1734 \pm 127 \text{ Ma}$ e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i) igual a 0.71459 ± 0.00300 (Figura-VI 20). O valor da idade absoluta obtida neste caso, é

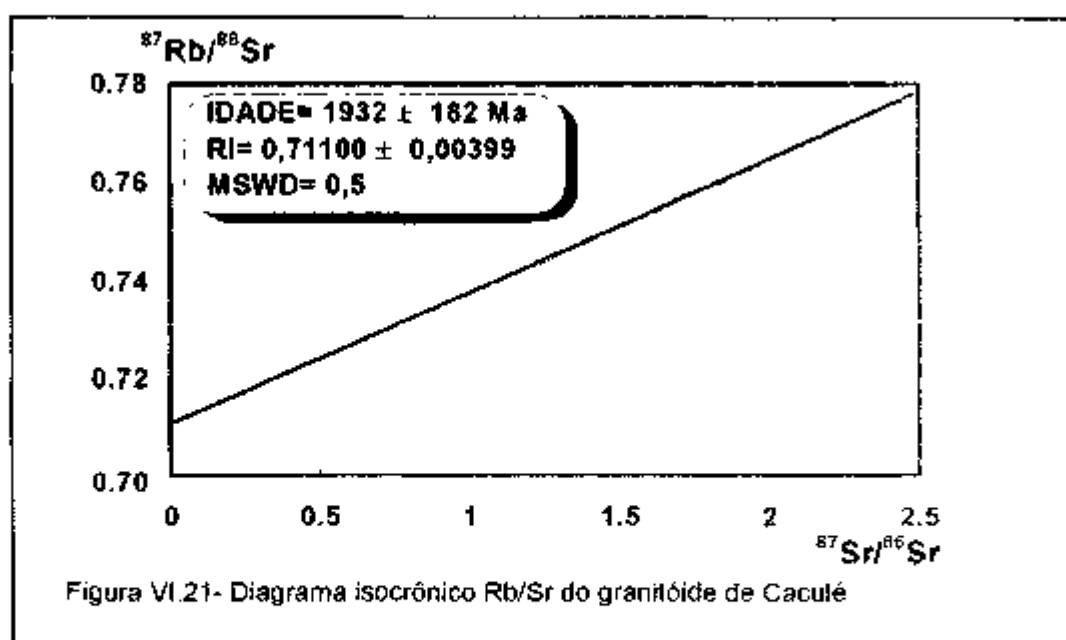
cerca de 300 Ma menor que aquela obtida pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircão para este granitóide. Esta diferença está vinculada à má distribuição dos pontos analíticos no diagrama isotópico Rb/Sr e à pequena variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (entre 1.2-2.0) das amostras analisadas. Os altos valores e as variações das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($R_i=0.704\text{-}0.710$) e ε_{srn} (entre +27 e +112) calculadas para a idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2.0 Ga), atestam o envolvimento de diferentes materiais continentais na gênese deste maciço. Esta interpretação é corroborada pela presença de xenólitos de paragnaisses e granulitos máficos neste granitóide e também pelos altos teores de elementos incompatíveis, conforme apresentado anteriormente.



Exemplos de obtenção de idades isocrônicas Rb/Sr mais jovens que a idade de cristalização da rocha têm sido reportados na literatura para rochas de outros continentes (e.g., Field & Râhein 1980; Beakhouse *et al.* 1988; Zheng 1989). Este comportamento do sistema isotópico Rb/Sr é frequentemente associado a fenômenos de redistribuição de Sr na rocha devido a ocorrência de processos de alteração

deutérica durante os estágios finais do resfriamento magmático, especialmente em fácies graníticas com valores mais elevados das razões Rb/Sr. Associa-se a estes processos, a imposição de múltiplos eventos tectonometamórficos, facilitando a mobilidade de ^{87}Sr radiogênico (Beakhouse *et al.* 1988). Via de regra, esta mobilidade produz o aumento na concentrações de ^{87}Sr nas fácies com menores valores das razões Rb/Sr e redução naquelas com razões Rb/Sr mais elevadas (Zheng 1989). Cabe destacar adicionalmente, que tais fenômenos promovem a rotação da isócrona Rb/Sr original no sentido horário, produzindo uma "isócrona aparente" cuja idade está entre os eventos de formação e o metamorfismo, fato que aparentemente ocorre no granitóide de CA.

Ainda no caso do maciço de CA, quando se elimina do diagrama Rb/Sr as amostras com razões Rb/Sr "mais elevadas" (amostras BR-JC-229 e BR-JC-237B), obtêm-se uma isócrona (MSWD=0,5) com idade de 1932 ± 182 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-(\text{Ri})$ igual a $0,7110 \pm 0,00399$ (Figura VI.21). Neste caso, o valor da idade Rb/Sr se aproxima daquela obtida pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, atestando que o sistema isotópico Rb/Sr do maciço de CA foi parcialmente reequilibrado por efeito da atuação de fenômenos tectonometamórficos pós-magmáticos, possivelmente vinculados aos efeitos dos ciclos geotectônicos Espinhaço e/ou Brasileiro.



VI.5.3.3. Resultados Sm/Nd

Foram analisadas pelo método Sm/Nd 02 amostras do maciço de Caculé (afloramentos BR-07A e BR-JC-234). Os resultados analíticos são apresentados na tabela VI 6

As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) calculadas revelaram valores de 2,63 Ga (amostra BR-07A) e 2,77 Ga (amostra BR-JC-234), enquanto que o $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ é igual a -6,8 e -7,9 respectivamente. Estes valores sugerem a participação de componentes crustais arqueanos na gênese do magma parental deste granitóide, em conformidade com os dados isotópicos Rb/Sr e o padrão geoquímico apresentado no item VI 3

Adicionalmente, observa-se que os valores de $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ e T_{DM} dos maciços de RP e CA são similares, tal fato sugere que estes corpos foram derivados de uma mesma fonte mantélica com envolvimento de material continental. Por outro lado, conforme foi visto nos itens anteriores, estes granitóides apresentam outras similaridades, como paragênese mineral a biotita+anfíbólio, presença de xenólitos das rochas encaixantes e padrão geoquímico de elementos maiores traços e terras raras semelhantes.

VI.5.3.4. Resultados K/Ar

Foram analisadas pelo método K/Ar duas frações minerais (anfíbólio e biotita) da amostra BR-JC-237D do maciço de Caculé. Os resultados analíticos são apresentados na tabela VI 7

Para o anfíbólio a idade obtida é igual a 1064 ± 12 Ma, enquanto que a biotita apresentou idade de 551 ± 6 Ma. A idade brasileira da fração biotita representa fenômenos de rejuvenescimento isotópico total, enquanto que a idade da fração anfíbólio indica a ocorrência de fenômenos de rejuvenescimento isotópico parcial do

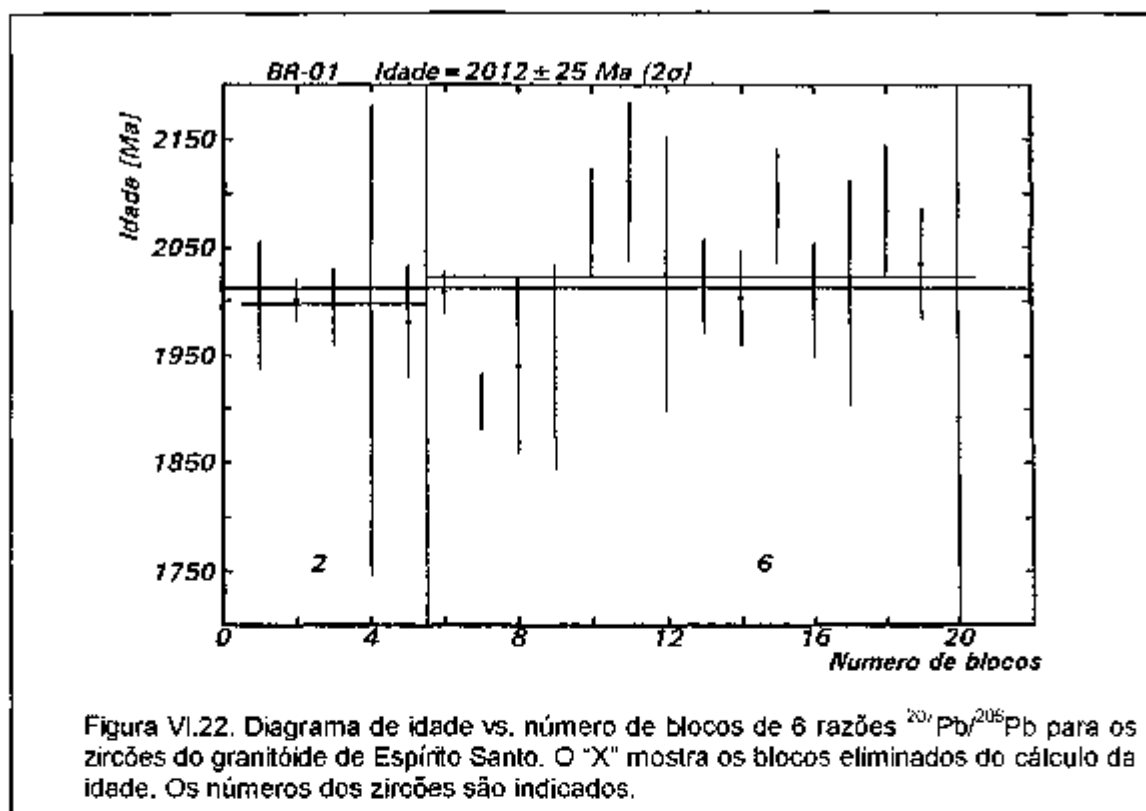
sistema K/Ar. Esse padrão complexo de resfriamento K/Ar é típico de terrenos com evolução tectometamórfica policíclica e são reconhecidos em outras unidades geológicas do BG (ex: região nordeste do BG) vinculado a superimposição dos ciclos Espinhaço e Brasileiro (Cordani *et al.* 1985, Mascarenhas & Garcia 1989).

VI.5.4. Maciço de Espírito Santo (ES)

VI.5.4.1. Resultados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Foram analisados pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircões por evaporação 04 cristais de zircão do maciço ES, utilizando-se no cálculo final da idade, após o tratamento estatístico dos dados e eliminação das análises com altos conteúdos de Pb-comum os resultados analíticos de 02 cristais (BR-01/2 e BR-01/6). Os dados analíticos são apresentados na tabela VI.4.

Os dois zircões usados nos cálculos, produziram 18 blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e revelaram uma idade platô média de $2012 \pm 25 \text{ Ma}$ (2σ) (Figura VI.22). Esta idade é admitida como representante da época de cristalização deste maciço granitóide, sendo comparável com aquela obtida para os corpos de RP e CA, bem como outros granitóides peraluminosos identificados no BG (ex: Lagoa Grande, Lagoinha, Umburanas e Serra da Franga, Sabaté *et al.* 1990, Santos-Pinto 1996).



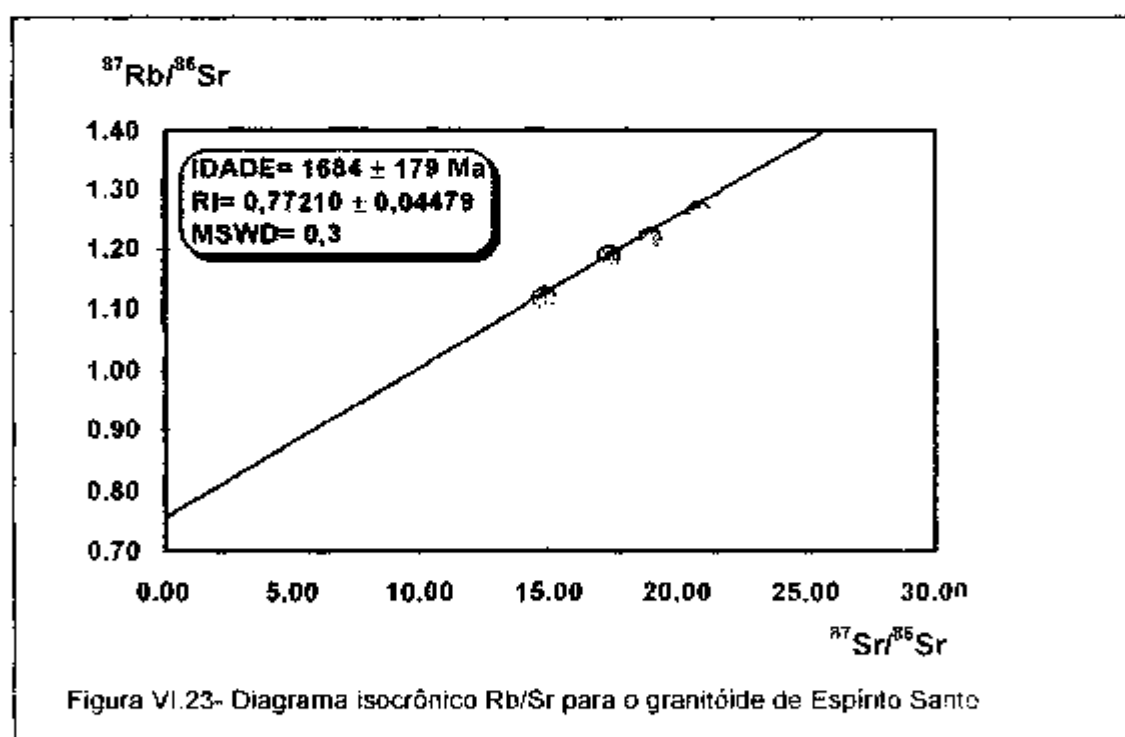
VI.5.4.2. Resultados Rb/Sr

Foram analisadas 04 amostras do granitóide de ES (afloramento BR-01). Os resultados analíticos são apresentados na tabela VI.5.

A distribuição dos dados no diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ produziu uma isócrona com idade de 1684 ± 179 Ma (MSDW=0,3) e uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(Ri) igual a $0,77210 \pm 0,04479$ (Figura VI.23). Apesar do alto valor dos erros analíticos obtidos para a idade e razão inicial (devido ao pequeno número e má distribuição dos pontos analíticos no diagrama), é mais jovem que aquela obtida pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão) para este granitóide, sugerindo assim, a exemplo do padrão isotópico Rb/Sr ilustrado para o maciço de Caculé, a atuação de fenômenos de rejuvenescimento isotópico parcial do sistema Rb/Sr, vinculados à superimposição de eventos tectonometamórficos mais jovens na região. Adicionalmente, destaca-se que o

alto valor da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i) obtida no diagrama isotópico, revela que o componente crustal predominou na formação deste plúton

Os valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i) e de $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ das amostras individuais do granitóide de ES, calculados para a época de cristalização ($\approx 2,0$ Ga), revelam valores variáveis [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(R_i)=0,67-0,70$ e $\epsilon_{\text{Sr}(t)}=-1,0$ a $-276,7$] atestando a ocorrência de distúrbios isotópicos associados à sua evolução. Distúrbios isotópicos do sistema Rb/Sr associados à formação de granitos peraluminosos são frequentemente atribuídos a reduções nos valores de Sr relativos ao Rb durante os processos intempéricos e/ou a heterogeneidades das fontes crustais destas rochas.



VI.5.4.3. Resultados Sm/Nd

Foram analisadas pelo método Sm/Nd 02 amostras (afloramento BR-01) do maciço granitóide de Espírito Santo. Os dados analíticos são apresentados na tabela VI.6

As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) obtidas para as duas amostras analisadas apontam valores concordantes em torno de 3.0 Ga, enquanto que o valor do $\epsilon_{Nd(t=2.0\text{ Ga})}$ é igual a -11,1 e -12,0 (Tabela VI.6). Estes valores sugerem o envolvimento de materiais crustais arqueanos na gênese do magma deste maciço, em conformidade com o padrão isotópico Rb/Sr apresentado e as características geoquímicas (especialmente pelos altos valores das razões Rb/Zr, Rb/Hf e Ta/Hf).

VI.5.4.4. Resultados K/Ar

A análise isotópica K/Ar de uma fração biotita do maciço de ES (Tabela VI.7) revelou idade de 490 ± 12 Ma. Esta idade revela a época do soerguimento continental pós-brasiliano. Esta interpretação é compatível com o padrão geocronológico K/Ar previamente estabelecido para os maciços de RP e CA, bem como para os terrenos gnáissicos-migmatíticos e unidades vulcanossedimentares do BG, cujas idades K/Ar mais jovens apresentam valores em torno de 500 Ma (Mascarenhas & Garcia 1989).

