



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

**“GEOLOGIA, PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA DO GRANITO BOM
JARDIM, REGIÃO DE SÃO FÉLIZ DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL
DE CARAJÁS.”**

Dissertação apresentada por:

SABRINA CRISTINA CORDOVIL PINHO

BELÉM

2009



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO
GRANITO BOM JARDIM, REGIÃO DE SÃO FELIX DO
XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

SABRINA CRISTINA CORDOVIL PINHO

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

Data de Aprovação: **22 / 05 / 2009**

Banca de Dissertação:

PROF. DR. CLAUDIO NERY LAMARÃO
(Orientador-UFPA)

PROF. DR. CAETANO JULIANI
(Membro-USP)

PROF. DR. REGIS MUNHOZ K. BORGES
(Membro-UFPA)

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

P654g Pinho, Sabrina Cristina Cordovil

Geologia, petrografia e geoquímica do granito Bom Jardim, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás / Sabrina Cristina Cordovil Pinho; Orientador: Cláudio Nery Lamarão – 2009

xv, 121 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

1. Granito. 2. Greisen. 3. Cassiterita. 4. Microscopia eletrônica de Varredura. 5. Suíte Velho Guilherme. I. Universidade Federal do Pará. II. Lamarão, Cláudio Nery, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.: 553.52

Aos meus pais, Maria e Francisco Pinho, aos meus irmãos Claudia, Carla e Jean, aos meus sobrinhos Rômulo, João Paulo e Jean Filho, e ao Prof. Claudio Lamarão, que foi essencial na conclusão deste trabalho.

*“A vida não é fácil, mas nos reserva
surpresas maravilhosas”*

(...)

RESUMO

Na Província Mineral de Carajás, cráton Amazônico, três importantes suítes graníticas foram individualizadas, com base em dados geológicos, petroquímicos, geocronológicos e isotópicos, nas suítes Jamon, Velho Guilherme e Serra dos Carajás. Essas suítes são compostas por stocks e batólitos com idades entre 1,89 a 1,86 Ga. A ausência de deformação, somada ao caráter discordante dos plutons e à presença de intercrescimentos micrográficos sugere níveis elevados de colocação. Todos os corpos graníticos possuem característica de granitos tipo-A e assinatura intraplacas. Os plutons da suíte Jamon mostram caráter oxidado, enquanto os plutons das suítes Velho Guilherme e Serra dos Carajás são moderadamente reduzidos e reduzidos, respectivamente. Nos domínios da suíte Velho Guilherme, região de São Félix do Xingu, os maciços Antonio Vicente, Velho Guilherme, Serra da Queimada, Mocambo, Ubim-sul e Benedita são mineralizados em cassiterita (\pm wolframita). A mineralização está relacionada às fácies mais evoluídas, afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas, e a rochas greisenizadas. As rochas graníticas da suíte Velho Guilherme são predominantemente hololeucocráticas a leucocráticas, monzograníticas a sienograníticas, com termos álcali-feldspato granito subordinados. Mostram baixos conteúdos de TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , Sr, Ba e Cl, e moderados de Hf, U e Zr. Rb, Y, F, Li, Th, Nb, Ta, Ga, e as razões Rb/Sr, Rb/Ba, F/Cl são predominantemente elevadas. O Granito Bom Jardim, inserido na suíte Velho Guilherme, é um maciço subarredondado, situado às margens do Rio Xingu, ocupando uma área de aproximadamente 400 km² a sul da cidade de São Félix do Xingu e intrusivo em rochas vulcânicas intermediárias a félsicas do Grupo Uatumã. É formado predominantemente por monzogranitos e sienogranitos isotrópicos, rosados, médios a grossos, contendo biotita como principal fase máfica. Diques aplíticos são comuns cortando o corpo em diferentes direções. Tais rochas encontram-se afetadas em diferentes intensidades por alterações tardi a pós-magmáticas. Rochas greisenizadas mineralizadas a cassiterita e wolframita, além de veios centimétricos de quartzo contendo wolframita+pirita+fluorita foram identificados em zonas de cúpula do granito pervasivamente alteradas. Dados de suscetibilidade magnética mostraram valores de $5,34 \times 10^{-4}$ SIv (valor mínimo) a $9,18 \times 10^{-4}$ SIv (valor máximo), similares aos obtidos no granito Antônio Vicente. Estudos de microscopia eletrônica de varredura mostraram que a mineralização de cassiterita e wolframita (\pm columbita) está associada predominantemente às rochas sienograníticas e greisenizadas. Os zircões das diferentes fácies do Granito Bom Jardim são enriquecidos em Hf, Y Th e U e mostram baixas razões Zr/Hf, assemelhando-se aos zircões

dos demais granitos especializados das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia. Tal fato sugere que análises semi-quantitativas em zircão, obtidas por EDS através de MEV, podem ser utilizadas preliminarmente não apenas como traçadoras de regiões fonte e indicadoras da natureza geoquímica de suas rochas ígneas hospedeiras, mas também numa avaliação preliminar do potencial metalogenético para granitos mineralizados em Sn e W (\pm Nb+Ta). Geoquimicamente as rochas do Granito Bom Jardim são empobrecidas em TiO₂, MnO, MgO, CaO e P₂O₃. O Al₂O₃ situa-se em torno de 13%, com valores mais elevados nas RG1 (14%). Na₂O e K₂O apresentam valores médios normais e pouco variáveis, exceto nas RG. O Fe₂O₃ raramente ultrapassa 2,0% , sendo, entretanto, mais elevado nas RG1 (média ~7%) e RG2 (média ~3,7%), muito provavelmente em decorrência da presença de siderofilita. Rb e Ba mostram comportamento inverso. O primeiro aumenta no sentido das rochas MzG-LMzG-SG-RG1-RG2, com valores médios de 294, 711, 790, 874 e 1835 ppm, respectivamente. O segundo mostra, neste mesmo sentido, valores médios de 670, 87, 18, 9 e 2 ppm. O Sr mostra comportamento similar ao do Ba, exceto nas RG, o que proporciona um aumento da razão Rb/Sr no sentido das rochas mais fracionadas. Sn e W mostram enriquecimento no sentido das rochas mais evoluídas, com as RG2 apresentando as maiores concentrações. F e Li são elevados em todas as fácies estudadas (1400 a 3000 ppm e 15 a 134 ppm, respectivamente), mas apresentam valores mais elevados nas RG1 (21000 ppm e 698 ppm). Os elementos Terras Raras (ETR) mostram padrões de fracionamento similares, com anomalias negativas de Eu crescentes no sentido das rochas sienograníticas. As RG possuem padrões similares, porém as RG1 são mais enriquecidas em ETR que as RG2. Os diagramas geoquímicos apontam a cristalização fracionada como o processo dominante controlando a evolução do corpo Bom Jardim, tal como observado em outros corpos da suíte Velho Guilherme. Com base nos dados obtidos e nas semelhanças com outros corpos graníticos da suíte Velho Guilherme, o granito Bom Jardim pode ser incluído nesta importante suíte granítica Paleoproterozóica.

Palavras-chave: Suíte Velho Guilherme, Granito, Greisen, Cassiterita, Microscopia eletrônica de Varredura.

ABSTRACT

In the Carajás mineral province, located in the Amazonia Central geochronologic province, three important granite suites (Fig 1) were individualized on geologic, petrochemical, geochronological and isotope data in Jamon, Velho Guilherme and Serra dos Carajás (CPRM/DNPM 1999, Teixeira et al. 2002a, Dall'Agnol et al. 2005). These three suites are composed of ~1.89 to 1.86 Ga (Tab. 1) nondeformed stocks and batholiths. The absence of deformation along the massifs, the discordant character of the plutons and the presence of micrographic intergrowths suggest a high level of emplacement. All granites display characteristics of A-type granites and within-plate signature. The plutons of the Jamon suite show oxidized character, while the plutons of the Serra dos Carajás and Velho Guilherme suites are moderately reduced and reduced, respectively. In the domain of the Velho Guilherme suite, São Felix do Xingu region, the massifs Antonio Vicente, Serra da Queimada, Velho Guilherme, Mocambo, Ubim-sul and Benedita are tin (\pm W)-mineralized granites. The mineralization is related to evolved granitic facies affected by late to postmagmatic alteration or hosted in small bodies of greisens. The granitic rocks of the Velho Guilherme suite are dominantly hololeucocratic to leucocratic, monzogranite to syenogranite with subordinate alkali-feldspar granite. Show low contents of TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO, P_2O_5 , Sr, Ba and Cl and moderate of Hf, U and Zr. Rb, Y, F, Li, Th, Nb, Ta, Ga, and Rb/Sr, Rb/Ba, F/Cl ratios are systematically high. The Bom Jardim granite, inserted into Velho Guilherme suite, is a rounded Sn-W mineralized massif that cover $\sim 400 \text{ km}^2$, outcrops south of São Felix do Xingu city, and is intrusive in intermediate to felsic volcanic rocks of the Uatumã Group. It is dominantly constituted by isotropic, pink and medium-to coarse grained monzogranite and syenogranite. Chloritized biotite is the main primary mafic phase. Aplite dikes are common cross cutting the granite in different directions. These rocks are affected in different intensities by late- to postmagmatic alteration. Greisenized rocks containing small primary concentrations of cassiterite+wolframite, besides quartz veins with millimetre to centimetre-sized crystals of wolframite+pyrite+fluorite, were identified in pervasively altered cupolas. Magnetic Susceptibility (MS) data showed values of $5,34 \times 10^{-4}$ SIv (minimum valor) to $9,18 \times 10^{-4}$ SIv (maximum valor), similar to those found in the syenogranitic rocks of the Antonio Vicente pluton. Scanning Electron Microscopy (SEM) studies indicate that the Sn and W mineralization are dominantly associated with syenogranite and greisenized rocks. The zircons of the different facies of the Bom Jardim granite are

characteristically enriched in Hf, Y, Th and U, and display low Zr/Hf ratios, such as zircon crystals of other specialized tin-granites of the Amazonian Craton. The obtained results demonstrate that a preliminary evaluation of the potential for Sn and W (\pm Nb+Ta) in evolved granites may be based on zircon compositional studies and in EDS semi-quantitative analyses obtained with a SEM. Geochemically, the rocks of the Bom Jardim granite have low contents of TiO₂, MnO, MgO, CaO e P₂O₃. The Al₂O₃ is near of 13%, with RG1 displaying higher values (14%). Na₂O e K₂O show medium contents, except in the RG. The Fe₂O₃ rarely is superior to 2.0%, but it is higher in the greisenized rocks 1 (GR1), with ~7% (medium value) and greisenized rocks 2 (GR2), with ~3.7% (medium value), probably resulting from the presence of syderophyllite. Rb and Ba show inverse behavior. Rb increase in the sense of MzG-LMzG-SG-RG1-RG2, with average of 294, 711,790, 874 and 1835 ppm, respectively. Ba display, in this same sense, medium contents of 670, 87, 18, 9 and 2 ppm, respectively. Sr shows similar behavior of the Ba, except in the GR, originating an increase in the Rb/Sr ratios in the sense of the more fractionated rocks. Sn and W show enrichment from less evolved to the more evolved rocks, with the GR2 displaying higher concentrations. F and Li are high in all studies facies (1400 to 3000 ppm and 15 to 134 ppm, respectively), but the higher values are found in the GR1 (21000 ppm and 698 ppm). The Rare Earth Elements (REE) show similar fractionated patterns, with negative Eu anomalies increasing from monzogranite to syenogranite rocks. The GR have similar patterns, but the GR1 are more enriched in REE than the GR2. The geochemical diagrams indicate that the fractionated crystallization was the dominant process during the magmatic evolution of the Bom Jardim granite, such as observed in others granitic bodies of the Velho Guilherme suite. Based in the obtained data and in the petrographic, geochemical and geochronological similarity with others granites of the Velho Guilherme suite, the Bom Jardim granite can be included in the context of this important Paleoproterozoic granitic suite.

Key-words: Velho Guilherme Suite, Granite, Greisens, Cassiterite, Scanning Electron Microscopy.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
EPÍGRAFE.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xii

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO.....	5
1.2 – LOCALIZAÇÃO.....	5
1.3 – REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU: TRABALHOS ANTERIORES.....	7
1.4 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA.....	12
1.5 - OBJETIVOS.....	12
1.6 - ATIVIDADES E MÉTODOS.....	13
1.6.1 - Pesquisa bibliográfica.....	13
1.6.2 - Mapeamento geológico e amostragem.....	13
1.6.3 – Petrografia.....	14
1.6.4 – Suscetibilidade Magnética (SM).....	14
1.6.5 – Microscopia eletrônica de varredura.....	15
1.6.6 – Geoquímica.....	16

CAPÍTULO 2 – MAGMATISMO GRANÍTICO TIPO-A

2.1– ASPECTOS CONCEITUAIS.....	16
2.1.1 - Origem do nome.....	16
2.1.2 - Características mineralógicas e geoquímicas.....	17
2.1.3 - Diagramas de caracterização.....	17
2.2- PETROGÊNESE.....	18
2.2.1 - Fusão parcial de fontes crustais ígneas (Creaser et al. 1991, Dall’Agnol et al.	

1999c).....	19
2.2.2 - Fusão de granitóides cálcico-alcálicos a baixas pressões (Patino Douce 1997)	19

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL: LISTOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA

3.1 ARQUEANO.....	20
3.1.1 - Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará (TGGSP).....	20
3.1.2 - Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI).....	21
3.1.2.1 - Domínio Imbricado.....	21
3.1.2.1.1 - Complexo Xingu.....	21
3.1.2.1.2 - Granito Plaquê.....	21
3.1.2.1.3 - Grupo Sapucaia.....	22
3.1.2.2 - Domínio Transcorrente.....	22
3.1.2.2.1 - Sistema Anaporã.....	22
3.1.2.2.1.1 - Grupo Aquiri.....	22
3.1.2.2.1.2 - Grupo São Sebastião.....	22
3.1.2.2.2 - Sistema Araraquara	23
3.2 - PROTEROZÓICO.....	24
3.2.1. - Granito Parauari.....	24
3.2.2 - Suíte Cateté.....	24
3.2.3 - Grupo Uatumã.....	25
3.2.3.1 - Formação Sobreiro	25
3.2.3.2 - Formação Iri	26
3.2.4 - Formação Triunfo	26
3.2.5 - Suíte Intrusiva Velho Guilherme.....	26
3.3 – FANEROZÓICO.....	27
3.3.1 - Mesozóico	27
3.3.2 – Cenozóico.....	28

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA DO GRANITO BOM JARDIM

4.1 – INTRODUÇÃO.....	29
4.2 – O GRANITO BOM JARDIM (GBJ).....	29

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA

5.1 – INTRODUÇÃO.....	36
5.2 - ASPECTOS TEXTURAIIS.....	40
5.2.1. Granito Bom Jardim	40
5.2.1.1. Fácies Biotita Monzogranito (BMzG).....	40
5.2.1.2. Fácies Biotita Leucomonzogranito (BLMzG)	43
5.2.1.3. Fácies Biotita Sienogranito (BSG).....	46
5.2.1.4 – Rochas Greizenizadas (RG).....	51
5.2.2 – Rochas Granodioríticas (RGrd)	55