VI.5.5. Maciço de Iguatemi (IG)

VI.5.5.1. Resultados Rb/Sr

Foram analisadas 6 amostras pelo método Rb/Sr para o maciço de IG (05 amostras do afloramento BR-JC-304 e 01 amostra do BR-JC-309) (Tabela VI.5).

Os resultados analíticos obtidos, produziram uma isócrona Rb/Sr com idade de 2030 ± 75 Ma (MSWD=2,1) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ri) igual a $0,70367 \pm 0,00896$ (Figura VI.24). A idade obtida aponta para a intrusão deste maciço granítico na crosta continental há cerca de 2,0 Ga atrás, durante a evolução do ciclo Transamazônico. Por outro lado, o valor da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ri) em torno de 0,704 obtido no diagrama isocrônico, sugere o envolvimento de um componente mantélico importante para este granitóide, fato que está em desacordo com os dados geológicos, petrográficos, geoquímicos apresentados para este plúton, os quais sugerem uma origem crustal para seu magma parental.

Por outro lado, o cálculo das razões iniciais [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ri)= 0,70-0,72 e $\varepsilon_{\text{Sr}} = -186,1$ a $+276,6$] calculados para a época de cristalização ($\approx 2,0$ Ga), revela valores variáveis, a exemplo do padrão obtido para os granitóides de RP, CA e ES, confirmando assim a complexidade da evolução do sistema isotópico Rb/Sr nestas rochas. Adicionalmente, cabe destacar mais uma vez que, distúrbios isotópicos do sistema Rb/Sr também podem estar vinculados a heterogeneidades da fonte dos magmas graníticos crustais (McCulloch & Chappell 1982).

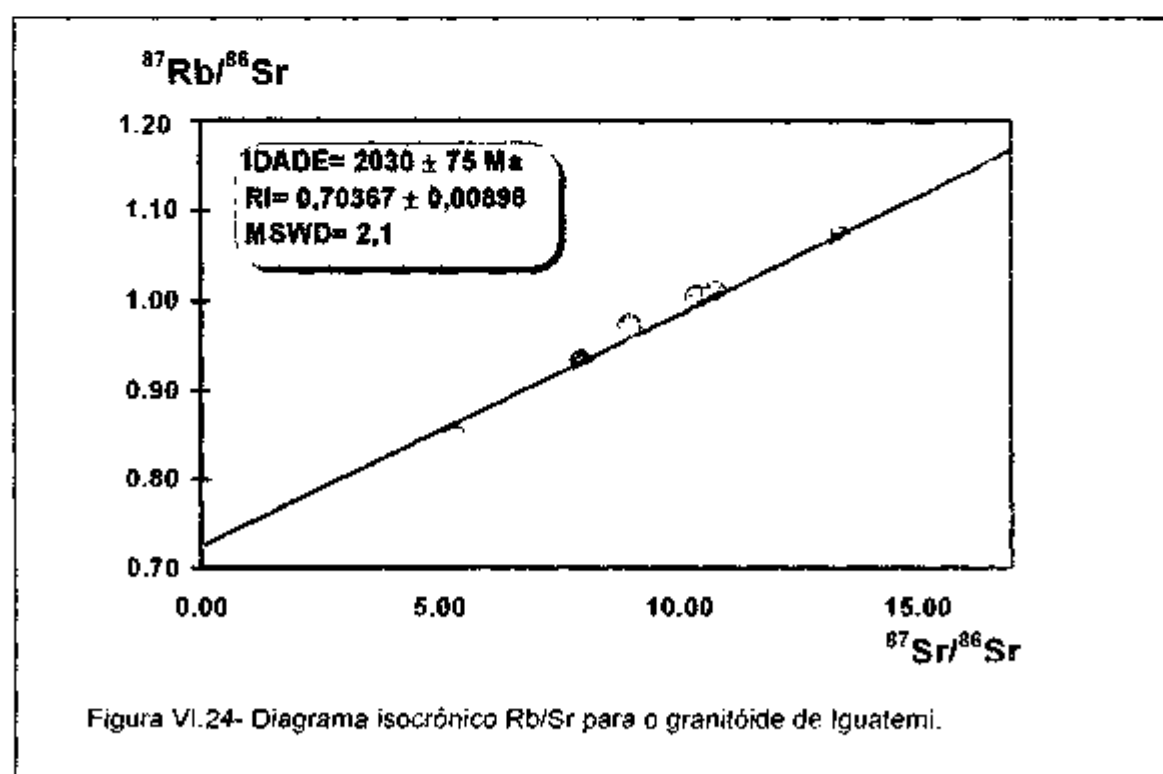


Figura VI.24- Diagrama isocrônico Rb/Sr para o granitóide de Iguatemi.

VI.5.5.2. Resultados Sm/Nd

Duas amostras (BR-JC-309 e BR-JC-304J) foram analisadas pelo método Sm/Nd. Os resultados analíticos estão apresentados na tabela VI.6

As idades modelo Sm/Nd obtidas apresentam valores variáveis com idade de 2,93 Ga (amostra BR-JC-309) e 3,46 Ga (amostra BR-JC-304J) enquanto que o $\epsilon_{\text{Nd}(t=2.03\text{Ga})}$ são de -8,9 e -13,4, respectivamente. Estes dados confirmam portanto o envolvimento de componentes crustais arqueanos na origem do magma parental deste batólito.

A diferença dos valores das idades modelo Sm/Nd obtidas pode estar indicando ocorrência de fenômenos de fracionamento da razão Sm/Nd durante a evolução magmática ou mesmo estaria representando contribuição de diferentes materiais crustais para a formação do maciço de IG. Entretanto, granitóides crustais com razões Sm/Nd fracionadas apresentam valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ menores que -0,30 (Sato 1998). Como as amostras analisadas apresentam valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ igual a -0,39 e -0,45, a hipótese do envolvimento de componentes continentais diferentes na formação destes granitóides parece ser a mais provável. Tais processos foram observados para granitos crustais do estado de Goiás (Pimentel & Charnley 1991) e no granito de Campo Formoso no estado da Bahia (Sabate *et al.* 1990).

VI.5.5.3. Resultados K/Ar

Uma amostra do maciço IG foi analisada pelo método K/Ar (afloramento BR-JC-304). Os dados analíticos são apresentados na tabela VI.7. A idade obtida foi de

483 $\pm$ 5 Ma, representando a época do soergimento cratônico após a evolução do ciclo Brasileiro.

Por fim, destaca-se que as variações composicionais observadas nos granitóides estudados indicam que diferentes grupos químicos que caracterizam estas rochas não definem uma tendência evolutiva única, indicando a presença de pulsos magmáticos distintos, que devem refletir contribuições de rochas fontes e/ou processos evolutivos diferenciados, relacionados a ambiente geotectônico colisional.

Os dados geológicos petrográficos e químicos ora apresentados, sugerem que os maciços de RP e CA foram formados a partir de uma mistura de magmas de origem mantélica e crustal, enquanto os maciços de IG e ES foram derivados do retrabalhamento da crosta arqueana do BG.

De outra parte, o padrão geocronológico revela que os granitóides de RP, CA, ES e IG foram formados durante o Paleoproterozóico, com idades de cristalização há cerca de 2,0 Ga atrás. Adicionalmente, os altos valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ri) e negativos de $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ confirmam o envolvimento de componentes crustais arqueanos na gênese destas rochas, em conformidade com as observações geológicas e petroquímicas.

O desenvolvimento deste plutonismo está associado a ambiente orogênico colisional, vinculado à colisão transamazônica dos blocos do Gavião e Jequié, no Paleoproterozóico.

CAPÍTULO VII

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

VII.1. EVOLUÇÃO CRUSTAL ARQUEANA

Nos capítulos anteriores foram apresentados e discutidos novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos para as várias unidades litostratigráficas pré-cambrianas do Bloco do Gavião (BG), na porção centro-oeste do Craton do São Francisco (CSF). Durante a apresentação destes dados, procurou-se estabelecer algumas comparações dos terrenos estudados com padrões geológicos, geoquímicos e isotópicos de terrenos pré-cambrianos similares do CSF e de outros continentes.

Neste capítulo pretende-se realizar uma abordagem integrada dos processos tectonomagmáticos ocorridos no BG. Nesta integração serão utilizados dados isotópicos apresentados nesta tese em conjunto com informações disponíveis na literatura, proporcionando inferências quanto a correlações cronoestratigráficas, subsidiando a caracterização cronológica dos principais eventos plutônicos ocorridos neste segmento continental arqueano da plataforma Sul-Americana.

A integração dos dados geocronológicos das unidades litostratigráficas do BG está sumarizada na tabela VII.1. Nesta tabela são apresentados os intervalos de idade dos principais eventos magmáticos e/ou tectonotermiais presentes no BG, bem como os métodos geocronológicos utilizados para definição das idades de formação das rochas e sua fonte bibliográfica. Para definição dos intervalos de idades apresentados na tabela VII.1, foram considerados os conjunto de idades obtidas pelos diferentes métodos geocronológicos. A partir dos parâmetros isotópicos de Sr e Nd, tentar-se-á também estabelecer algumas considerações quanto a natureza da fonte dos diversos eventos magmáticos presentes no BG.

A partir da observação da tabela VII.1 verifica-se que a evolução arqueana do BG é pontuada por diversos episódios de plutonismo, envolvendo diferentes fases petrogenéticas, em associação com terrenos greenstone belts. Além disso, a evolução da crosta continental arqueana no BG envolveu tanto formação de segmentos juvenis como processos de retrabalhamento da crosta siálica precoce, conforme apontam as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (negativos e positivos).

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ foram calculados para a época de cristalização das rochas, levando-se em consideração a idade mais precisa, notadamente aquelas obtidas pelos métodos U/Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em zircões). Entretanto, onde não há dados com alta precisão, foram utilizados aqueles disponíveis, especialmente obtidos pelo método Rb/Sr.

Nos itens abaixo, são discutidos detalhadamente os dados isotópicos referentes as diversas unidades litoestratigráficas presentes no BG apresentados na tabela VII.1. A figura VII.1 mostra as principais unidades geológicas do BG, sendo apresentadas também o panorama de idades modelo Sm/Nd para as rochas granitóides arqueanas.

Evento	Idade (Ma)	Metodologia	Referências
• Intrusão dos protólitos tonalíticos-trondjemíticos do maciço de Sete Voltas	3320-3380	U/Pb (Shrimp) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	1, 4, 6
• Formação das rochas gnáissicas de Boa Vista/Mata Verde	3380-3350	U/Pb (Shrimp) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	2, 5, 6
• Intrusão dos gnáisses tonalíticos e graníticos de Bernarda e Bumbado	3330-3300	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ Pb	9, 11, 14
• Intrusão de trondjemitos, monzogranitos e granodioritos de Mariana, Atacatú e Sete Voltas	3260-3240	Pb/Pb	4, 5, 9
• Intrusão dos granito-gnáisses de Rio do Antonio, Pira e Lagoa do Morro	3200-3180	U/Pb (Shrimp) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	3, 6, 10, 14
• Intrusão dos granitoides calcio-alcálinos de Serra do Iruyo, Lagoa da Macambira e gnáisses jovens do maciço de Sete Voltas	3160-3140	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	1, 9, 11, 14
• Formação das rochas máficas-ultramáficas da unidade inferior dos greenstone belts Contendas-Mirante, Umburanas e do sul do Rio Jacaré	3100-3000	Sm/Nd	5, 7, 11, 13
• Sedimentação detrítica e química da unidade inferior dos greenstone belts Contendas-Mirante e Umburanas	3100-3000	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	5, 8
• Intrusão dos granitos Serra das Pomboas e Malhada de Pedras, acompanhada por migmatização, deformação e metamorfismo na fácies anfibolito	2900-2800	U/Pb (Shrimp) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	6, 8, 11, 14
• Vulcanismo felsico do greenstone belt de Umburanas	2750±15	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	7, 11
• Deformação e metamorfismo na fácies anfibolito	2700-2650	Rb/Sr	1, 3
• Vulcanismo felsico do greenstone belt de Contendas-Mirante	2600-2500	Pb/Pb, Rb/Sr	5
• Intrusão dos granitos subalcalinos de Pe de Serra e alcalinos de Serra do Iruyo e Contendas-Mirante	2600-2500	Pb/Pb, Rb/Sr	4, 5, 9
• Intrusão dos granitos alcalinos de Pe de Serra	~ 2500	Pb/Pb	5
• Intrusão dos granitos calcio-alcálinos com deformação, migmatização e metamorfismo na fácies anfibolito associado (granitos de Umburanas, Caculé, Rio do Paulo, Espírito Santo, Igatuém, Riacho de Pedras e Guinérra)	2000-1900	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Rb/Sr	3, 9, 12, 14
• Deformação, metamorfismo de baixo grau e reequilíbrio isotópico Rb/Sr e K/Ar	1200-1000	Rb/Sr, K/Ar	1, 3, 5, 14
• Deformação, metamorfismo de baixo grau e reequilíbrio isotópico K/Ar	600-500	K/Ar	1, 3, 5, 14

Tabela VII.1 - Principais eventos magmáticos e tectonotermiais do BG. 1- Cordani *et al* (1985), 2- Wilson *et al* (1988), 3- Mascarenhas & Garcia (1989), 4- Martin *et al* (1991), 5- Marinho (1991), 6- Nutman & Cordani (1993), 7- Cunha *et al* (1996), 8- Bastos Leal *et al* (1996), 9- Santos-Pinto *et al* (1996), 10- Cordani *et al* (1997), 11- Bastos Leal *et al* (1997), 12- Sabaté *et al* (1998), 13- Brito *et al* (1998), 14- Este trabalho. Obs: U/Pb (Shrimp) e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ em zircão, Pb/Pb e Rb/Sr em rocha total e K/Ar em anfibólio e biotita.