CAPÍTULO 6 – SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

6.1 - APRESENTAÇÃO DOS DADOS.....	59
6.2 – RELAÇÃO ENTRE SM, FÁCIES E CONTEÚDO DE MINERAIS OPACOS....	63

CAPÍTULO 7 – MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

7.1 – PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS.....	65
7.2 - CARACTERIZAÇÃO DAS FASES MINERAIS ACESSÓRIAS.....	65
7.3 – VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ZIRCÃO.....	78
7.3.1 – Introdução	78
7.3.2 – Resultados obtidos	79
7.3.3 – Discussões e conclusões	85

CAPÍTULO 8 – GEOQUÍMICA	
8.1 – INTRODUÇÃO.....	88
8.2 – ELEMENTOS MAIORES E MENORES.....	89
8.3 – ELEMENTOS TRAÇO.....	93
8.3.1 – Comportamento dos elementos Rb, Ba e Sr.....	93
8.3.2 Comportamento dos elementos Zr, Nb, Y e Ga.....	97
8.3.3 Comportamento dos elementos F, Li, Sn e W.....	97
8.4 – SATURAÇÃO EM ALUMINA (ISA).....	102
8.5 – AFINIDADE TECTONOMAGMÁTICA.....	102
8.6 – TIPOLOGIA.....	105
8.7 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR).....	105
CAPÍTULO 9 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	110
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	113

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização aproximada da área onde está inserido o Granito Bom Jardim.	6
Figura 1.2 – Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, mostrando a área aproximada de ocorrência do Granito Bom Jardim.....	9
Figura 1.3 – Mapa geológico simplificado da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.....	11
Figura 4.1 – Mapa Geológico do Granito Bom Jardim.....	30
Figura 4.2 – Afloramento do GBJ na forma de pequenas serras.....	31
Figura 4.3 – Afloramento do GBJ formando lajeiros.....	31
Figura 4.4 – Aspecto macroscópico do GBJ.....	32
Figura 4.5 – Ocorrência de veio de biotita com wolframita cortando o GBJ.....	32
Figura 4.6 – Ocorrência de veios no GBJ contendo wolframita.....	33
Figura 4.7 – Vista parcial do garimpo Pedra Preta, GBJ. Extração de wolframita e cassiterita.....	34
Figura 4.8 – Afloramento de rochas vulcânicas encaixantes do GBJ.....	34
Figura 4.9 – Afloramento de rochas vulcânicas na forma de blocos, encaixantes do GBJ.....	35
Figura 4.10 – Rochas vulcânicas porfiríticas encaixantes do GBJ, mostrando a presença de encraves andesíticos no seu interior.....	35
Figura 5.1 – Diagrama QAP e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas.....	40
Figura 5.2 – Aspecto macroscópico e feições microscópicas da fácies BMzG.....	44
Figura 5.3 – Aspecto macroscópico e feições microscópicas da fácies BSG.....	49
Figura 5.4 – Afloramento de porção greisenizada do GBJ.....	52
Figura 5.5 - Veio métrico de quartzo.....	52
Figura 5.6 – Veio de quartzo com sulfetos (pirita) associados e cristais bem	

desenvolvidos de wolframita.....	53
Figura 5.7 – Veio de quartzo com fluorita.....	53
Figura 5.8 – Aspecto macroscópico e feições microscópicas das rochas greisenizadas.....	54
Figura 5.9 – Aspecto macroscópico e feições microscópicas das rochas granodioríticas.....	57
Figura 6.1 – Diagramas de suscetibilidade magnética de amostras estudadas do GBJ...	61
Figura 6.2 – Diagramas de suscetibilidade magnética de amostras estudadas de rochas granodioríticas associadas as rochas do GBJ.....	64
Figuras 7.1 – Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de fases minerais acessórias identificadas nos BSG e RG do GBJ.....	68
Figuras 7.2 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de fases minerais acessórias identificadas nos BSG e RG do GBJ.....	69
Figura 7.3 – Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de cassiterita e columbita, e wolframita provenientes de concentrados de batéia da área do garimpo Pedra Preta, Granito Bom Jardim.....	70
Figura 7.4 – Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS das principais fases minerais acessórias identificadas nos BMzG/BLMzG do Granito Bom Jardim.....	71
Figura 7.5 – Imagens de elétrons retro-espalhados e espectros de EDS de cristais de columbita e galena presentes nas RG do Granito Bom Jardim.....	73
Figura 7.6 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas no MEV acompanhadas de espectros de EDS de fases acessórias identificadas no Granito Bom Jardim.....	73
Figura 7.7 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de EDS das principais fases minerais acessórias identificadas nos BMzG/BLMzG e BSG, Granito Bom Jardim.....	74
Figura 7.8 – Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de fases minerais acessórias identificadas nas RGrd associadas ao Granito Bom Jardim.....	77
Figura 7.9 – Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de zircão do Granito Bom Jardim.....	80
Figura 7.10 – Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de zircão das RG do	

Granito Bom Jardim e RGrd associadas.....	81
Figura 7.11 - Diagrama Hf-Y-Nb (% em peso) comparativo para os zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da região de Rio Maria (Lamarão et al. 2007)	84
Figura 7.12 - Diagrama comparativo Zr/Hf versus Hf+Y+Th+U para zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da região de Rio Maria (Lamarão et al., 2007)	86
Figura 7.13 - Diagrama comparativo envolvendo razões Zr/Hf médias de zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da Região de Rio Maria (Lamarão et al., 2007)	87
Figura 8.1- Diagramas de Harker para as rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas.....	92
Figura 8.2 - Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas nos diagramas: RbxSiO ₂ , BaxSiO ₂ e SrxSiO ₂	94
Figura 8.3- Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas: RbxSr, RbxBa e SrxBa. Vetores compilados de Dall’Agnol et al. (1999 ^a)...	95
Figura 8.4- Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas: Rb/Sr x SiO ₂ , Rb/Sr x Ba/Rb e Rb/Sr x Ba/Sr.....	96
Figura 8.5 - Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas: Zr x SiO ₂ , Nb x SiO ₂ , Y x SiO ₂ e Ga x SiO ₂	98
Figura 8.6 - Variação composicional das rochas do GBJ nos diagramas (A) F x SiO ₂ ; (B) Li x SiO ₂ ; (C) Sn x SiO ₂ e (D) W x SiO ₂	100
Figura 8.7- Diagramas mostrando a variação composicional das rochas do GBJ nos diagramas: F x Sn, F x W e F x Rb/Sr.....	101
Figura 8.8- Diagrama A/CNK x A/NK (Maniar& Piccoli 1989) mostrando a distribuição das rochas do GBJ.....	103
Figura 8.9- Diagramas discriminantes Y x Nb e Rb x (Y+Nb).de paleoambiência tectônica (Pearce et al. 1984) mostrando a distribuição das amostras do GBJ.....	104
Figura 8.10- Diagramas de Whalen et al. (1987), Zr+Nb+Y+Ce x (K ₂ O+Na ₂ O)/CaO; (B) Zr+Nb+Y+Ce x FeO*/MgO, mostrando a distribuição composicional das amostras do GBJ e das rochas granodioríticas associadas.....	107

Figura 8.11- Padrões de distribuição de ETR normalizados ao condrito (Evensen et al. 1978) para rochas das diferentes fácies do GBJ.....	108
Figura 8.12- Padrões de distribuição de ETR normalizados pelo condrito (Evensen ET al. 1978) para amostras representativas das Rochas Granodioríticas associadas ao GBJ.	109

TABELAS

Tabela 5.1 – Tabela Modal.....	37
Tabela 6.1 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética do GBJ....	60
Tabela 6.2 - Dados de Suscetibilidade Magnética (SM) do GBJ.....	60
Tabela 6.3 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética das rochas granodioríticas associadas ao GBJ.....	62
Tabela 6.4 - Dados de Suscetibilidade Magnética (SM) das rochas granodioríticas associadas ao GBJ.....	63
Tabela 7.1 – Mineralogia acessória e razões Zr/Hf médias de zircões das diferentes fácies do Granito Bom Jardim e de rochas graníticas associadas obtidas através de análises de EDS.....	66
Tabela 7.2 - Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de cristais de cassiterita e wolframita identificados nos BMzG, BSG e RG do Granito Bom Jardim.....	68
Tabela 7.3 - Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de ilmenitas das RGrd e dos BSG do Granito Bom Jardim.....	75
Tabela 7.4 - Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de titanitas das RGrd associadas ao Granito Bom Jardim.....	83
Tabela 7.5 – Teores de Hf, Y, U, Th, Ca e Nb,e razões de Zr/Hf das diferentes fácies do Granito bom Jardim e de rochas graníticas associadas obtidas através de análises de EDS.....	90
Tabela 8.1 – Análises químicas das amostras do Granito Bom Jardim e de rochas granodioríticas associadas.....	90

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A evolução paleoproterozóica do Cráton Amazônico é marcada por um extenso magmatismo de natureza anorogênica, representado por um grande volume de rochas plutônicas e vulcânicas intermediárias e félsicas com subordinados tipos plutônicos máficos (Dall’Agnol *et al.* 1987, Bettencourt & Dall’Agnol 1987, Bettencourt *et al.* 1991, Dall’Agnol *et al.* 1997a, Teixeira *et al.* 1998; Dall’Agnol *et al.* 1999, Bettencourt *et al.* 1999; Teixeira 1999). Na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, ocorrem diversos maciços graníticos e corpos de *greisens* a eles associados, portadores de mineralizações de estanho. Tais maciços encontram-se reunidos sob a designação de Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM 1997, Teixeira *et al.* 1998) e fazem parte da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos 1974). Nas duas últimas décadas, vários desses plútons graníticos foram objeto de inúmeras investigações, com diferentes enfoques, por diversos autores (Dall’Agnol 1980, Dall’Agnol *et al.* 1993b, Dall’Agnol *et al.* 1999, Lafon *et al.* 1995, Teixeira & Andrade 1992, Teixeira *et al.* 2002, entre outros).

Apesar do avanço do conhecimento nos últimos anos, ainda há carência de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos mais detalhados tanto na região sul-sudeste do Estado do Pará quanto em relação ao Cráton Amazônico como um todo. Essa escassez de informações é decorrente, em parte, das dificuldades de acesso a essas áreas e a cobertura vegetal da floresta amazônica. Um exemplo disso são alguns corpos graníticos incluídos na Suíte Intrusiva Velho Guilherme que ainda não foram estudados em detalhe, como é o caso do Granito Bom Jardim, estudado apenas preliminarmente em sua borda leste (Pinho 2005). Objetivando diminuir essa lacuna, este trabalho vem, portanto, dar continuidade aos estudos preliminares da borda leste do corpo granítico Bom Jardim e ampliar o conhecimento do mesmo através de mapeamento mais abrangente, de estudos petrográficos e geoquímicos de suas diferentes fácies, da caracterização de suas fases minerais acessórias através de microscopia eletrônica de varredura e do seu comportamento magnético.

1.2 - LOCALIZAÇÃO

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme está inserida no contexto da Província Mineral de Carajás. Localiza-se na região sul – sudeste do Estado do Pará, nas proximidades da cidade de São Félix do Xingu. O Granito Bom Jardim, objeto desse estudo e considerado como integrante

dessa suíte, aflora a sul – sudoeste desta localidade (Figura 1.1). As principais vias de acesso à área de ocorrência do Granito Bom Jardim são as rodovias PA-150 (Belém – Marabá – Xinguara) e PA-279 (Xinguara – Tucumã – São Félix do Xingu). Existem ainda estradas vicinais que conduzem a pequenos povoados e vilas da região e a sedes de fazendas, permitindo assim, a utilização de veículos para o mapeamento.

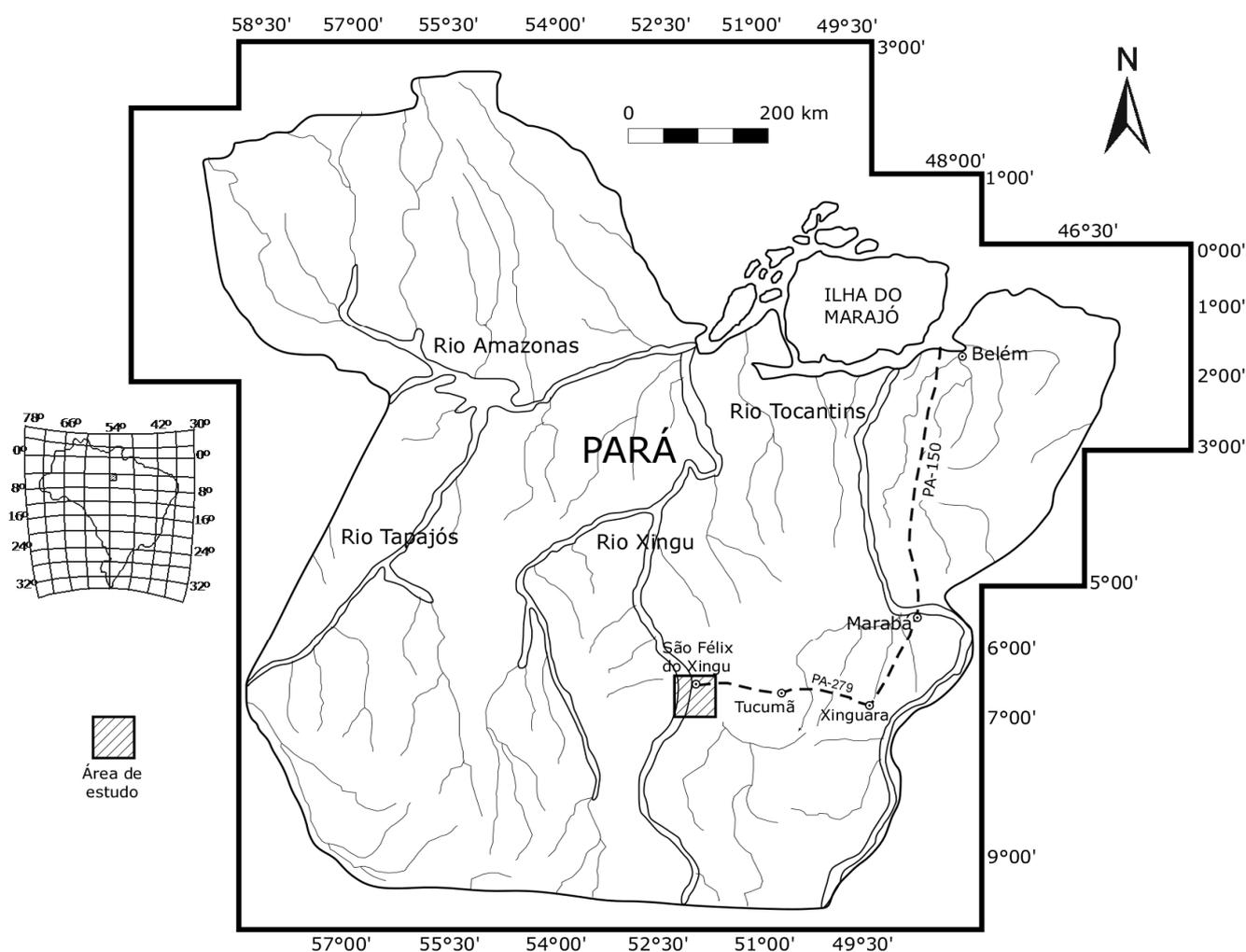


Figura 1.1- Esboço do Estado do Pará mostrando a localização aproximada da área onde está inserido o Granito Bom Jardim, bem como as principais vias de acesso (modificado de Teixeira 1999).