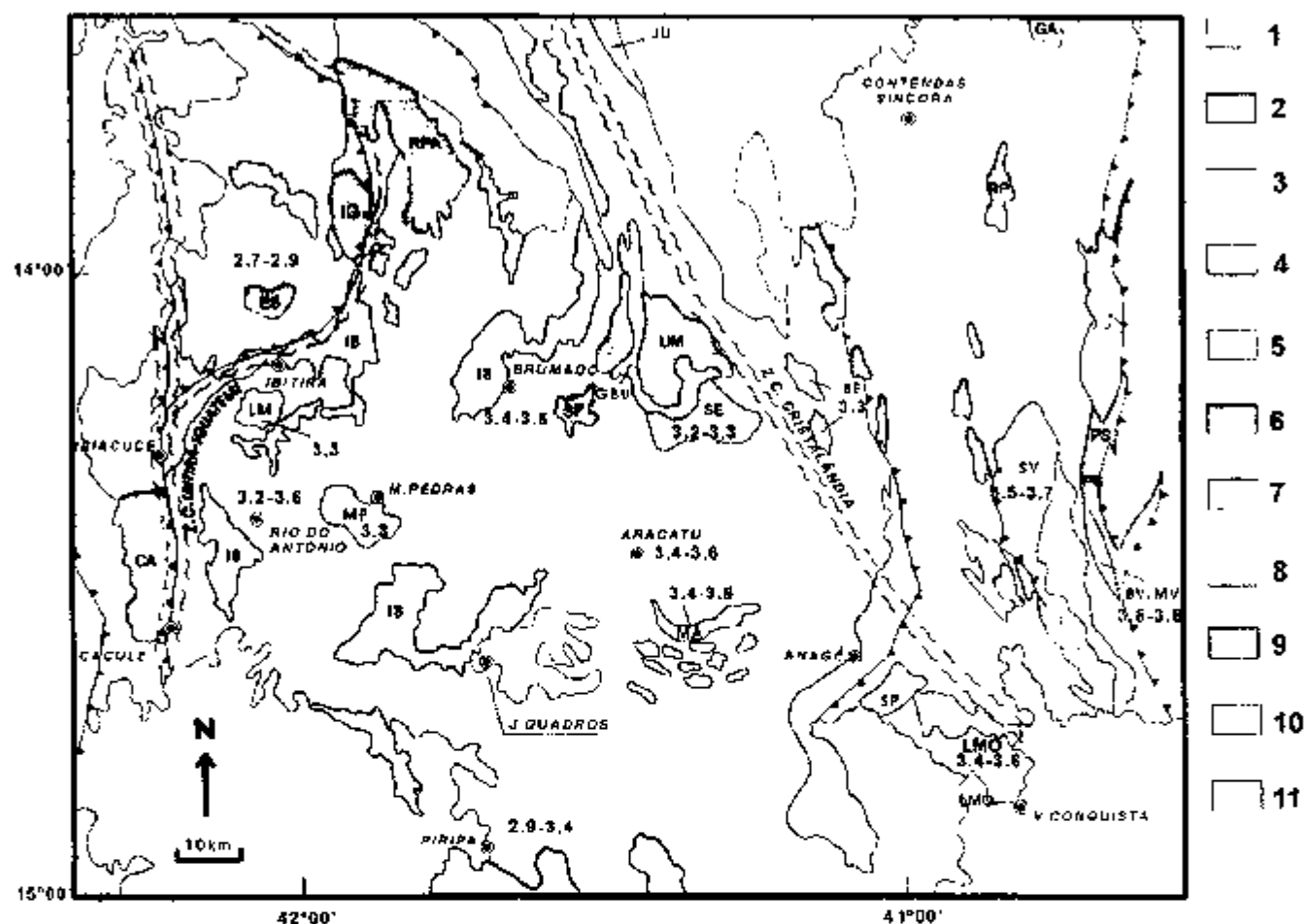
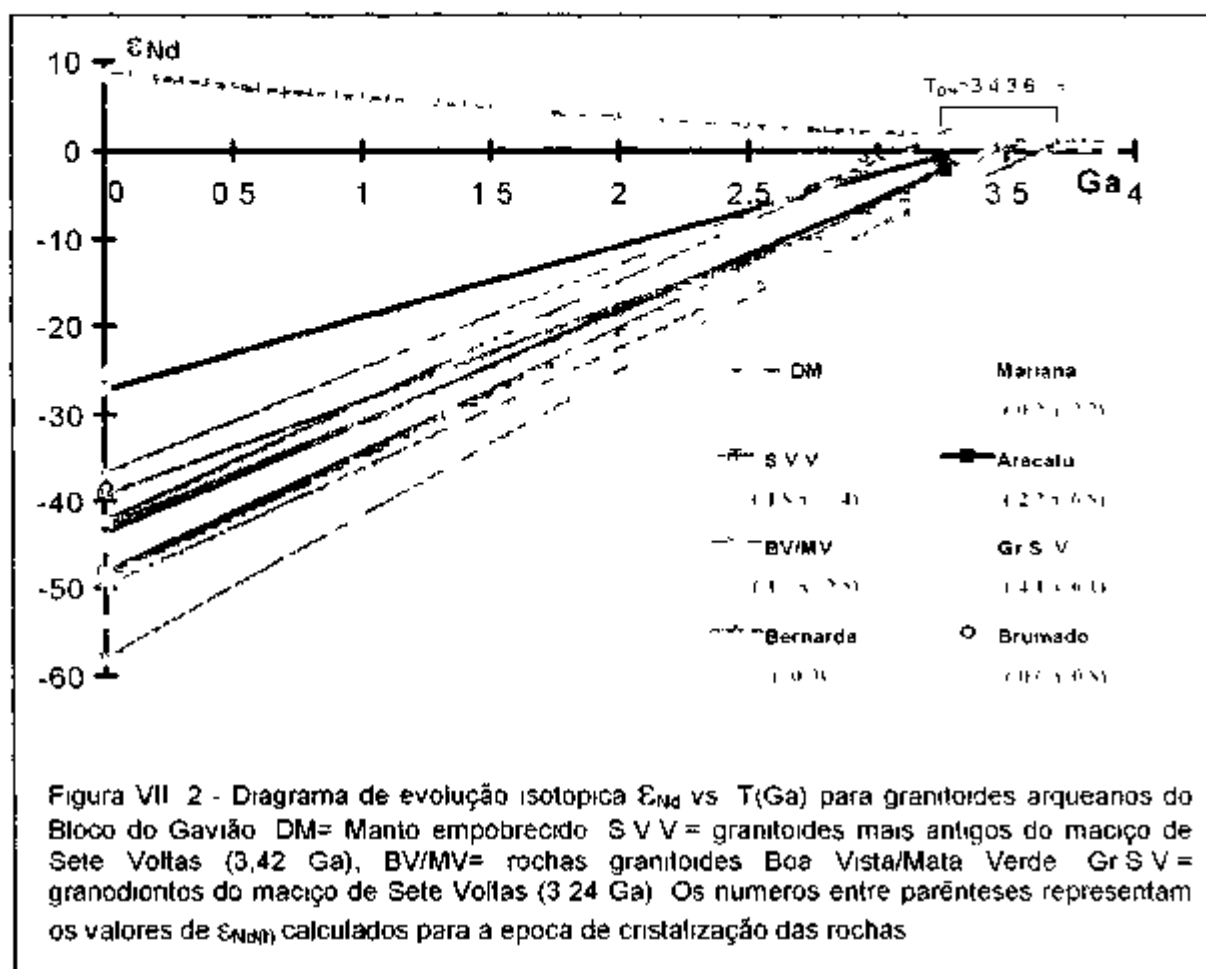


Figura VII.1- Esboço geológico do BG na região de Brumado (Adaptado de Barbosa & Dominguez 1996). 1- Coberturas fanerozóicas; **Neoproterozóico**: 2- Faixa de dobramento Aracuai-Piripá, 3- Supergrupo São Francisco (Grupo Una); **Mesoproterozóico**: Supergrupo Espinhaço, 4- Grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, 5- Complexo ígneo-metamórfico Lagoa Real; **Paleoproterozóico**: 6- Granitóides (granitos, granodioritos e monzogranitos); CA= Caculé, ES= Espírito Santo, IG= Igatemi, RPA= Rio do Paulo, SF= Serra da Franga, UM= Umburanas, GA= Gameleira, PS= Pé de Serra, RP= Riacho da Pedras, LG/Lg= Lagoa Grande / lagoinha); **Arqueano**. 7- Rochas charnockíticas e Enderbíticas do Bloco de Jequiê, 8- Greenstone belt de Contendas-Mirante, 9- Sequências greenstone belt do Bloco do Gavão (GBU- Greenstone belt de Umburanas, IB- Complexo Itabira-Brumado), 10- Granitóides (tonalitos, granitos e granodioritos), (LM= Lagoa da Macambira, MP= Malhada de Pedras, SE= Serra do Eixo, MA= Mariana, BE= Bernarda, SV= Sete Voltas, SP= Serra dos Pombos, LMO= Lagoa do Morro, BV/MV= Boa Vista/ Mala Verde, JU= Jussiapó) 11- Terrenos gnáissicos-migmatíticos da suíte TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos) com a presença subordinada de rochas paragneisses. Z.C.= Zonas de cisalhamentos. — Falhas de empurrão. Em destaque são apresentadas as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) para as rochas granitóides arqueanas do BG.

VII.1.1. A formação da crosta continental durante o Paleo e Mesoarqueano (3,6-2,8 Ga)

Os granitóides de composição tonalítica-trondhjemitica que compõem as rochas do maciço granitóide de Sete Voltas representam as unidades geológicas mais antigas até então identificadas do BG, com idades de cristalização variando entre 3,42 e 3,39 Ga atrás (Tabela VII 1). As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 3,5 e 3,7 Ga, enquanto que os $\epsilon_{Nd(t=3,4)}$ são negativos (entre -1,8 e -3,4) (Martin *et al.* 1997, Sato 1998) (Figuras VII 1 e VII 2). As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-(R_i)$, recalculadas para a época de cristalização destas rochas ($\approx 3,4$ Ga), apresentam valores menores que 0,702. Estes dados sugerem uma origem mantélica para estas rochas com envolvimento de materiais crustais com idade mínima de 3,5 Ga ainda não identificados no CSF (Martin *et al.* 1997, Sato 1998).

As rochas gnáissicas que compõem os granitóides Boa Vista/Mata Verde apresentam idades de cristalização entre 3,38 e 3,35 Ga (Tabela VII 1). As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) obtidas para estas rochas variam entre 3,5 e 3,6 Ga tendo os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ variação entre -1,2 e -2,5 e as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-(R_i) < 0,701$ (Wilson *et al.* 1988, Mascarenhas & Garcia 1989). Estes dados revelam o envolvimento de materiais crustais pouco mais antigos na gênese destas rochas arqueanas, a semelhança da gênese admitida para as rochas mais antigas do maciço granitóide de Sete Voltas (ver Figuras VII 1 e VII 2). Adicionalmente registra-se que os altos valores de μ_1 ($\approx 8,7$) e valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ indicam residência crustal para o magma que deu origem às rochas granitóides de Boa Vista/Mata Verde (Marinho 1991, Marinho *et al.* 1994). Em adição, são documentados reequilíbrios isotópicos no sistema rocha total Rb/Sr e Pb/Pb das rochas granitóides de Boa Vista/Mata Verde durante o Paleoproterozóico (Wilson *et al.* 1988, Marinho *et al.* 1994).



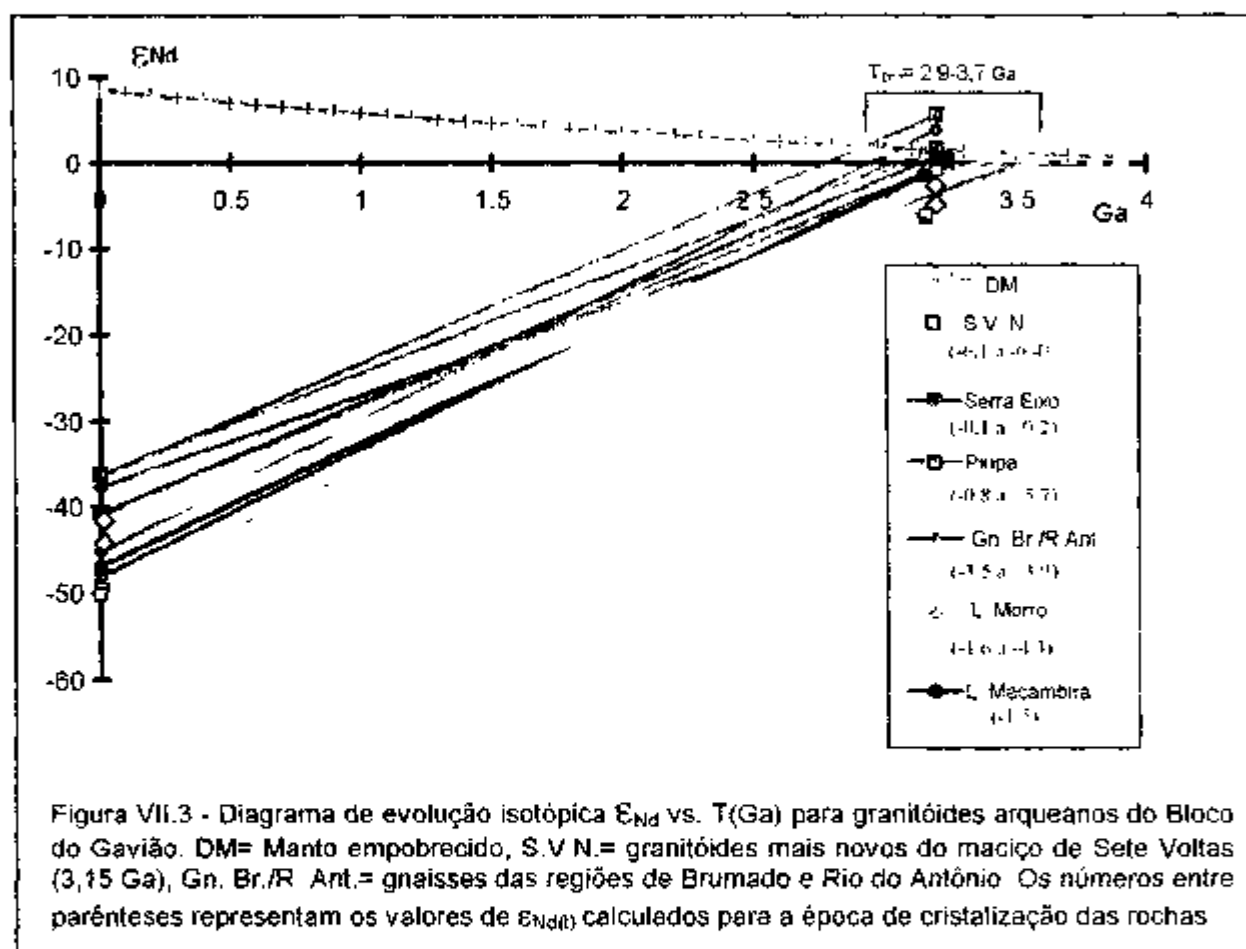
As rochas gnáissicas de composição TTG, presentes na região de Bernarda e Brumado, apresentam idades de cristalização de 3332 ± 4 Ma e 3300 ± 45 Ma respectivamente (Tabela VII.1). Os tonalitos da região de Bernarda possuem filiação cálcio-alcálica e idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) igual a 3,3 Ga, além de $\epsilon_{Nd(t)} = -0.9$ e razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (R_i) em torno de 0.703. Estes dados denotam a derivação mantélica destas rochas tonalíticas (Mascarenhas & Garcia 1989; Santos-Pinto 1996) (Figura VII.2). Já os gnaisses tonalíticos e graníticos arqueanos da região de Brumado apresentam idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variando entre 3,4 e 3,5 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos (-0,6 a -0,8) e valores das razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ (R_i) (<0.702) (Cordani et

et al. 1985, Mascarenhas & Garcia 1989, Sato 1988) (Figura VII 2). Este panorama isotópico indica a ocorrência de processos de adição juvenil à crosta continental arqueana há cerca de 3,3 Ga atrás, com envolvimento de materiais crustais com composições similares aos granitóides mais antigos Sete Voltas e Boa Vista/Mata Verde, conforme é sugerido pelo padrão de evolução isotópica do Nd (Figura VII 1).

As rochas gnáissicas-tonalíticas-trondhjemiticas das regiões de Mariana, Aracatu e granodioritos da região de Sete Voltas apresentam idades de cristalização variando entre 3,26 e 3,24 Ga (Tabela VII 1). As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 3,4 e 3,7 Ga, enquanto os $\epsilon_{Nd(t)}$ são negativos entre -0,2 e -6,8 (Santos-Pinto 1996, Santos-Pinto *et al.* 1997, Martin *et al.* 1997). Os valores negativos do $\epsilon_{Nd(t)}$ e o padrão isotópico evolutivo apresentado no diagrama de ϵ_{Nd} vs. T (Ga) (Figura VII 1) sugere que as rochas tonalítica-trondhjemiticas de Aracatú ($\epsilon_{Nd(t)} = -2,2$ a -6,8) e granodioríticas de Sete Voltas ($\epsilon_{Nd(t)} = -4,1$ a -6,1) tiveram significativa contribuição de materiais crustais com composição similar àquela das rochas TTG da região de Brumado e do maciço de Sete Voltas Velho. Por outro lado, as rochas arqueanas do maciço de Mariana, envolveram um componente juvenil importante ao lado de componentes crustais $\epsilon_{Nd(t)} = (-0,2$ a -2,2), conforme pode ser visto na figura VII 1 e originalmente documentado por (Santos-Pinto 1996, Santos-Pinto *et al.* 1997).

As rochas gnáissicas das regiões de Rio do Antônio, Piripá e Lagoa do Morro apresentam idades de cristalização entre 3,20 e 3,18 Ga (Tabela VII 1). No caso dos gnaisses de Piripá, as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 2,9 e 3,4 Ga, tendo valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -0,8 e +5,7 (Sato 1998). Já o tonalito de Rio do Antônio em conjunto com outras rochas pouco migmatizadas da região de Brumado, apresentam $\epsilon_{Nd(t)} = (-3,5$ a +3,9) e idades modelo Sm/Nd variando entre 3,1 e 3,6 Ga. Já as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais- (R_i) dos gnaisses de Rio do Antônio e Piripá modeladas

para $t=3,2$ Ga, revelam valores variando entre 0,700 e 0,706, sugerindo, em conjunto com os dados isotópicos de Nd, uma derivação mantélica para estas rochas, embora certamente haja envolvimento diferencial de protólitos com curto tempo de residência crustal. Estes materiais crustais poderiam ser representados pelas rochas granitóides formados entre 3,3-3,4 Ga das regiões de Brumado, Sete Voltas e Boa Vista/Mata Verde, conforme pode ser observado nas figura VII.1 e VII.2.