O acesso à área pode ser feito também por via aérea e fluvial. No primeiro caso, pode-se utilizar aviões de pequeno porte, uma vez que os aeroportos são geralmente improvisados (pistas de fazendas e/ou de pequenas cidades da região). Por via fluvial pode-se atingir o corpo através

do Rio Xingu, partindo-se da cidade de Altamira. Entretanto, trata-se de um rio bastante encachoeirado no qual só é possível navegar em embarcações de pequeno porte e em algumas épocas do ano.

1.3 – REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU: TRABALHOS ANTERIORES

O Cráton Amazônico (Almeida 1978) é constituído por terrenos arqueanos e proterozóicos e encontra-se estável desde o Neoproterozóico. Dois principais modelos procuram explicar a evolução desta mega unidade geotectônica: o fixista e o mobilista. O primeiro, baseado em dados estruturais e geofísicos, considera o Cráton Amazônico como uma grande plataforma Arqueana que foi retrabalhada e reativada no Proterozóico ($2,0 \pm 0,2$ Ga) durante o ciclo Transamazônico (Amaral 1974, Almeida *et al.* 1981, Hasui *et al.* 1984, Hasui *et al.* 1993, Costa & Hasui 1997). O segundo, apoiado em dados predominantemente geocronológicos, considera que o Cráton Amazônico foi formado no Arqueano, porém evoluiu através de eventos de acreção crustal ocorridos no Proterozóico. Neste modelo, admite-se a existência de um núcleo continental Arqueano ao qual foram acrescentados cinturões móveis e arcos magmáticos a norte e sudoeste, originando novas províncias geocronológicas (Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996).

Neste trabalho é adotada a proposta de acreção continental de Tassinari & Macambira (1999; Figura 1.2). Este modelo divide o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: 1) Amazônia Central ($>2,30$ Ga), 2) Maroni–Itacaiúnas (2,20–1,90 Ga), 3) Ventuári–Tapajós (1,95–1,80 Ga), 4) Rio Negro–Juruena (1,80–1,55 Ga), 5) Rondoniano–San Ignácio (1,50–1,0 Ga) e 6) Sunsás (1,25–1,00 Ga). Nesse contexto, a região de São Félix do Xingu (SFX) situa-se nos domínios da Província Amazônia Central, considerada a mais antiga do Cráton e em torno do qual as demais províncias foram acrescentadas. O núcleo arqueano mais importante desta província encontra-se na região de Carajás, o qual é cortado por granitos anorogênicos paleoproterozóicos (Dall'Agnol *et al.* 1999a). Estende-se para noroeste, através do Estado de Roraima, parte da Guiana e sudeste da Venezuela, onde não há ocorrência de rochas arqueanas. O magmatismo anorogênico proterozóico presente na região de SFX está representado por rochas plutônicas e vulcânicas intermediárias e félsicas, bem como tipos plutônicos máficos. Abrange porções arqueanas representadas por unidades do Terreno Granito–Greenstone do Sul do Pará (Araújo *et al.* 1988) ou Terreno Granito–Greenstone de Rio Maria (Costa *et al.* 1995) e do Cinturão de

Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988). As seqüências proterozóicas mais antigas são representadas pela Suíte Cateté, que consiste de corpos máficos e ultramáficos, representados por gabros, noritos, piroxenitos não deformados e pelo Granito Parauari com idade Rb–Sr de 1902 ± 39 (Macambira *et al.* 1992). O Grupo Uatumã é considerado como parte da seqüência vulcano-sedimentar da bacia do médio Rio Xingu (CPRM/DNPM 1997), com subordinadas intercalações de tufos e rochas sedimentares, as quais foram reunidas nas Formações Sobreiro (IDESP 1970) e Iriri (BRASIL 1972).

Na região de São Félix do Xingu, a Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Figura 1.3) é um representante típico desse magmatismo granítico anorogênico, sendo formada predominantemente por leucogranitos mineralizados a cassiterita, wolframita e molibdenita. Fazem parte os granitos Antonio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Rio Xingu, Ubim Norte, Ubim Sul, Benedita, Bom Jardim e Serra da Queimada (Teixeira *et al.* 2002a, b; Pinho 2005).

As rochas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme têm composição álcali-feldspato granítica, sienogranítica e, subordinadamente, monzogranítica e foram afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas em diferentes intensidades. Quase sempre hospedam mineralizações de cassiterita (principalmente), wolframita, fluorita, topázio, columbita–tantalita e molibdenita (Abreu & Ramos 1974, Faraco *et al.* 1991, Teixeira 1999). Apresentam natureza anorogênica, exibem características geoquímicas peraluminosas a metaluminosas e feições de granitóides tipo-A (Loiselle & Wones 1979, Collins *et al.* 1982, Teixeira 1999) de ambiência intra-placa (cf Pearce *et al.* 1984).

Teixeira *et al.* (1998) realizaram datações pelo método Pb–Pb em rocha total em granitos dos maciços Antônio Vicente e Rio Xingu, obtendo idades de 1896 ± 9 Ma e 1906 ± 29 Ma, respectivamente. Posteriormente, os mesmos autores dataram pelo método Pb–Pb em zircão rochas graníticas dos maciços Antônio Vicente, Mocambo e Rio Xingu e obtiveram, respectivamente, idades de 1867 ± 4 Ma, 1862 ± 32 Ma e 1866 ± 3 Ma (Teixeira *et al.* 2002a). Os granitos Serra da Queimada e Bom Jardim, tidos como pertencentes à Suíte intrusiva Velho Guilherme, também foram alvo de estudos