As rochas do granitóide Lagoa do Morro com idade de cristalização (U/Pb shrimp) de 3184 ± 6 Ma, apresentam idades modelo Sm/Nd variando entre 3,4 e 3,6 Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = (-1,6$ a $-4,3)$ (Nutman & Cordani 1994). Estes dados denotam características típicas de rochas formadas a partir do retrabalhamento de materiais crustais. Por outro lado, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Ri) deste granitóide revelam valores em torno de

0,700 indicativos de fonte mantélica. Estas diferenças quanto à natureza da fonte deste granitóides se deve possivelmente a contribuições diferenciais de materiais crustais ao magma que deu origem às rochas do granitóide Lagoa do Morro (Marinho *et al.* 1994b, Barbosa 1997, Sabaté *et al.* 1997).

Exemplos de fenômenos de retrabalhamento continental mesoarqueano no BG estão bem exemplificados pelos maciços de Serra do Eixo, Lagoa da Macambira e as rochas gnáissicas jovens da região de Sete Voltas, cujas idades de cristalização variam entre 3,16 e 3,14 (Tabela VII.1) (Santos-Pinto 1996, Martin *et al.* 1997, Bastos Leal *et al.* 1998). As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 3,2 e 3,7 Ga. Os dados isotópicos Sm/Nd e padrões geoquímicos sugerem que estas rochas tiveram envolvimento de materiais crustais distintos em suas gênese. O maciço Serra do Eixo ($\epsilon_{Nd(t)} = -0,1$ a $+0,2$) formou-se por fusão parcial dos TTG de Aracatu (Santos-Pinto 1996), ao passo que as rochas gnáissicas jovens da região de Sete Voltas ($\epsilon_{Nd(t)} = -6,1$ a $-6,4$) derivaram dos gnaisses primitivos desta mesma região (Martin *et al.* 1997). Já o granito Lagoa da Macambira ($\epsilon_{Nd(t)} = -1,5$) tem sua origem relacionada com as rochas gnáissicas TTG da região de Brumado (Figura VII.3).

A evolução plutônica mesoarqueana no BG é finalizada com a intrusão dos granitóides cálcio-alcálicos de alto potássio da Serra dos Pombos e Malhada de Pedras há cerca de 2,85 Ga atrás (Tabela VII.1). Estes granitóides apresentam características isotópicas típicas de rochas formadas a partir de fusão parcial da crosta primitiva do BG, tais como altos valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i) $> 0,705$ e no caso do granitóide de Malhada de Pedras $\epsilon_{Nd(t)} = (-5,1)$. Este panorama isotópico típico de evolução crustal a partir de retrabalhamento de crosta é suportada pelas características geoquímicas dos granitóides Serra dos Pombos e Malhada de Pedras especialmente por sua natureza potássica (Marinho *et al.* 1994, Bastos Leal *et al.* 1998). Este plutonismo é sincrônico à formação de rochas enderbíticas-charnoquíticas

de natureza cálcio-alcalinas e alcalinas do Bloco do Jequié, há cerca de 2,8-2,7 Ga atrás (Barbosa 1997)

A figura VII.4 apresenta o padrão das idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) para as rochas intrusivas do BG. Com respeito à evolução dos terrenos TTG arqueanos, o conjunto de idades ratifica o panorama episódico e sucessivo do plutonismo arqueano através de processos de diferenciação manto-crosta entre 3,7 e 3,1 Ga atrás.

VII.1.2. A evolução dos greenstones belts arqueanos do BG

A associação de sequências vulcanossedimentares tipo greenstone belt com rochas graníticas são comuns em terrenos de idades arqueanas e proterozóicas de vários continentes (e.g. Windley 1984). Estas associações granito-greenstone apresentam um estilo tectônico próprio, onde as rochas supracrustais formam cinturões delgados que envolvem os batólitos graníticos. O arcabouço litoestratigráfico típico dos greenstone belts arqueanos revela a presença de vulcanismo máfico-ultramáfico na base, formando basaltos komatiíticos e toleríticos de fundo oceânico seguidos por vulcanitos cálcio-alcalino máficos e félsicos, com quimismo similar ao de rochas formadas em ambientes de arco de ilhas modernas. Por outro lado, no topo estas sequências supracrustais são formadas essencialmente por rochas sedimentares de natureza vulcanogênica e químico-clástica (e.g. Ayres & Thurston 1985; Condie 1981).

Várias têm sido as proposições para a modelagem geotectônica dos terrenos greenstone belts arqueanos (e.g. Tarney *et al.* 1976; Windley 1984; Ayres & Thurston 1985). Apesar dos aspectos conflitantes entre os vários modelos propostos modernamente, há consenso de que a geodinâmica envolvida na formação destas sequências relaciona-se a mecanismos semelhantes à tectônica de placas.

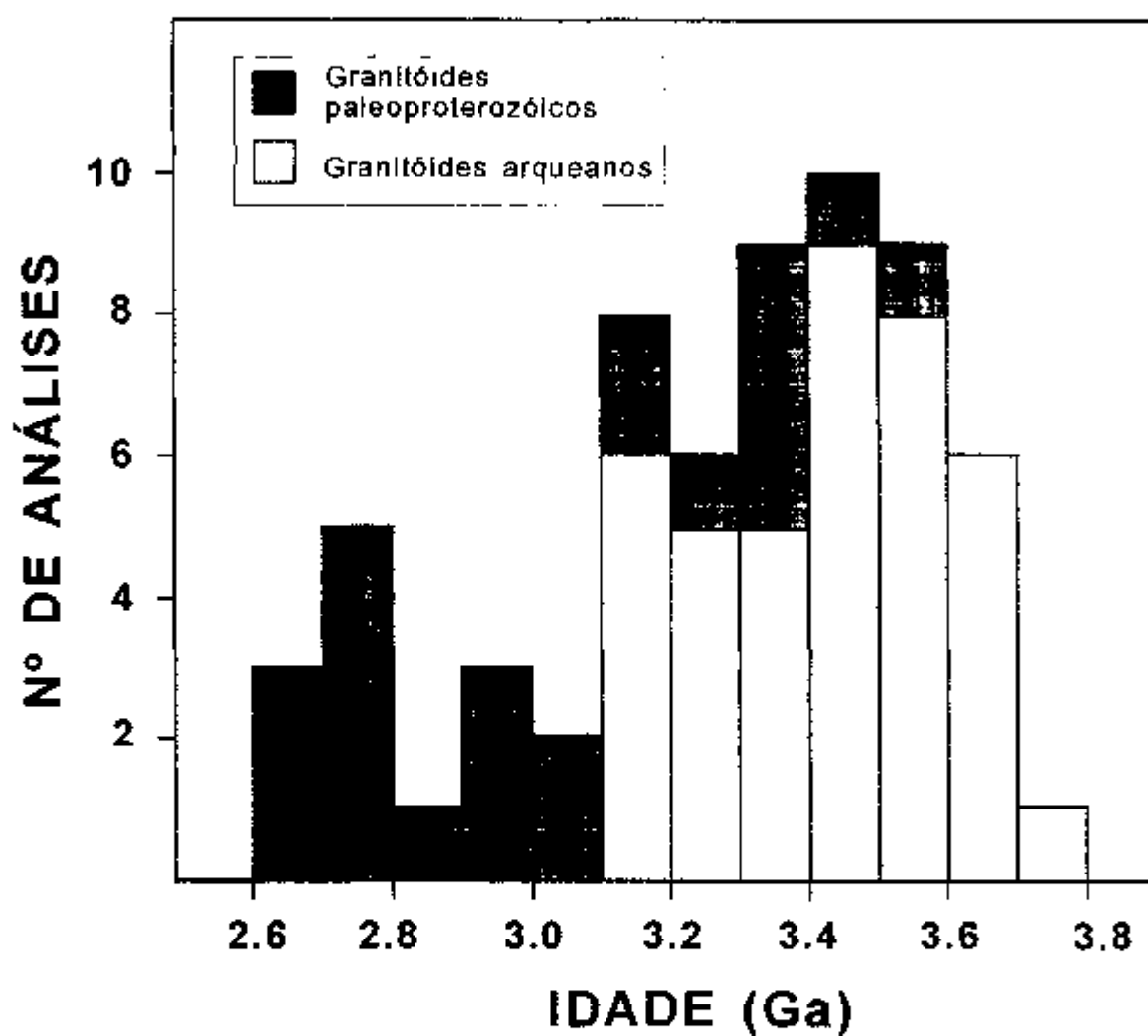


Figura VII 4 - Padrão isotópico das idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) para as rochas granitoides do BG

No CSF, algumas tentativas de reconstrução paleogeográfica para os greenstones belts de Contendas-Mirante e Itapicuru tem sido propostas (e.g. Silva 1987, Teixeira & Figueiredo 1991, Marinho 1991, Pedreira 1991, Shrank & Silva 1993, Barbosa 1997). Nestes modelos a evolução destas sequências foi relacionada a processos de tectônica de placas durante o Arqueano e Paleoproterozoico.

Em particular no caso do greenstone belt de Contendas-Mirante os modelos propostos para a evolução desta sequência envolvem uma etapa inicial de rifteamento continental com sedimentação fluvial e marinha, seguido por uma etapa de formação de um oceano com geração de vulcanismo máfico, subducção com vulcanismo intermediário e félsico associado, culminando com uma etapa de colisão continental com a geração de granitóides crustais (Sabaté *et al.* 1990, Marinho *et al.* 1994, Barbosa 1997).

O conjunto de informações geológicas, petroquímicas e geocronológicas apresentados por Cunha & Fróes (1984) e nesta tese para a sequência vulcanossedimentar de Umburanas revelam tratar-se de um típico greenstone belt arqueano, tendo como embasamento as rochas gnaíssicas TTG do BG.

O nosso entendimento quanto ao quadro evolutivo inicial do greenstone belt de Umburanas (GBU) é similar ao proposto para o Contendas-Mirante embora hajam diferenças composicionais e de ordenamento litoestratigráfico entre estes greenstones (Marinho *et al.* 1994a, Cunha *et al.* 1996, Barbosa 1997). Deste modo admite-se que a evolução magmática destes greenstones ter-se-ia iniciado em ambiente ensialico sob a crosta continental precoce (terrenos TTG) estabelecida entre 3.42 e 3.15 Ga atrás. Este magmatismo se formou há cerca de 3.0-3.1 Ga atrás, através dos derrames máficos-ultamáficos da base (komatitos e basaltos), seguidos da geração de vulcanismo intermediário a félsico de filiação cálcio-alkalina há cerca de 2.75 Ga atrás no GBU e 2.5 Ga atrás em Contendas-Mirante.

Estes terrenos greenstones foram intrudidos por granitóides crustais cálcio-alcalinos e alcalinos datados em 2,5-2,6, 2,3 e 2,0 Ga atrás. Os processos tectonomagmáticos do final do Arqueano e Paleoproterozóicos no BG estariam vinculados a mecanismo geodinâmico de subducção de crosta oceânica de leste para oeste, culminando com a colisão continental transamazônica entre os blocos do Gavião e Jequié durante o orogénia Transamazônica. Esta colisão é atualmente materializada pelo lineamento Contendas-Jacobina cujos aspectos evolutivos serão detalhados ainda neste capítulo (Sabaté *et al.* 1990, Marinho 1991, Barbosa 1997, Sabaté *et al.* 1998).

Manifestações de vulcanismo máfico-ultramáfico com idades em torno de 3,0-3,2 Ga e vulcanismo intermediário e félsico com idades de aproximadamente 2,7 Ga são também registradas para as sequências vulcanossedimentares de Piumhi e Rio das Velhas na porção meridional do CSF e Riacho de Santana no Bloco Guanambi-Correntina situado a oeste do BG (Schränk & Silva 1993, Teixeira 1993, Noce 1995, Bastos Leal 1997, relatório de progresso Convênio CPGeo-CBPM). Esta configuração sinaliza para a existência de grandes massas continentais arqueanas há cerca de 3,0 Ga atrás, onde se desenvolveram várias sequências vulcanossedimentares no CSF (Noce 1995, Teixeira *et al.* 1996, Sabaté *et al.* 1997, Barbosa 1997, Bastos Leal *et al.* 1998). Estas massas continentais foram retrabalhadas e aglutinadas através dos vários eventos geotectônicos superimpostos para, finalmente, formar os terrenos granito-greenstone presentes no CSF.

Cabe destacar também que, apesar do significativo número de determinações geocronológicas já processadas nas unidades litoestratigráficas do GBU e Contendas-Mirante, é ainda necessário o aprofundamento das investigações petroquímicas e isotópicas do magmatismo máfico-ultramáfico basal, bem como proceder o detalhamento geocronológico dos ciclos de vulcanismo félsico, visando o estabelecimento mais preciso do panorama paleogeográfico arqueano para o BG. Ressalta-se adicionalmente, que este avanço no conhecimento só será possível com

a aplicação de métodos geocronológicos de alta precisão, tais como U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões a exemplo do dados apresentados neste trabalho para o GBU

VII.1.3. Os eventos plutônicos do Neoarqueano

Os eventos plutônicos finais do processo de consolidação do bloco arqueano do Gavião, acham-se representados pela formação de granitos subalcalinos e alcalinos há cerca de 2,6-2,5 Ga atrás nas regiões de Sete Voltas, Pé de Serra e Serra do Eixo (Tabela VII.1).

O granito subalcalino de Pé de Serra apresenta idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variando entre 3,1 e 3,2 Ga, $\epsilon_{Nd(t)} = -4,5$ a $-5,8$ e $\mu 1 (\approx 8,5)$, o que sugere sua formação a partir da fusão parcial de rochas granulíticas do Complexo Jequié (Marinho et al 1997). Já os granitos alcalinos de Serra do Eixo apresentam idade modelo Sm/Nd (T_{DM}) em torno de 3,3 Ga, $\epsilon_{Nd(t)} = -13,6$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (R_i) > 0,710$, sugestivos de que foram derivados a partir de fusão parcial dos terrenos TTG do BG (Santos-Pinto 1996). Finalmente, esta granitogênese do final do Neoarqueano no BG é representada por granitos com idades em torno de 2,6 Ga na região de Sete Voltas, os quais apresentam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (R_i) > 0,710$, revelando também o envolvimento de materiais crustais antigos em sua gênese (Figura VII.1).

Este plutonismo neoarqueano no BG é sincrônico com a edificação de um arco magmático no cinturão granulítico Itabuna com a formação de magmatismo toleítico e cálcio-alcalino de baixo-K, reequilibrados no fácies granulito e formados há cerca de 2,6-2,5 Ga atrás (Figueiredo 1989; Barbosa 1990; Figueiredo & Barbosa 1993; Barbosa 1997). Adicionalmente, registros de granitogênese nesta época relacionados aos estágios finais de cratonização arqueana no CSF, tem sido documentada na porção setentrional desta entidade cratônica (Noce 1995; Noce et al 1997)

VII.1.4. Considerações sobre os eventos tectonometamórficos arqueanos

A definição dos episódios tectonometamórficos dos terrenos arqueanos policíclicos do CSF, a luz dos conhecimentos atuais ainda não está claramente definidos (Barbosa 1996b, 1997). Tais dificuldades estão associadas às limitações interpretativas dos métodos geocronológicos Rb/Sr e K/Ar largamente aplicados nos segmentos crustais arqueanos do CSF pois estes métodos registram particularmente os eventos tectonometamórficos de caráter regional. Outro ponto importante a ser considerado nesta questão, se deve a forte intensidade do ciclo Transamazônico no CSF que praticamente "apagou" as evidências das deformações e metamorfismos anteriores, tornando difícil a caracterização dos ciclos geotectônicos mais velhos certamente presentes em áreas arqueanas como o BG.

Apesar da significância do evento transamazônico nesta região cratônica os padrões de deformação, em alguns locais do embasamento, parecem discrepantes dos "trends" gerais desta orogenia. Em adição, a avaliação dos dados geocronológicos disponíveis para o BG revela a atuação de dois eventos tectonometamórficos arqueanos. O primeiro com idade de cerca 2.9 Ga reconhecido através de análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircão) em afloramento de gnaiss migmatizado da região de Brumado (afloramento BR-JC-02), o segundo com idade em torno de 2.7 Ga tem sido identificado pelo método Rb/Sr em várias áreas do BG, bem como nos segmentos continentais adjacentes (e.g. Blocos Jequié, Guanambi-Correntina (ver Figura III.1)). Neste cenário, podem-se destacar algumas evidências geológicas destes eventos tectonometamórficos arqueanos, como a ocorrência de fases migmatíticas de composição trondjemíticas com "trends" estruturais diferentes da foliação transamazônica superimposta. Destaca-se também neste cenário a presença de xenólitos de gnaisses migmatizados nos maciços granitoides arqueanos e paleoproterozóicos.

Em escala regional os eventos tectonotermais com idade em torno de 2.9-3.0 Ga atrás são registrados também na borda oeste do Espinhaço Setentrional no Complexo Granulítico Santa Isabel (Costa *et al.* 1975, Inda & Barbosa 1978, Barbosa 1997). Estes processos culminaram com a constituição de uma crosta continental migmatizada precoce, com composição TTG. Vale assinalar também que este fenômeno de "cratonização" antiga ocorreu não só no BG, mas também nos Blocos Jequié, Serrinha e Maini, estes dois últimos situados na porção nordeste do CSF (Barbosa 1997).

Por outro lado, as idades em torno de 2.7 Ga demarcam a imposição tectonometamórfica regional do ciclo geotectônico Jequié na região (Cordani 1973, Mascarenhas & Garcia 1989). Este evento geológico é responsável no Bloco Jequié por metamorfismo regional de alta temperatura, no fácies granulito, além do desenvolvimento de processos de migmatização e anatexia de rochas orto e paraderivadas desta região (Barbosa 1990, Barbosa *et al.* 1992, Barbosa 1997).

Cabe destacar, finalmente, que somente com mapeamentos geológicos e investigações petro-estruturais de detalhe associados a aplicação de metodologias geocronológicas de alto poder interpretativo, tais como U/Pb (titanita, zircão), Sm/Nd (minerais) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (em minerais) será possível um detalhamento da história tectonometamórfica destas áreas policíclicas. Estudos geocronológicos desta natureza tem sido desenvolvidos na porção meridional do CSF (e.g. Carneiro 1992, Noce 1995, Teixeira *et al.* 1997, Teixeira *et al.* 1998).

VII.2. EVOLUÇÃO CRUSTAL PROTEROZÓICA

VII.2.1. Origem e evolução da granitogênese transamazônica

A abordagem da evolução crustal paleoproterozóica do BG envolve necessariamente os aspectos evolutivos do lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté *et al.* 1990a, b, Pedreira 1991). Este lineamento geotectônico representa uma zona de espessamento crustal constituída pela colisão continente/continente entre os blocos do Gavião e Jequié durante o ciclo Transamazônico, há cerca de 2.0 Ga atrás (Sabaté *et al.* 1990, Sabaté *et al.* 1997, Barbosa 1997).

Os processos de justaposição de massas continentais em colisão inclui uma sequência de eventos posteriores à subducção. Da mesma forma a colisão nem sempre encerra a história de movimentos interativos dos segmentos litosféricos em convergência, pois há sempre uma série subsequentes de movimentos variados após a colisão, que pode gerar outros tipos de interação (transformância, subducção e acreção) nas proximidades do sítio colisional (Brito Neves 1995). Cabe assinalar também que, durante o evento de colisão continental, os processos de subducção litosférica prosseguem, podendo ainda nesta fase gerar líquidos magmáticos por fusão parcial da litosfera em subducção e da fusão parcial da crosta continental (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1996). Fenômenos desta natureza podem ser exemplificados pela formação de granitos sin e pós-colisionais, como aparentemente é o caso dos granitóides transamazônicos estudados nesta tese.

Na figura VII.5 é apresentada a distribuição espacial dos granitóides transamazônicos estudados nesta tese e aqueles vinculados ao lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté *et al.* 1990, 1997). Para cada granitóide é apresentada a idade de cristalização e o padrão de idades modelo Sm/Nd. O conjunto de informações geocronológicas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e Rb/Sr) para os granitóides de RP, CA, ES e IG e para os granitóides sin a tardi-colisionais

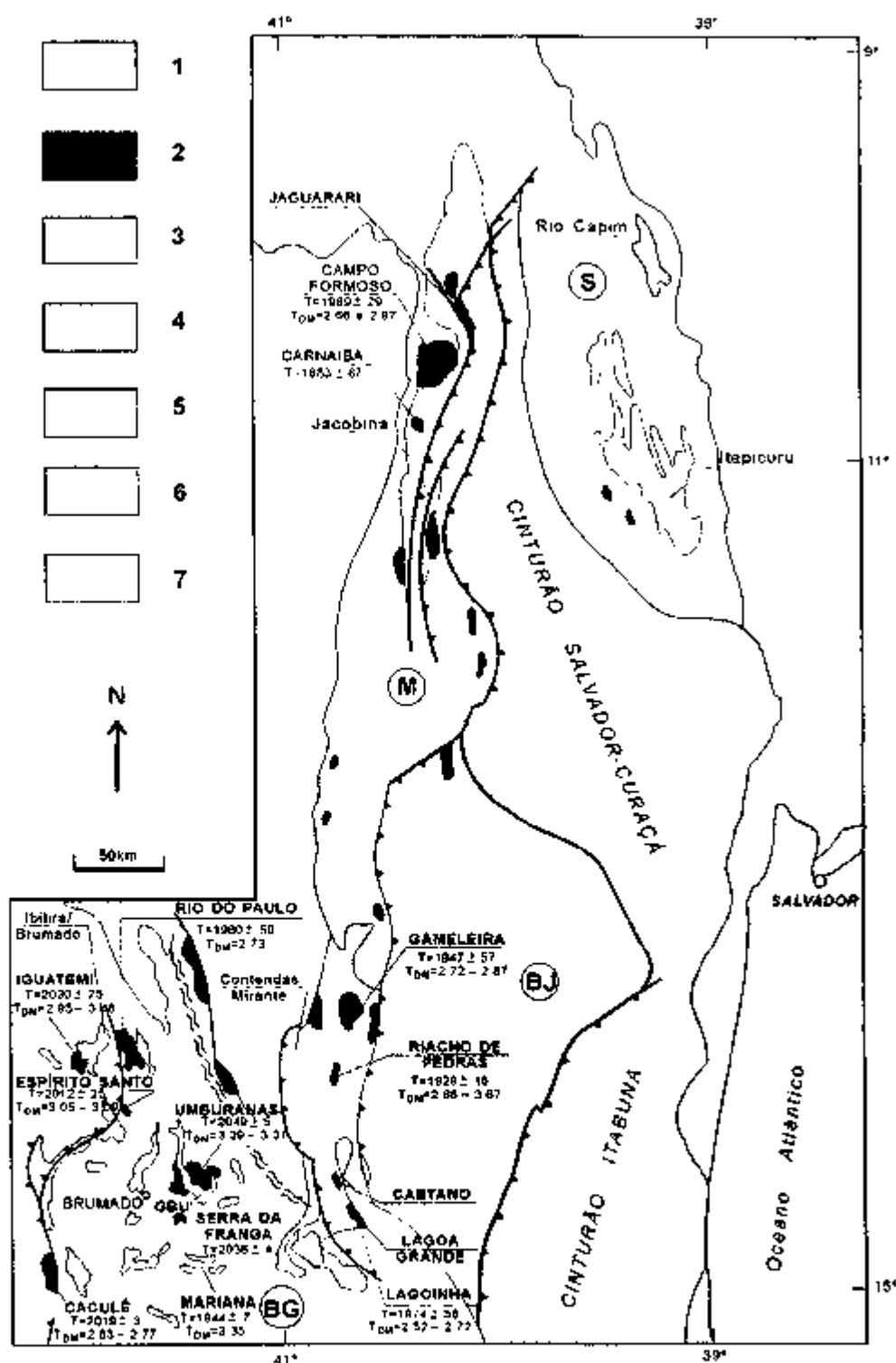
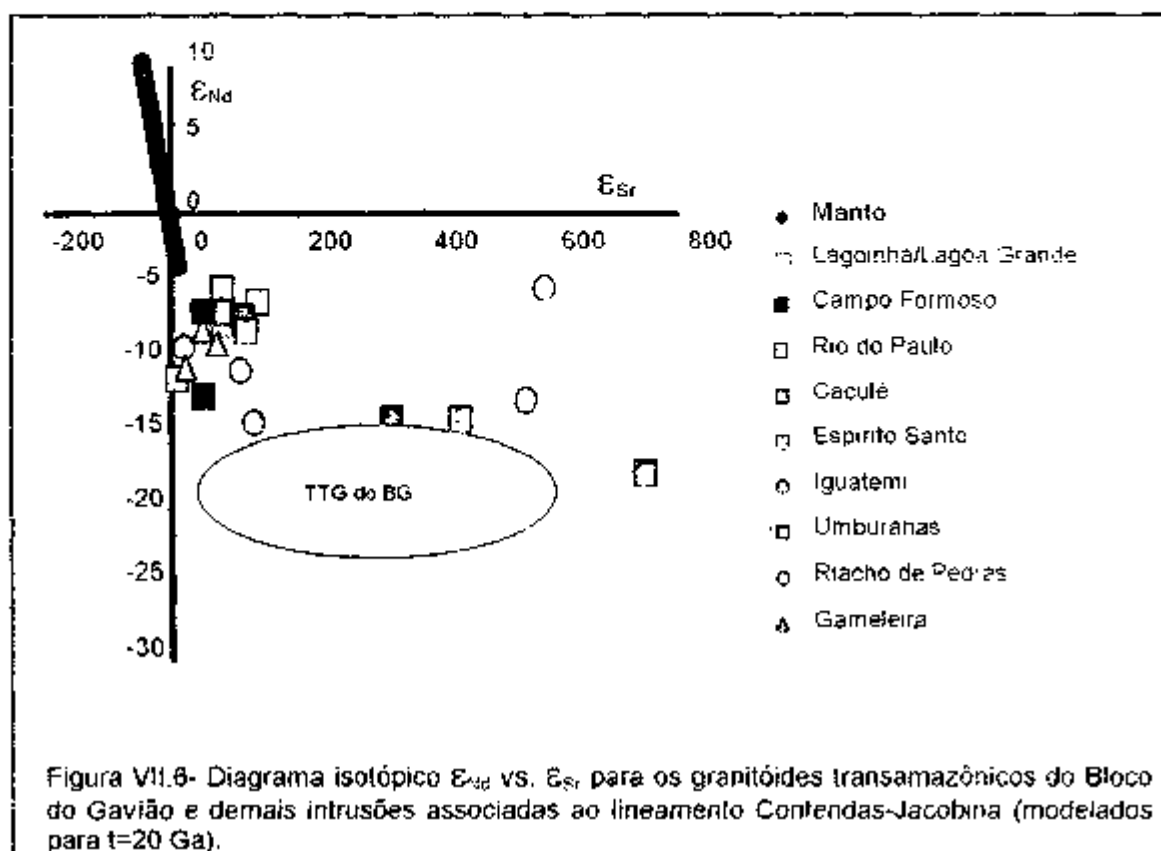


Figura VII.5- Mapa geológico da porção central do estado da Bahia, com a localização das principais intrusões granitóides transamazônicas (Adaptado de Sabalé et al. 1990). 1- Cinturões e coberturas do Mesoproterozóico, Neoproterozóico e Fanerozóico. 2- Granitóides transamazônicos, 3- Cinturões móveis do Paleoproterozóico, 4- Sequências sedimentares e vulcanossedimentares do Arqueano e Paleoproterozóico, (GBU= greenstone belt de Umburanas), 5- Terrenos granulíticos arqueanos do Bloco de Jequié (BJ), 6- Terrenos graníticos-gnaissicos- migmatíticos arqueanos dominados por rochas da suite TTG (BG- Bloco do Gavião, M- Bloco Mairi e S- Serrinha).

presentes ao longo do lineamento Contendas-Jacobina (ex: Campo Formoso, Carnaíba, Gameleira, Riacho de Pedras e Lagoa Grande-Lagoinha), revelam idades de cristalização entre 2,0 e 1,9 Ga atrás. Por outro lado, as idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) variam entre 2,6 e 3,7 Ga, indicando o envolvimento de diferentes materiais continentais arqueanos na gênese destes granitóides (ver também figura VII.4).

A figura VII.6 ilustra o padrão isotópico $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. $\epsilon_{Sr(t)}$ para os granitóides do BG e do lineamento Contendas-Jacobina. Neste diagrama é também apresentado o campo de composição isotópica há 2,0 Ga atrás para os terrenos TTG arqueanos do BG. Neste diagrama observa-se que todos granitóides apresentam valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (entre -5 e -18) e positivos de $\epsilon_{Sr(t)}$ (entre +0,3 e +780). A distribuição das amostras no diagrama revela a existência de dois grupos de granitóides: o primeiro representado por granitóides de Lagoinha-Lagoa Grande, Gameleira, Campo Formoso, RP, CA, ES e IG, apresentam $\epsilon_{Sr(t)}$ variando entre +0,3 e +180, enquanto o segundo grupo, representado pelos granitóides de Umburanas e Riacho de Pedras apresentam valores de $\epsilon_{Sr(t)}$ variando entre +150 e +780, sugerindo neste último caso o envolvimento de crosta mais radiogênica

A distribuição dos dados isotópicos dos granitóides transamazônicos e dos terrenos TTG arqueanos do BG no diagrama $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. $\epsilon_{Sr(t)}$ indicam que os primeiros envolveram significativamente os terrenos TTG em suas gêneses. As variações nos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ e $\epsilon_{Sr(t)}$ revelam envolvimento diferencial dos materiais continentais arqueanos do BG na gênese destes granitóides. Tal envolvimento é também diagnosticado através dos dados geoquímicos conforme apresentado nesta tese e documentado na literatura (Cuney *et al.* 1990; Santos-Pinto 1996; Barbosa 1997). Esta granitogênese é acompanhada pela formação de migmatitos potássicos, formados a partir da fusão parcial dos terrenos TTG arqueanos, tipicamente relacionados aos processos tectonometamórficos do ciclo Transamazônico nesta região do CSF.



Também durante o paleoproterozóico, há cerca de 2,0 Ga verifica-se a intrusão dos corpos máficos-ultramáficos de Mirabela e Caraíba, situados nas porções sudeste e nordeste respectivamente, do estado da Bahia (Oliveira 1990; Silva *et al.* 1996). A evolução paleoproterozóica no BG é finalizada com a ocorrência de deformação tardia transcorrente com a evolução retrometamórfica. A nível regional, atribui-se aos cisalhamentos ligados a esta etapa tectônica o alojamento de corpos sieníticos alcalinos, em geral com idades em torno de 1,9 Ga (Conceição & Otero 1996).