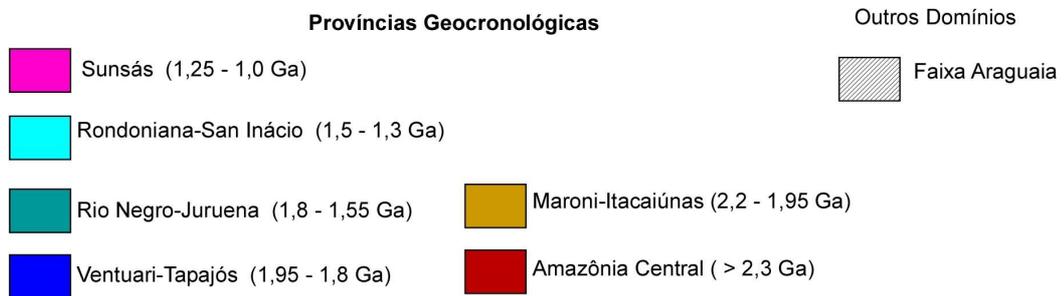
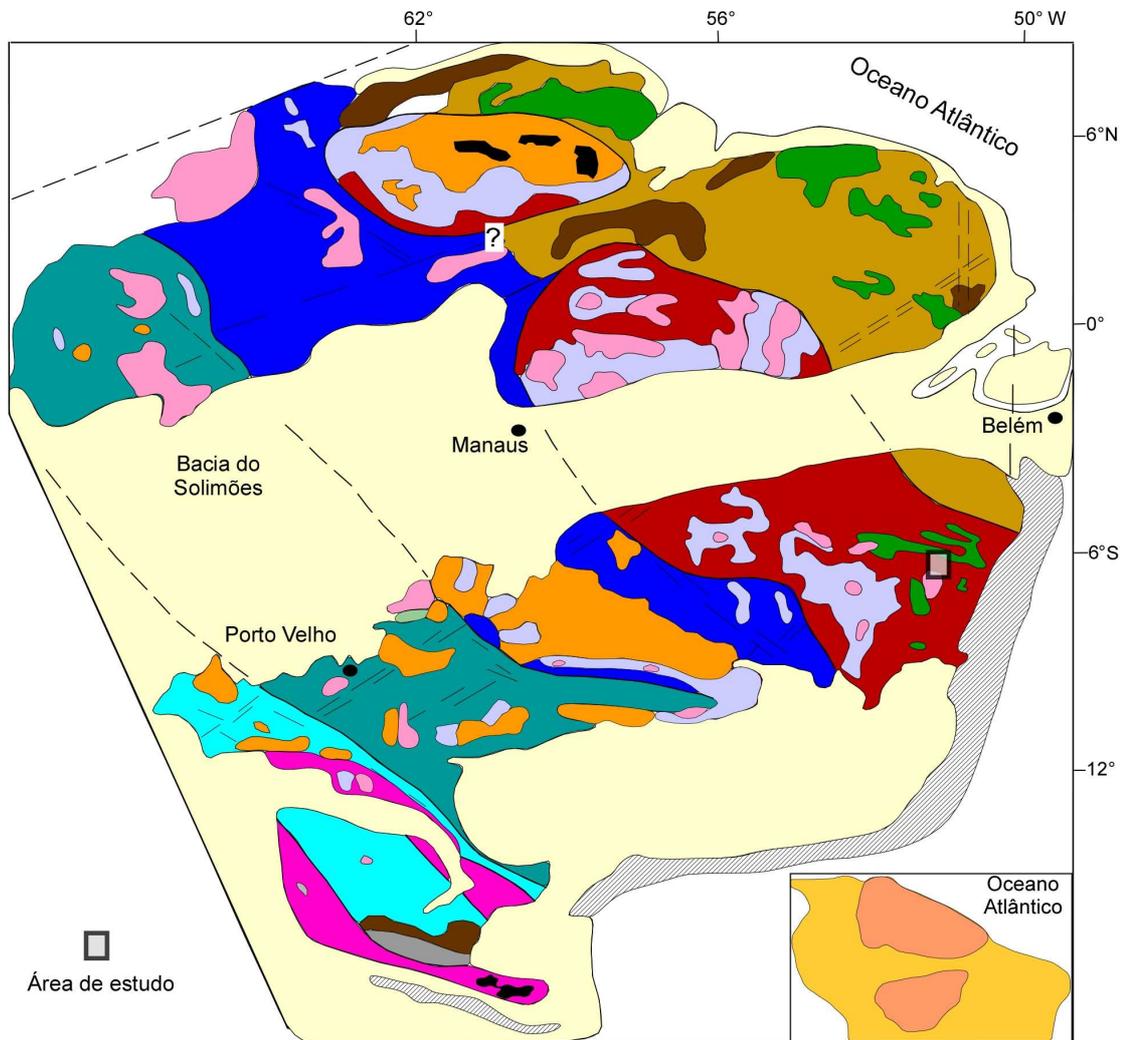


Figura 1.2 – Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, mostrando a área aproximada de ocorrência do Granito Bom Jardim. (Tassinari & Macambira 1999, modificado).

As rochas vulcânicas que ocorrem na região de São Félix do Xingu são agrupadas no Grupo Uatumã (CPRM/DNPM 1997) e representadas pelas formações Sobreiro e Iriri. Fernandes (2005) estudou rochas vulcânicas do grupo Uatumã nos arredores de SFX, concluindo que as rochas vulcânicas das Formações Sobreiro e Iriri apresentam características texturais semelhantes, porém, composições mineralógicas distintas. No caso dos derrames de lavas coerentes da Formação Sobreiro, foram caracterizados nove litotipos distintos: traquiandesitos-basálticos porfiríticos com matriz microlítica; traquiandesitos-basálticos porfiríticos com matriz criptocristalina; traquiandesitos porfiríticos com matriz criptocristalina; traquiandesitos porfiríticos com matriz microlítica; traquibasaltos com matriz microlítica; basaltos com matriz microlítica; basaltos com matriz esferulítica; dacitos porfiríticos com matriz microlítica e andesitos-basálticos porfiríticos com matriz microlítica. Com relação às rochas piroclásticas, foram distinguidos: tufo de cristais máficos e tufo vítreo máficos. A Formação Iriri é representada por derrames de lavas coerentes segundo, pelo menos, três litotipos distintos: riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina à vítrea; riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina a esferulítica e riolitos porfiríticos com matriz felsolítica. O evento vulcânico explosivo está representado por tufo de cristais félsicos e tufo vítreo félsicos.

Fernandes (2005) realizou análises Pb-Pb em zircão em dacito da Formação Sobreiro obtendo idade média de 1880 ± 6 Ma, sendo considerada idade de cristalização desta unidade. Esta mesma idade pode ser estendida aos riolitos da Formação Iriri, haja vista que granitos porfiríticos associados a ela acusaram idade de cristalização em torno de 1,88 Ga (Paiva Júnior 2006).