Por fim, a convergência dos dois segmentos crustais dos blocos do Gavião e Jequié e a colisão paleoproterozóica resultante, implicam na possível existência de zona(s) de subducção, inferidas em diversas situações, por vários autores (Figueiredo

1989, Marinho 1991, Barbosa *et al* 1992, Barbosa 1997). Entretanto os traços estruturais, metamórficos e mesmo litoestratigráficos relacionados a esta geodinâmica ainda não estão claramente evidenciados, fatos que mantêm esta questão sem abordagens conclusivas, tornando esta região um vasto laboratório natural para o exercício da imaginação geológica

VII.3. EVENTOS TECTONOTERMAIS DO MESO E NEOPROTEROZÓICO

Conforme abordado nos itens anteriores, o BG apresenta história térmica policíclica, demarcada pela superposição de ciclos geotectônicos com idades desde o Arqueano até o Neoproterozóico. A superposição dos ciclos geotectônicos acha-se razoavelmente exemplificada através de extenso acervo de dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar disponível para este segmento da crosta continental

O registro de reequilíbrios isotópicos Rb/Sr e K/Ar regionais com idades entre 1,3 e 0,9 Ga nesta região reflete a atuação de eventos tectonotermiais associados aos estágios de desenvolvimento do sistema Espinhaço durante o Mesoproterozóico. Tal configuração acha-se fundamentada a nível global no contexto do CSF, onde o acervo geocronológico nesta faixa de idade revela o desenvolvimento de evento tectonotermiais responsáveis pelo rejuvenescimento local e/ou regional das idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar

Os processos de rejuvenescimento isotópico do sistema K/Ar durante o Neoproterozóico, acham-se bem representados a nível regional pelas idades aparentes obtidas tanto nas rochas da infra-estrutura como nas sequências supracrustais e granitóides transamazônicos. Estes reequilíbrios isotópicos estão vinculados aos efeitos tectonotermiais relacionados à evolução do ciclo Brasileiro. Tal comportamento do sistema K/Ar está bem representados na região do corredor de Paramirim e são reflexo da tectônica responsável pela edificação do cinturão de

dobramento marginal brasileiro Araçuaí-Piripá, situado na porção sul do BG. Além disso, a tectônica brasileira foi responsável pela movimentação de estruturas tectônicas formadas nos ciclos geotectônicos anteriores.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALIBERT, C & BARBOSA, J S F 1992 Âges U-Pb déterminés à la "Shrimp" sur des zircons du Complexe de Jiquié, Craton du São Francisco. Bahia Brasil 14 Réunion Sci Terre (RST), Toulouse, France, p 4
- ALKIMIM, F F , BRITO NEVES, B B , CASTRO ALVES, J A 1993 Arcabouço tectônico do Craton do São Francisco Uma Revisão In DOMINGUEZ J M L & MISI A (eds), *O Craton do São Francisco* Salvador SBG/SGM/CNPq, p 45-62
- ALMEIDA, F F M de 1977 O Craton do São Francisco *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4) 349-364
- ALMEIDA, F F M de 1981 O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco In *Simpósio sobre o Craton do São Francisco e sua faixas marginais* Salvador, SBG/NBA-SE, SGM/SME, p 1-10
- AMARAL, G , CORDANI, U G , KAWASHITA, K REYNOLDS J H 1966 Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil *Geochimica Cosmochimica Acta*, 30 159-189
- AMERSON, Y , DAMON, P , SHFIQUILAH, M , DICKINSON, W R ZARTMAN R E 1991 Reseting on Rb-Sr ages of volcanic by longrad burial metamorphism *Chemical Geology*, 87 167-173
- ANHAUESSER, C R 1981 The geology and evolution of the Barberton Mountain Land In C R ANHAUESSER (ed) *Archaean Geology of Barberton Mountain Land* Geological Society of South Africa, Johannesburg, p 1-21

- ANSDELL, K.M.; KYSER, J.K.; STAUFFER, M.R. 1992. Age and source of detrital zircons from the missi formation: a Proterozoic molasse deposit. Trans-Hudson Orogen, Canada. *Canadian Journal Earth Science*, 29:2583-2594
- ARNDT, N.T. & JENNER, G.A. 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chemical Geology*, 56: 229-255.
- ARNDT, N. & GOLDSTEIN, S. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- AYRES, L.D. & THURSTON, P.C. 1985. Archean supracrustal sequences in the canadian shield: An overview. In: AYRES, L.D.; THURSTON, P.C.; CARD, K.D.; WEBER, W. (eds.). *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geological Association of Canada Special Paper, 28: 343-380.
- BARBOSA, J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt. Southern Bahia, Brazil - An expression of Archean Proterozoic plate convergence. In: VIELZEUF, D. & VIDAL, P.H. (eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. Springer-Verlag, 585p.
- BARBOSA, J.S.F. 1996a. Evolução geotectônica das rochas metamórficas do embasamento do Craton do São Francisco na Bahia. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 18: 15-18.
- BARBOSA, J.S.F. 1996b. O embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do estado da Bahia. In: BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (eds.). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Texto Explicativo. SGM, p.63-84.
- BARBOSA, J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Craton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geologia*, 27(3):241-256.

- BARBOSA, J S F , & DOMINGUEZ, J M L 1996 Mapa geológico do estado da Bahia
 Texto Explicativo SICM/SGM. 382p
- BARBOSA, J S F MARINHO, M M , SABATÉ, P 1992 Geology of the Jequié-Itabuna
 granulitic belt, In PEDREIRA, A J (ed) *Petrologic and geochronologic evolution of
 the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil* IGCP Project 280. p 7-28
- BARKER F 1979 Trondhjemite definition, environment and hypothesis of origin In
 BARKER, F (ed) *Trondhjemites, dacites, and related rocks* Amsterdam Elsevier
 p 1-12
- BARKER, F & ARTH, J G 1976 Generation of thronhjemitic-tonalitic liquids and
 Archen bimodal thronhjemite-basalt suites *Geology* 4 596-600
- BASTOS LEAL, L R 1997 Geocronologia do greenstone belt de Riacho de Santana
 Relatório de progresso Convênio CPGeo-USP/CBPM, 5p (inédito)
- BASTOS LEAL, L R & TEIXEIRA, W 1994 Investigação geocronologica dos terrenos
 granito-gnaiss do Bloco Gavião, Craton do São Francisco - Resultados Parciais
In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú-SC,
 1994 Anais , SBG, v 5, p 74-75
- BASTOS LEAL, L R , TEIXEIRA, W , MACAMBIRA, M J B , CORDANI, U & CUNHA,
 J C 1996 Evolução crustal dos terrenos TTGs arqueanos do Bloco do Gavião
 Craton do São Francisco Geocronologia U-Pb (Shrimp) e Pb-Pb em zircões In
 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador 1996 Anais
 Salvador, SBG, v 6, p 539-541

- BASTOS LEAL, L R , TEIXEIRA, W , CUNHA, J C & MACAMBIRA, M J B 1997
Crustal evolution of Gavião block of the São Francisco craton: A geochronological
study with U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar. In: SOUTH-AMERICAN
SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY *Extended Abstract*, Campos do Jordão
Brasil, p 161-162
- BASTOS LEAL, L R , TEIXEIRA, W , CUNHA, J C , MACAMBIRA, M J B 1998
Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São
Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical and geochronology characteristics
Revista Brasileira de Geociências, (no prelo)
- BATCHELOR, R A & BOWDEN, P 1985 Petrogenetic interpretation of granitoid series
using multicationic parameter. *Chemical Geology*, 48 43-55
- BEAKHOUSE, G P , McNUTT, R H , KROGH, T E 1988 Comparative Rb-Sr and U-Pb
zircon geochronology of late to post-tectonic pluton in the Winnipeg River belt,
northwestern Ontario, Canada. *Chemical Geology*, 72 337-351
- BOWRING, S A & HOUSH, T 1995 The earth's early evolution. *Science*, 269 1535-
1540
- BRITO, R S C , PIMENTEL, M M , NILSON, A A 1998 Sm-Nd age of the Rio Jacaré
sill: an archean age-bearing layered intrusion in the Gavião block, São Francisco
Craton - Bahia - Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics 14,
Ouro Preto, MG 1998, Brazil, p 170-172
- BRITO NEVES, B B 1995 Crátons e faixas móveis. *Boletim IG-USP Série Didática* 7
1-187

- BRITO NEVES, B B & CORDANI, U G 1991 Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic *Precambrian Research* 53 (1/2) 23-40
- BRITO NEVES, B B, CORDANI, U G, TORQUATO, J R 1980 Evolução geocronológica do precambriano do estado da Bahia *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, SME-CPM*, 3 1-101
- BRITO NEVES, B B, TEIXEIRA, W, TASSINARI, C C G, KAWASHITA, K 1990 A contribution to the subdivision of the Precambrian in South America *Revista Brasileira de Geociências*, 20 267-276
- BROWN, G C & D'LEMONS, 1991 The Cadonian granites of Macellia northeast Armoncan Massif of France relationship to the St Malo migmatite belt, perogenesis and tectonic setting *Precambrian Research*, 51 393-427
- BROWN, G C, THORPE, R S, WEBB, P C 1984 The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources *Journal Geology Society London*, 141 413-426
- CARNEIRO, M A 1992 *O complexo metamórfico do Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais) Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*, 232p (Tese de Doutorado Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo)
- CLAQUÉ-LONG, J C, COMPSTON, W, REBERTS, J, KANNING, C M 1995 Two Carboniferous ages a comparison of shrimp zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis In *Geochronology, Timescales and global stratigraphic correlation* Society for Sedimentary Geology Special Publication, 54 3-21

- COMPSTON, W., WILLIAMS, I. S., MEYER, C. 1984 U-Pb geochronology of zircons from lunar beccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe *Journal of Geophysical Research*, 89 525-534
- CONCEIÇÃO, H. & OTERO, O. M. F. 1996 Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia SGM, Salvador - Bahia, 133p
- CONDIE, K. C. 1981 *Archean Greenstone Belts* Amsterdam Elsevier 434p
- CONDIE, K. C. 1993 Chemical composition and evolution of the upper continental crust contrasting results from surface samples and shales *Chemical Geology* 104 1-37
- CORDANI, U. G. 1973 *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória* 312p (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo)
- CORDANI, U. G. & IYER, S. S. 1979 Geochronological investigation on the precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil *Precambrian Research*, 9 255-274
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. 1982 The geological evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3) 78-88
- CORDANI, U. G., SATO, K., MARINHO, M. M. 1985 The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil *Precambrian Research*, 27 187-213
- CORDANI, U. G., IYER, S. S., TAYLOR, P. N., KAWASHITA, K., SATO, K., McREATH, I. 1992 Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga) *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1) 33-46
- CORDANI, U. G., SATO, K., COUTINHO, J. M. V., NUTMAN, A. 1997 Geochronological

interpretation in areas with complex geological evolution. The case of Piripa central-southern Bahia, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, *Extended Abstracts*, p. 85-87

- COSTA, L.A.M. da, PORTELA, A.C.P., NILSON, A.A., VALE, C.R.O., MARCHETTO, C.M.L., SANTOS, E.L. dos, MENEGUESO, G., INDA, H.A.V., STEIN, J.H., MARCHETTO, M., BATISTA, M.B., FRATIN, O., MOSMANN, R., OLIVEIRA, T.F. de, SILVA, W.G. da. 1975. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do rio São Francisco (Letos)*. Rio de Janeiro, Petrópolis. 1975, Convênio DNPM/CPRM/PROSPEC. Relatório Final Integrado. 12 vols.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 155-171.
- CUNEY, M., SABATÉ, P., VIDAL, P., MARINHO, M.M., CONCEIÇÃO, H. 1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia, Brazil): major and trace element geochemistry and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 44, 123-141.
- CUNHA, J.C. & FRÓES, R.J.B. 1994. Komatiitos com textura spinifex do Greenstone belt de Umburanas, Bahia. Série Arquivos Abertos, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, Salvador, 1994, 29p.
- CUNHA, J.C., LOPES, G.A.C., SABATÉ, P. 1994. Estrutura do Bloco do Gavião no Craton do São Francisco (Bahia, Brasil): exemplo de tectogênese diacrônica do Proterozóico Inferior a Superior de um segmento continental Arqueano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú-SC. 1994. Anais, SBG, v. 5, p. 381-382.
- CUNHA, J.C., BASTOS LEAL, L.R., FRÓES, R.J.B., TEIXEIRA, W., MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Idade dos greenstone belts e dos terrenos TTG's associados da

- região de Brumado - centro-oeste do Craton do São Francisco (Bahia - Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador-BA, 1996. Anais..., SBG, v.1, p.67-70.
- De LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and major element analyses: Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(3/4):183-210.
- De PAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and peninsular Rauges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470-10488.
- De PAOLO, D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry. An introduction*. Springer Verlag. 187p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Craton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds). *O Craton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq, Núcleo BA-SE, p. 137-159.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (eds.) *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Texto Explicativo, SGM, p. 103-114.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. (2nd ed.) New York, John Wiley & Sons. 589p.
- FIELD, D. & RÄHEIM, A. 1980. Secondary geological meaningless Rb-Sr isochrons, low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios and crustal residence times of high-grade gneisses. *Lithos*, 13:295-304.

- FIGUEIREDO, M C H 1989 Geochemical evolution of eastern Bahia Brazil A propably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc *Journal of South American Earth Science* 2(2) 131-145
- FIGUEIREDO, M C H & BARBOSA, J S F 1993 Terrenos metamórficos de alto grau do Craton do São Francisco *In* DOMINGUEZ J M L & MIST A (eds) *O Craton do São Francisco*, Salvador, SBG/SGM/CNPq , Núcleo BA-SE p 63-84
- FRÓES R J B LOPES, G A C , CUNHA, J C 1994 Tipologia dos granitóides associados ao greenstone belt de Umburanas e aos terrenos vulcanossedimentares de Ibitira/Brumado - Bahia *In* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú-SC, 1994, Anais , SBG, v 3 p 185- 187
- FUCK R A 1991a Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2) 182-183
- FUCK, R A 1991b Subdivisão cronométrica do Arqueano proposta da Subcomissão de Estratigrafia do Pré-Cambriano *Revista Brasileira de Geociências* 21(2) 184-185
- FUCK R A , JARDIM DE SÁ E F , PIMENTEL, M M DARDENNE M A SOARES A C P 1993 As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco Síntese dos conhecimentos *In* DOMINGUEZ, J M L & MIST, A (eds) *O Craton do São Francisco*, Salvador, SBG/SGM/CNPq , Núcleo BA-SE, p 161-185
- GAUDETTE, H E , LAFON, J M , MOURA C A V , SCHLLER T 1993 Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPa Metodologia e primeiros resultados *In* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA Brasília, Anais , Brasília SBGq, p 236-245
- GAUDETTE, H E , LAFON, J M , MACAMBIRA, M J B , MOURA C A V , SCHLLER T 1998 Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with

- conventional U-Pb results. Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Science* (Submetido)
- GRUAT, G., CHAUVEL, C., JAHN, B. M. 1990. Anomalous Sm-Nd ages for the early Archean Onverwacht Group Volcanics. Significance and petrogenetic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 27-34
- HARRIS, N. 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, 19: 107-113
- HARRIS, N. B. W. & INGER, S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication* v 9: 67-81
- INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. S. F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1 000 000, CPM/SME-Ba. 137p
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, 8: 523-548
- JAHN, B. M., GLIKSON, A. Y., PEUCAT, J. J. & HICKMAN, A. H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia. Implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1633-1652
- JARDIM DE SÁ, E. F., McREATH, I., BRITO NEVES, B. B., BARTELS, R. L. 1976. Novos dados geocronológicos sobre o Craton do São Francisco no estado da Bahia. *In* CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 29. Ouro Preto-MG. Anais. SBG v 2 p 186-204

- KAWASHITA, K. 1972 *O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação as bacias do Paraná e Amazonas*, 111p (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo)
- KELEMEN, P. B., JOHNSON, K. T. M., KINZLER, R. J. & IRVING, A. J. 1990 High-field-strength element depletion in arc basalts due to mantle-magma interaction *Nature* 345 521-524
- KISHIDA, A. 1979 *Caracterização geológica e geoquímica das sequências vulcanossedimentares do médio Rio Itapucuru (Bahia)* 152p (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia)
- KOBER, B. 1986 Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircon using a double-filament thermal ion source *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93 482-490
- KOBER, B. 1987 Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96 63-71
- KOBER, B., PIDGEON, R. T., LIPPOLT, H. J. 1989 Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constrains the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills western Australia *Earth and Planetary Science Letters* 91 286-296
- KRONER, A., JAECKEL, P., WILLIAMS, I. S. 1994 Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods. U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka *Precambrian Research*, 66 151-181

- KRONER, A. & TEGTMEYER, A. 1994 Gneiss-greenstone relationship in the Ancient Gneiss Complex of south western Africa and implications for early crustal evolution *Precambrian Research*, 67 (1/2) 109-140
- KRONER, A., HEGNER, E., WENDT, J.I., BYERLY, E.R. 1996 The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga *Precambrian Research*, 78(1/3) 105-124
- KUNO, H. 1968 Differentiation of basaltic magmas In HESS, H.H. & POLDEVAART, A. (eds) *The Poldevaart treatise on rocks of basaltic composition* Interscience Publisher, 2 623-688
- LEDRU, P., COCHERIE, A., BARBOSA, J.S.F., JOHAN, V., ONSTOTT, T. 1993 Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil) Implications sur la nature de l'orogène transamazoneen *C.R. Acad. Sci. Paris*, 211 120-125
- LE MAITRE, R.W. 1989 *A classification of igneous rocks and glossary of terms* Blackwell, Oxford, 193p
- LIMA, M.I.C. de, FONSECA, E.G. da, OLIVEIRA, E.P. de, GHIGNOME, J.I., ROCHA, R.M., CARMO, U.F. da, da SILVA, J.M.R., SIGA, Jr., O. 1981 *Geologia Texto Explicativo Folha Salvador (SD 24) - Levantamentos de Recursos Naturais, Projeto Radambrasil, MME, Brasília 24, Geologia, p 27-192*
- LOUREIRO, H.S.C. 1991 Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - *Mundo Novo, Folha SC 24-Y-D-IV 1/100 000 Estado da Bahia* DNPM/CPRM, 196p, 2 mapas
- MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V., LAFON, J.M., SCHELLER, T., GAUDETTE, H.E. 1994 O método Pb-Pb por evaporação em zircões: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa In CONGRESSO

- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário Camboriú-SC, 1994. Anais SBG v 2, p 404-405
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- MARINHO, M. M. 1991. *La Sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas-Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (Craton du São Francisco Brésil) un exemple de transition archéen-proterozoïque*. 257 p. (Doctor of Philosophy Thesis, Universidade de Clermont-Ferrand, França)
- MARINHO, M. M., SILVA, E. F. A., ANDRADE, A. P., SENNA FILHO, A. A., MORAIS, A. M. V., SILVA, B. C. E., LOPES, G. A. C., SOARES, J. V., CUNHA, J. C., SILVA, J. C. E., SANTOS, J. G., CRUZ, M. J. M., OLIVEIRA, N. S., COSTA, P. H., MOTA, P. R. R., RANGEL, P. A., FROS, R. J. B., SOUZA, S. L., LAGO, S. E. S., SILVEIRA, W. P., SOUZA, W. S. T., TORQUATO, J. R. F., COUTINHO, J. M. V., LEWIS, R. W., MONTEIRO, T. P. R. 1979. *Projeto Contendas-Mirante*. CBPM. Convênios CBPM-SME-Bahia, Salvador, 24v.
- MARINHO, M. M., SILVA, E. F. A., LOPES, G. A. C., SOARES, J. V., CRUZ, M. J. M. 1980. *Projeto Anajé-Caldeirão*, CBPM, Convênio CBPM/SME, Salvador. Bahia. Relatório Final, v 1, 203p.
- MARINHO, M. M., BARBOSA, J. S. F., VIDAL, P. 1993. O embasamento do Craton do São Francisco no sudeste da Bahia. Revisão geocronológica. In: *Simpósio do Craton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, Núcleo Bahia-Sergipe. Anais, Salvador, p 12-16.
- MARINHO, M. M., SABATÉ, P., BARBOSA, J. S. F. 1994a. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: *Boletim IG-USP Publicação Especial*, p 37-72.

- MARINHO, M M VIDAL, Ph , ALIBERT C BARBOSA, J S F SABATE P 1994b
Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante
volcano-sedimentary belt *In Boletim IG-USP Publicação Especial* p 72-115
- MARTIN, H 1987 Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites
from eastern Finland Major and trace element geochemistry *Journal of Petrology*
28 921-953
- MARTIN, H 1993 The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust -
comparison with modern process *Lithos* 30 373-388
- MARTIN, H 1994 The Archean grey gneisses and geneses of the continental crust *In*
CONDIE, K C (ed) *The Archean crustal evolution*, Elsevier, p 205-259
- MARTIN, H , PEUCAT, J J , SABATÉ, P , CUNHA, J C 1991 Un segment de croûte
continentale d'Age archéen ancien (3,4 milliards d'années) le massif de Sete
Voltas (Bahia, Brésil) *C R Acad Sci Phys* , 313 (Série II) 531-538
- MARTIN, H , PEUCAT, J J , SABATÉ, P , CUNHA, J C 1993 Os processos de
geração da crosta continental antiga Exemplo do maciço arqueano de Sete Voltas
(Ba) *In SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO 2*
SBG/SGM/CNPq, Anais Salvador, p 43-47
- MARTIN H , PEUCAT, J J , SABATÉ, P , CUNHA, J C 1997 Crustal evolution in
early archaean of south America Example of the Sete Voltas Massrf, Bahia state,
Brazil *Precambrian Research*, 82(1/2) 35-62
- MASCARENHAS, J F 1973 A geologia do centro-oeste do estado da Bahia *In*
CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2 Aracajú Anais SBG Aracajú
SE, v 2, p 35-66

- MASCARENHAS J F 1976 Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29 Belo Horizonte-MG Anais SBG v 4, p 35-66
- MASCARENHAS J F 1979 Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia In INDA, H A V (ed) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia* SME/CPM Textos Básicos, 2 25-53
- MASCARENHAS, J F 1990 *Uma síntese sobre a geologia da Bahia* Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - Secretaria das Minas e Energia do estado da Bahia, 98p
- MASCARENHAS J F & GARCIA, T M 1989 Mapa geocronológico do estado da Bahia Secretaria das Minas e Energia, Texto Explicativo, Salvador, Bahia 130p
- McCULLOCH, M T & CHAPPELL C W 1982 Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites *Earth and Planetary Science Letters*, 58 51-64
- McREATH, I & SABATÉ, P 1987 Granitoid of the state of Bahia, Brazil a review In INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITOID AND ASSOCIATED MINERALIZATION (ISGAM) *Revista Brasileira de Geociências* 17 404-414
- MORAES, L C & ARCANJO, J B N A 1979 Evolução do Arqueano na região centro-sul do Estado da Bahia, Brasil SBG, Núcleo Bahia, *Publicação Especial* 25p
- MORAES, L C , MARTINS, A B M , SAMPAIO, A R , GIL, C A A , ANDRADE FILHO E L 1980 *Projeto Brumado-Caetité* Relatório Final, 1ª fase Salvador CPRM, 1980 Convênio DNPM-CPRM, 190p
- MORAES, L C , MARTINS, A B M , SAMPAIO, A R , GIL C A A , ANDRADE FILHO, E L 1980 *Projeto Brumado-Caetité* Convênio DNPM/CPRM Salvador Bahia Relatório Final (1ª fase)

- MORRISON, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1): 98-108.
- MOURA, C.A.V., GAUDETTE, H.E., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M., SCHELLER, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 39, Salvador-BA, Anais. Salvador: SBG, v.6, p. 480-482.
- NOCE, C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- NOCE, C.M., TEIXEIRA, W., MACHADO, N. 1997. Geoquímica dos gnaisses TTGs e granitóides neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 27 (1): 25-32.
- NOCE, C.M., TEIXEIRA, W., QUÉMENEUR, J.J.G., MARTINS, V.T.S., BOLZACHINI, E. 1998. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoid from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian orogeny. *Journal of South American Earth Science*, submitted.
- NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 63: 179-188.
- NUTMAN, A.P., CORDANI, U.G., SABATÉ, P. 1993. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 7: 109-114.
- NUTMAN, A.P., MCGREGOR, C.R.L., FRIEND, V.C., BENNETT, V., KINNY, P.D. 1996. The Itsaq gneiss Complex of southern West Greenland: the world's most extensive

- record of early crustal evolution (3900-3600 Ma) *Precambrian Research* 78 (1/3) 1-40
- O'CONNOR, J T 1965 A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio *U S Geological Survey Professional Paper* 525-B 79-84
- OLIVEIRA E P 1990 *Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil*, 287p (Tese de Doutorado Universidade de Leicester Inglaterra)
- PEARCE, J A 1983 The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margin In HAWKESWORTH C J & NORRY M J (eds) *Continental Basalts and mantle xenoliths* Nantwich Shiva Publications 230-349
- PEARCE, J A 1996 Sources and setting of granitic rocks *Episodes* 19(4) 120-125
- PEARCE, J A HARRIS, N B W, TINDLE, A G 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks *Journal of Petrology* 25 956-983
- PECCERILLO, A & TAYLOR S R 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Tukey *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 68-81
- PEDREIRA, A J 1991 *Geotectônica da faixa Jacobina/Contendas Mirante (BA)* Seminários Gerais II Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de São Paulo (inédito)
- PEDREIRA, A J 1997 Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina centro-oriental Bahia *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3) 229-240

- PEDREIRA, A. J., ARAÚJO, A. A. F., SILVA, B. C. E., PEDROSA, C. J., ARCANJO, J. B. A., OLIVEIRA, J. E., GUIMARÃES, J. T., QUEIROZ BRANCO, P. M., AZEVEDO, R. R., SOUZA, S. L., NEVES, J. P., MASCARENHAS, J. F., BLADE, L. U. 1975. Projeto Bahia II, Relatório Final. Salvador/CPRM, 5v.
- PIMENTEL, M. M. & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractional and implications for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic rocks: an example from central Brazil. *Chemical Geology*, 86: 123-138.
- PIMENTEL, M. M., MACHADO, N., LOBATO, L. M. 1994. Geocronologia U-Pb de rochas graníticas e gnáissicas da região de Lagoa Real, Bahia e implicações para a idade da mineralização de urânio. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA 38. Balneário do Camboriú-SC. Anais, SBG, v. 3, p. 389-390.
- QUÉMENEUR, J. J. G. & VIDAL, P. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos da região do São João Del Rey. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA 5. Belo Horizonte-MG, Anais, SBG, p. 50-54.
- ROCHA, G. M. F. & FUCK, R. A. 1996. As faixas marginais dobradas do Proterozoico Superior do Craton do São Francisco. In: BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. (eds). *Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo*, SGM, p. 127-141.
- RODDICK, J. C. & VAN BREEMEN, O. 1994. U-Pb zircon dating: a comparison of ion microprobe and single grain conventional analyses in radiogenic age and isotope studies. Report 8. *Geological Survey of Canada Current Research* 1994-F: 1-9.
- ROSA, M. L. S., CONCEIÇÃO, H., PAIM, M. M., SANTOS, E. B., ALVES DA SILVA, F. C., LEAHY, G. S., BASTOS LEAL, L. R. 1996. Magmatismo potássico/ultrapotássico pós a tardi orogênico associado a subducção no oeste da Bahia. Batólito monzo-

- sienítico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina *Geochimica Brasiliensis*, 10(1) 027-042
- SABATÉ, P. 1996 Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano/Proterozoico Inferior do estado da Bahia *In* BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. (eds.) *Mapa Geológico do Estado da Bahia* Texto Explicativo SGM p 201-226
- SABATÉ, P., CORREA GOMES, L. C., ANJOS, J. A. S. A. 1988 *Mapa temático "Granitogênese da Bahia" - Folha Vitória da Conquista* 1/250 000, SGM-SME/Bahia Salvador - Aerofoto, Rio de Janeiro
- SABATÉ, P., MARINHO, M. M., VIDAL, P., VACHETTE, M. 1990 The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources *Chemical Geology* 83 325-338
- SABATÉ, P., BARBOSA, J. S. F., MARINHO, M. M., MARTIN, H., TEIXEIRA, L. R. 1997 Granitoids in the northeastern São Francisco craton, NE Urandi monzo-syenitic batholith, state of Bahia, NE Brazil: geology, petrology and geochemistry *In* INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Bahia, Brasil, p 235-236
- SABATÉ, P., MARINHO, M. M., CUNHA, J. C., MELO, R. C. de, BARBOSA, J. S. F., LEDRU, P. 1998 Tectonic environment and continental growth from 3.4 to 1.9 Ga in the northern São Francisco craton (Bahia, Brazil) *In* INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14. Ouro Preto, MG p 107-109
- SAMPAIO-FILHO, H. de A. 1985 *Mapa metamórfico do estado da Bahia - Folha Vitória da Conquista*, 1:250 000 Texto Explicativo Salvador, SME/CPM 40 p
- SANTOS-PINTO, M. 1996 *Le recyclage de la croûte continentale archéenne Exemple du bloc du Gavião - Bahia, Brésil*, 193p (Doctor of Philosophy Thesis Geosciences Rennes, França)

- SANTOS-PINTO, M., PEUCAT, J. J., MARTIN, H., SABATÉ, P. 1994 A geração dos granitos do Bloco Gavião. Geocronologia e química isotópica. In CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú - SC, Anais. SBG, p. 393-394.
- SANTOS-PINTO, M., PEUCAT, J. J., MARTIN, H., SABATÉ, P. 1995 Petrogenesis of the oldest part of the São Francisco craton, (Bahia state, Brazil): geochronology and isotopic chemistry. *European Union of Geoscience Meeting* Strasbourg IX-2, p. 103.
- SANTOS-PINTO, M., PEUCAT, J. J., MARTIN, H., SABATÉ, P. 1997 Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião block, state of Bahia, NE Brazil. In INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Bahia, Brasil, p. 231-232.
- SATO, K. 1986 *Síntese geocronológica do estado da Bahia e evolução crustal com base em diagramas de evolução do Sr e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$* . 124p (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- SATO, K. 1994 Crustal evolution of the São Francisco Craton, Brazil, from Sm-Nd model ages. In INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, Extended Abstracts p. 118-120.
- SATO, K. 1998 *Evolução crustal da plataforma sul-americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. 297p (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- 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(3) 315-336.

- SATO, K., CORDANI, U. G., TEIXEIRA, W. 1996 Principais épocas de acreção manto-crosta continental do craton de São Francisco, com base em idades modelo Sm-Nd In CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39 Salvador - Ba Anais SBG v 6 p 525-527
- SCHALTGGER, U. 1990 Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rocks ages - a study in the Central Aar Granite (Central Alps Switzerland) *Geologische Rundschau*, 79(3) 709-724
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G. R., ASMUS, H. E. 1984 *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais 1:2 500 000* DNPM Brasília, 501 p
- SCHRANK, A. & SILVA, M. G. 1993 Os greenstone-belts do Craton do São Francisco In DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds) *O Craton do São Francisco* Salvador, SBG/SGM/CNPq, p 161-185
- SILVA, M. da G. 1987 *Geochemie, petrologie und geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greuns-teignertels, Rio latpicuru, Bahia, Brasilien* 125p (Tese de Doutorado, Universidade Freiburg, Alemanha)
- SILVA, M. da G. 1996 As sequências metassedimentares e vulcanossedimentares e greenstone belts do Arqueano e Proterozóico Inferior In BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. (eds) *Mapa Geológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo* SGM p 87-102
- SILVEIRA, W. P., LOPES, G. A. C., TOLEDO, L. A. A. 1980 *Projeto Umburanas-Salvador* CBPM Convênio SME-CBPM, 230p
- SILVEIRA, W. P., FRÓES, R. J. B., BASTOS LEAL, L. R. 1996 Geologia e potencial metalogenético do greenstone belt de Riacho de Santana In CONGRESSO

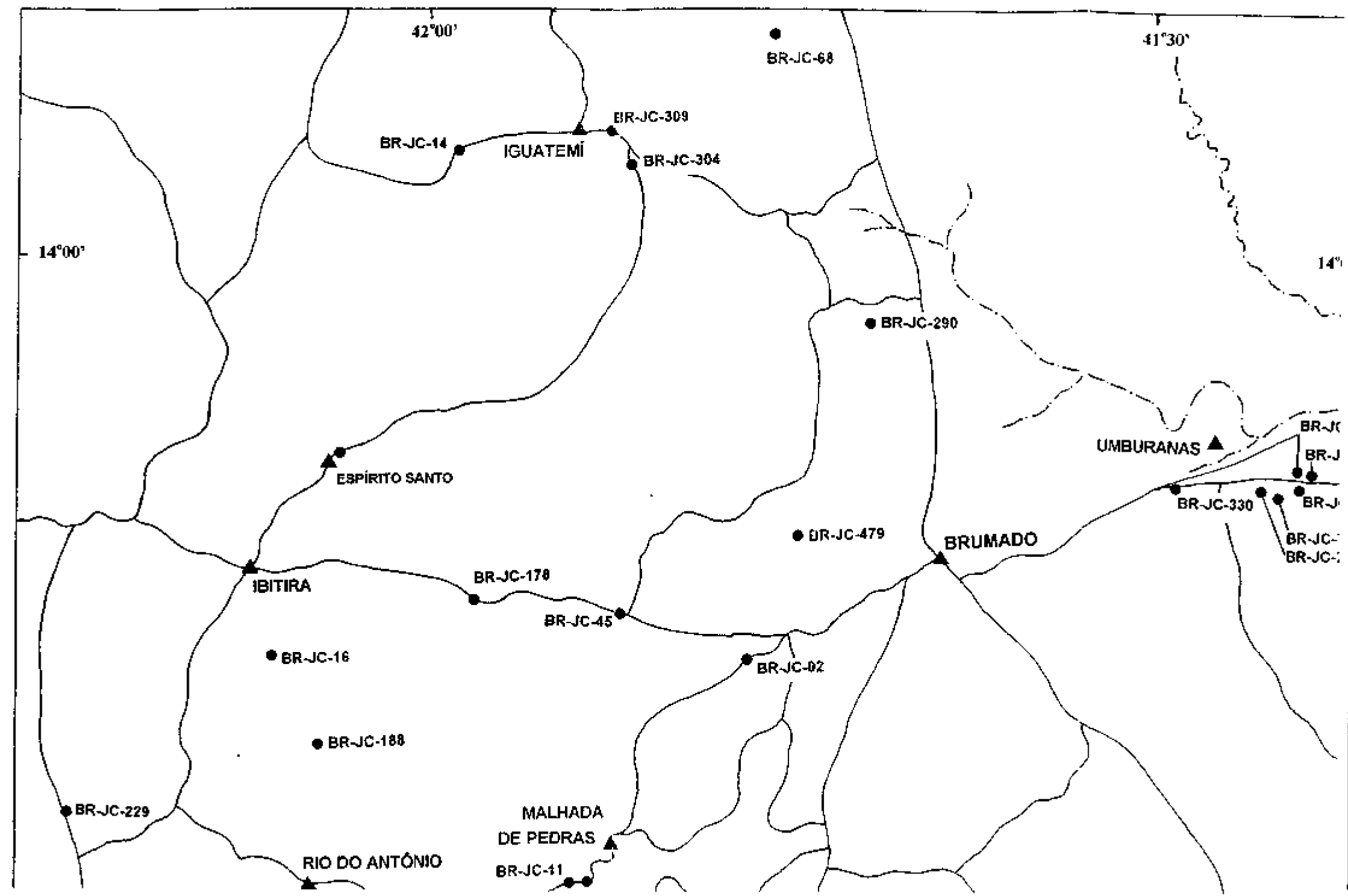
- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, Bahia 1996, Anais Salvador SBG v 1, p 109-112
- SOUZA, S L , MASCARENHAS, J F , MORAES, A M V 1996 Geologia e petrologia da região do greenstone belt de Mundo Novo, Bahia In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, Bahia, 1996, Anais , Salvador SBG v 1, p 103-105
- STEIGER, R H & JAGER, E 1977 Subcomission on Geochronology convection on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology *A A P G Studies in Geology*, p 67-71
- STERN, R A , PERCIVAL, J A , MORTENSEN, J K 1994 Geochemical evolution of the Minto Block a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton *Precambrian Research*, 65(1/2) 115-154
- SUTCLIFFE, R H , BARRIE, C T , BURROWS D R , BEAKHOUSE G P 1993 Plutonism in the southern Abitibi subprovince a tectonic and petrogenetic framework *Economic Geology*, 88 1359-1375
- SYLVESTER, P J 1994 Archean granite plutons In CONDIE, K C (ed) *The Archean crustal evolution* Elsevier, p 261-314
- TARNEY, J , DAZIEL, I W D , WIT, M J 1976 Marginal basin rocas verdes complex from S Chile A model for Archean greenstone belt formation In WINDLEY B F (ed) *The early History of the Earth* London, Wiley Interscience 131/146
- TAYLOR S R & McLENNAN, S M 1985 *The continental crust its composition and evolution* Blackwell Scientific, Oxford, 312 p