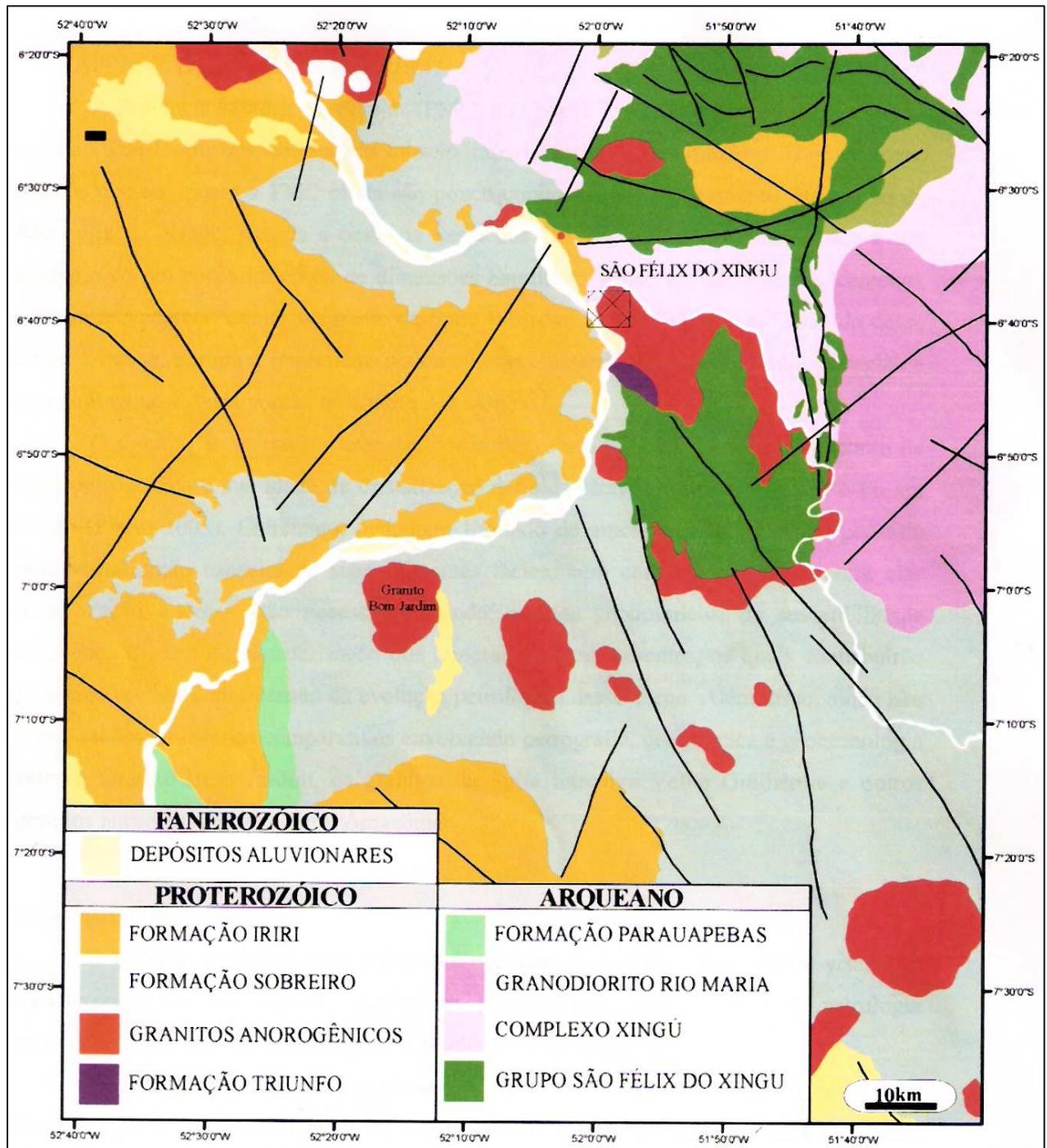


Figura 1.3 – Mapa geológico simplificado da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (modificado de Teixeira 1999)

1.4 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A Província Mineral de Carajás (PMC) tem papel importante para o estado do Pará e para o Brasil, pois hospeda em seu subsolo importantes depósitos minerais. Hoje, diversas regiões que compõem a PMC ainda são pouco conhecidas geologicamente. Na região de São Félix do Xingu, situada a oeste da Serra dos Carajás, o Granito Bom Jardim é um exemplo de um corpo granítico de dimensões batolíticas pouco estudado geologicamente, embora considerado como integrante da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. O estudo desse corpo torna-se, portanto, importante para melhorar o entendimento da geologia da região e da granitogênese desta porção do Cráton Amazônico.

O Granito Bom Jardim teve sua borda SE estudada parcialmente sob o ponto de vista petrográfico e sua idade de cristalização definida através da metodologia Pb–Pb em zircão (Pinho 2005). Entretanto, o número limitado de amostras estudadas não permitiu uma visualização espacial de suas diferentes fácies, bem como das relações entre elas (organização interna). São necessários, ainda, estudos geoquímicos, de suscetibilidade magnética (SM) e de caracterização dos minerais opacos presentes, os quais contribuirão para uma melhor compreensão da evolução petrológica desse corpo. Além disso, ainda não foram efetuados estudos comparativos envolvendo petrografia, geoquímica e geocronologia entre o Granito Bom Jardim, os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e outros granitos anorogênicos do Cráton Amazônico.

1.5 - OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é o estudo do Granito Bom Jardim, visando a caracterização de seus aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e de petrologia magnética. Em razão disso, os seguintes objetivos foram traçados:

1 – Mapeamento geológico do corpo granítico na escala 1:100.000, incluindo a identificação de suas diferentes fácies e suas relações de contato com as rochas vulcânicas encaixantes;

2- Realização de estudos petrográficos detalhados com vistas à melhor caracterizar os diversos tipos faciológicos e suas relações internas;

3 - Entender o comportamento magnético das diferentes fácies do Granito Bom Jardim e caracterizar as suas associações de minerais óxidos de Fe e Ti, bem como as formas e texturas dos mesmos; estabelecer relações entre estes minerais e a SM;

4 - Reconhecer e caracterizar os minerais óxidos de Fe e Ti responsáveis pela assinatura magnética do corpo através de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV);

5- Caracterizar, através de imagens de elétrons retroespalhados e análises semi-quantitativas de EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*), os zircões presentes nas diferentes fácies do Granito Bom Jardim; relacionar o estudo dos zircões com as diferentes fácies petrográficas;

6 – Comparar os resultados obtidos com os de outros cristais de zircão presentes nos demais corpos graníticos estaníferos da região.

7- Realizar análises litogeoquímicas com o intuito de melhor caracterizar a tipologia, natureza e afinidade tectono–magmática e as séries magmáticas do corpo em questão, bem como compreender mais claramente sua evolução petrológica.

1.6 - ATIVIDADES E MÉTODOS

1.6.1 - Pesquisa bibliográfica

Foi realizado um amplo levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, estudos de temas específicos relacionados à evolução, gênese e geoquímica de granitos anorogênicos proterozóicos, assim como sobre suscetibilidade magnética e suas implicações petrológicas e microscopia eletrônica de varredura.

1.6.2 - Mapeamento geológico e amostragem

No mapeamento geológico foram utilizadas as técnicas clássicas, envolvendo o levantamento da base logística da área, descrição de afloramentos, tomadas de pontos por GPS (*Global Position System*), medidas de atitudes de fraturas, falhas, veios, fluxo magmático, bem como coleta sistemática de amostras representativas das principais unidades para estudos petrográficos e geoquímicos posteriores.

A primeira etapa de campo foi realizada em outubro de 2003 sob a orientação do Professor Nilson Pinto Teixeira, visando à coleta de amostras do Granito Bom Jardim para o Trabalho de Conclusão de Curso (TCC). Naquela oportunidade foi utilizada a carta da região na escala de 1:250.000 (Folha SB-22-Y-B, São Félix do Xingu), obtida junto à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Belém). As amostras coletadas restringiram-se a borda SE do corpo, o que impediu uma visualização mais abrangente do mesmo. Duas etapas de campo

foram realizadas posteriormente, agora com o objetivo voltado para a dissertação de mestrado em curso. Uma em setembro de 2005 e outra em outubro de 2006 sob a orientação do Professor Cláudio Nery Lamarão. Nestas duas etapas utilizou-se, além da carta da região, uma imagem SRTM (NASA) obtida por intermédio do software *ArcGIS 9.0* (ESRI). O mapeamento e amostragem foram realizados utilizando-se estradas secundárias não pavimentadas, caminhos e trilhas antigas. A borda oeste do corpo, de difícil acesso devido à densa floresta e fronteira com reservas indígenas, não pode ser mapeada/amostrada. Estas duas etapas contaram com a participação do aluno de graduação Antonio Lima de Paiva Júnior.

1.6.3 - Petrografia

Após descrição macroscópica, foram confeccionadas setenta e cinco lâminas polidas do Granito Bom Jardim para estudos petrográficos e de MEV. O exame microscópico dessas amostras consistiu de identificação e determinação de fases minerais presentes, análises texturais (*cf.* Bard 1980, Williams *et al.* 1982, Deer *et al.* 1992), e modais (*cf.* Chayes 1956, Jung & Brousse 1959). As descrições mineralógicas e as análises texturais envolveram: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, forma e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes (se alteradas ou não); (b) caracterização de paragêneses (magmáticas e hidrotermais); (c) ordem de cristalização, quando possível.

Para realizar tais estudos foi utilizado um microscópio ótico convencional, marca Zeiss, e um contador de pontos eletrônico, marca Swift, para as análises modais, num total de 1800 pontos em média por lâmina polida. Os dados obtidos foram posteriormente plotados no diagrama QAP (Streckeisen 1976) para classificação dos litotipos com base na nomenclatura estabelecida pela IUGS - *International Union of Geological Sciences* (Le Maitre 2002). Após a classificação as amostras foram representadas no mapa geológico de modo a definir a distribuição faciológica no corpo.