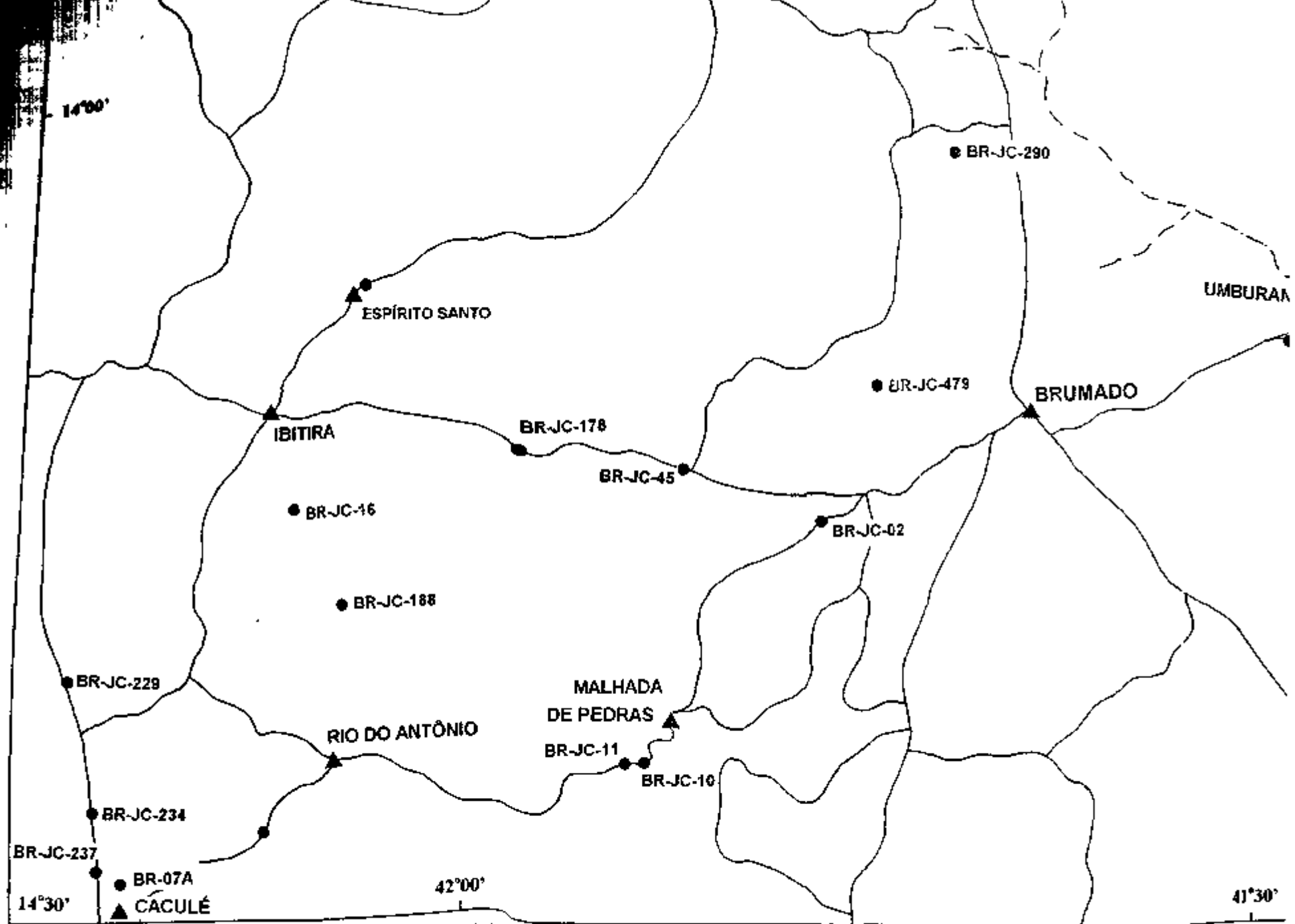
- TEIXEIRA, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos isotópicos do Craton do São Francisco- implicações tectônicas. In DOMINGUEZ, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Craton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, p. 11-33.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53: 1-22.
- TEIXEIRA, W. & CANZIAN, F. S. 1994. A evolução tectonotermal proterozóica do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 25: 61-80.
- TEIXEIRA, W., CARNEIRO, M. A., NOCE, C. M., MACHADO, N., SATO, K., TAYLOR, P. N. 1996. Pb, Sr and Nd isotopic constraints on the Archean evolution of gneiss-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78: 151-164.
- TEIXEIRA, W., ONSTOTT, T. C., MAKENYA, M., SZABÓ, G. A. J. 1997. Proterozoic thermochronology: implications from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating of the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(1): 559-575.
- TEIXEIRA, W., CORDANI, U. G., NUTMAN, A. P., SATO, K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Craton, Brazil: Shrimp U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Science*, (no prelo).
- THOMPSON, R. N., MORISSON, M. A., HENDRY, G. L., PARRY, S. J. 1984. An assessment of the relative roles of crustal and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Transactions Royal Society London*, A310: 549-590.

- TURPIN, L., MARUEJOL, P., CUNEY, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of basement, hydrothermal abbitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), 139-147.
- WILLIAMS, I. S. & CLAEISSON, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 205-217.
- WILLIAMSON, J. H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal Physics*, 46, 1845-1847.
- WILSON, A. H. & CARLSON, R. W. 1989. A Sm-Nd and Pb isotope study of Archaean greenstone belts in the southern Kaapvaal Craton, South Africa. *Earth Planetary Science Letters*, 96, 89-105.
- WILSON, N., MOORBATH, S., TAYLOR, P. N., BARBOSA, J. 1988. Archean and early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, 70, 146.
- WINDLEY, B. F. 1984. *The evolving continents*. John Wiley and Sons, 391p.
- WINGE, M. 1984. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia. In VIVEIROS SÁ, P. V. de S. & DUARTE, F. B. (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, v. 5, 43-103.
- ZHENG, Y. F. 1989. Influences of the nature of the initial Rb-Sr system on isochron validity. *Chemical Geology*, 80, 1-16.

ANEXO

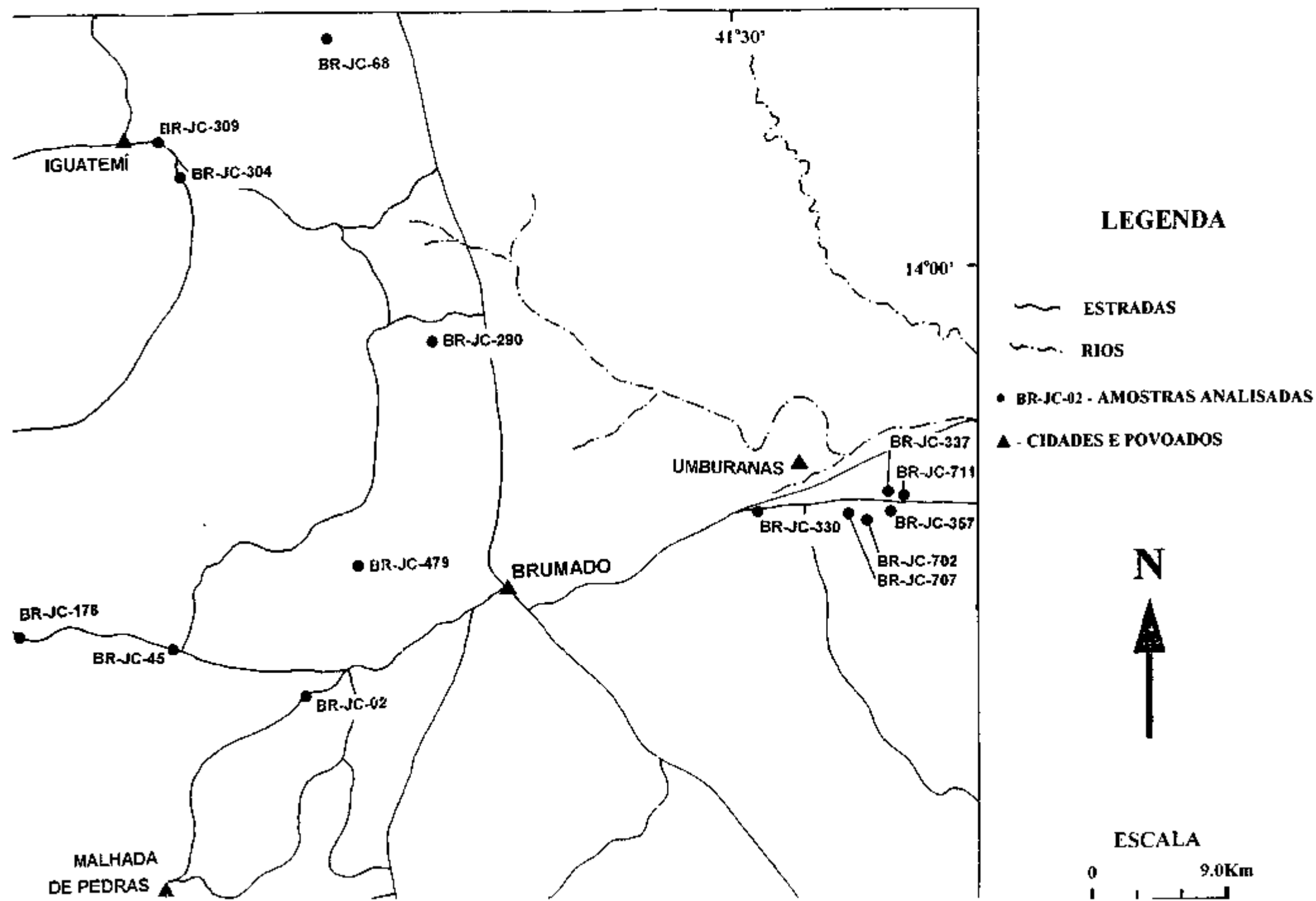
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS

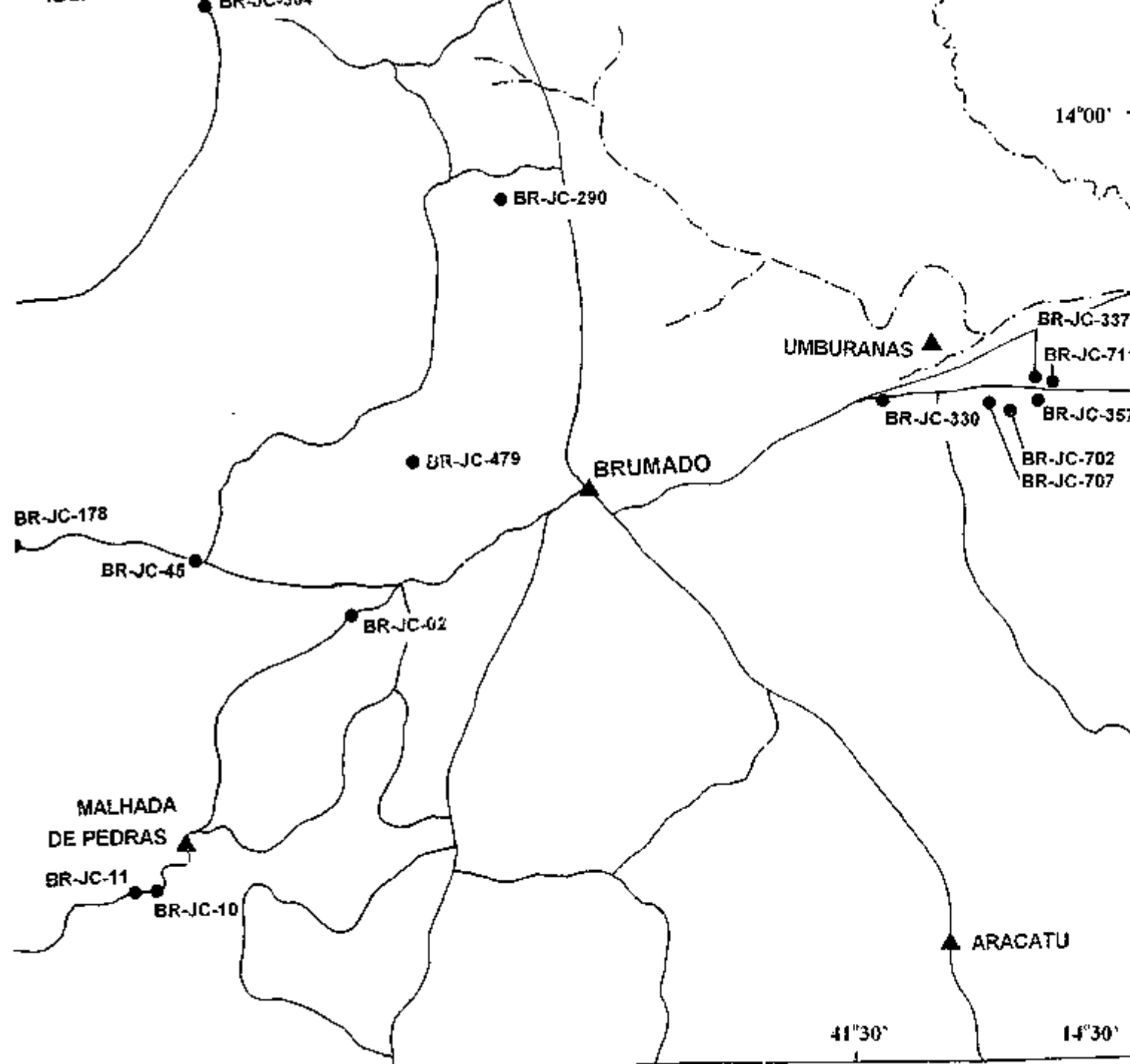




Mapa elaborado à partir da base cartográfica na escala 1 100 000 da SUDENE
(Folhas SD 23-Z-B-III, SD 23-X-D-VI, SD 24-Y-A-I, SD 24-Y-A-II, SD 24-V-C-IV, SD 24-V-C-V)

LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS





LEGENDA

- ESTRADAS
- RIOS
- BR-JC-02 - AMOSTRAS ANALISADAS
- ▲ - CIDADES E POVOADOS



ESCALA