1.6.4 – Suscetibilidade Magnética (SM)

As medidas de SM foram realizadas com o suscetibilímetro SI-1 de bobina plana, fabricado pela *SAPHIRE INSTRUMENTS*, que permite medidas em materiais com SM variando de 1×10^{-6} a > 1 cgs-emu. Os parâmetros utilizados na realização das medidas de SM, para proporcionar uma

melhor confiabilidade dos dados, foram: tempo (T) = 4s; número de repetições (N) = 2; volume (V) = 64,2; fator de calibração (CF) = 21,2 e unidade (U) = SIv. Os dados foram tratados estatisticamente no programa *Statistic* versão 5.0, através da elaboração de gráfico de probabilidade, histograma e polígono de frequência, os quais serviram de base para as interpretações. Para a separação em populações magnéticas utilizou-se o gráfico de probabilidade que mostra a divisão das populações por meio de segmentos de retas. Um melhor entendimento da utilização do método pode ser visto em Magalhães (1991), Oliveira (2005) e Nascimento (2006).

1.6.5 – Microscopia eletrônica de varredura

A caracterização mineralógica e petrográfica do Granito Bom Jardim foi complementada através de estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV), onde foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados, feitas observações detalhadas de relações texturais entre fases minerais e confirmada a natureza das mesmas. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se um MEV modelo LEO 1430. Lâminas polidas e fragmentos de rocha de amostras representativas do Granito Bom Jardim foram preparadas e metalizadas a carbono para este estudo. As condições de análises foram: corrente do feixe= 90 μ a, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho= 1,5 mm, tempo de contagem= 30 s com 4000 a 5000 c/s para cada análise.

Análises semi-quantitativas em cada fase mineral foram realizadas por espectrometria de dispersão de energia (EDS), acessório essencial para caracterização microscópica de minerais. Um feixe de elétrons ao incidir sobre um mineral excita os elétrons mais externos dos átomos deslocando-os de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial esses elétrons liberam a energia adquirida, a qual é emitida na forma de comprimento de onda no espectro de raio-X. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esses elétrons. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos presentes naquele local e, assim, identificar em instantes a composição química do mineral que está sendo observado. O uso em conjunto do MEV com o EDS é de grande importância na caracterização petrográfica e mineralógica. Enquanto o MEV proporciona imagens com alta resolução, o EDS permite sua imediata identificação com análises químicas qualitativas e semi-quantitativas de boa qualidade.

1.6.6 – Geoquímica

Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas 18 amostras representativas das diferentes fácies do Granito Bom Jardim para análises químicas. A preparação das amostras foi feita na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), ambos pertencentes ao Instituto de Geociências da UFPA. Nesta fase as amostras foram trituradas com britador de mandíbulas, pulverizadas em grau de ágata e quarteadas, visando obter uma boa representatividade do material. Em seguida as amostras foram enviadas para a empresa ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTDA para análise química em rocha total. A caracterização do quimismo das rochas analisadas foi baseada nos procedimentos indicados em Ragland (1989) e Rolinson (1993) e fundamentou-se na avaliação do comportamento dos elementos maiores, menores e traço, através de diagramas de variação clássicos e vários diagramas propostos na literatura (p.ex. Shand 1951, La Roche *et al.* 1980, Whalen *et al.* 1987), com o objetivo de definir a série magmática e a tipologia do granito. A avaliação dos processos responsáveis pela evolução magmática foi feita com base no comportamento geoquímico dos elementos *LILE* (*large-ion lithophile elements*) K, Rb, Sr, Ba e *HFSE* (*high field strength elements*) Zr, Nb e Y, bem como nas assinaturas e variações de elementos terras raras (Henderson 1984, Rollinson 1993).

CAPÍTULO 2 – MAGMATISMO GRANÍTICO TIPO-A

2.1– ASPECTOS CONCEITUAIS

2.1.1 - Origem do nome

Rochas graníticas com características particulares que as distinguem de granitos cálcio-alcalinos, típicos de margens continentais ativas, estão presentes em todos os continentes. Dentre essas estão as elevadas temperaturas magmáticas (≥ 900 °C, Clemens *et al.* 1986, Creaser & White 1991), os baixos conteúdos de H₂O e Al₂O₃ e concentrações mais elevadas de álcalis em relação aos granitos cálcico-alcalinos. O ambiente tectônico de colocação desses corpos pode ser extensional ou, pelo menos, não-compressional, comumente após o magmatismo cálcio-alcalino. Loiselle & Wones (1979) chamaram de tipo-A (A=alcalino, anidro, anorogênico) granitos situados em zonas de *rifts* ou em áreas tectonicamente estáveis com predomínio de sienogranitos.

Seriam granitos anorogênicos, de composição alcalina e supostamente anidros. Tal denominação não tem implicações quanto à fonte específica ou modo de origem.

2.1.2 - Características mineralógicas e geoquímicas

Granitos tipo-A possuem como minerais essenciais, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, podendo conter como minerais varietais biotita, anfibólio, faialita, ferroedenbergita, ferrohastingsita e annita. Os membros peralcalinos possuem anfibólios alcalinos (riebeckita, arfvedsonita) e piroxênios sódicos (aegerina). Zircão, fluorita e topázio são acessórios relativamente freqüentes. Geoquimicamente apresentam altos conteúdos de SiO₂ (geralmente >70%), álcalis, ETR (exceto Eu), Zr, Nb, Ta, Y, Ga e altas razões Ga/Al, FeO_t/MgO, K₂O/Na₂O, e baixos conteúdos de CaO, Al₂O₃, MgO, Ba, Sr, Sc, Cr, Co, Ni e Eu. Mineralizações de Mo, Sn, W, Nb e Ta têm sido encontradas associadas (Clemens *et al.* 1986, Teixeira *et al.* 2002). Possuem razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr entre 0,703 e 0,712, embora ocorram também valores mais elevados.

2.1.3 - Diagramas de caracterização

Colins *et al.* (1982) admitem que altas razões Ga/Al são diagnósticas em granitos tipo-A. Whalen *et al.* (1987) consideram a razão Ga/Al como um bom indicador de granitos tipo-A e o diagrama Zr x Ga/Al como um discriminante efetivo entre esses e os granitos tipo-I, S e M. Tais autores admitem também que a razão Fe/Mg é característica em granitos tipo-A, podendo ser correlacionada com os elementos incompatíveis Zr, Nb, Ce e Y. Assim, sugerem a utilização dos diagramas FeO/MgO x Zr+Nb+Ce+Y e Ga/Al x Zr+Nb+Ce+Y para separar granitos tipo-A de granitos tipo-I, S e M e de granitóides tipo-I fracionados.

Pearce *et al.* (1984), em seu diagrama discriminante para rochas granitóides envolvendo os elementos Rb, Y, Nb e Ta, definiram um campo de granitos intraplacas (equivalente aos granitos tipo-A) baseado em análises químicas de rochas félsicas de zonas de “*rifts*” e crátons continentais e ilhas oceânicas. As evidências indicam que esses granitóides foram colocados em ambientes distensivos (ou não-compressionais), embora essa colocação possa ocorrer no final de um ciclo orogênico.

Eby (1990) fez uma revisão dos granitos tipo-A utilizando uma grande quantidade de suítes granitóides classificadas anteriormente como do tipo-A. Essas suítes variam de quartzo sienitos a granitos peralcalinos, assim como seus equivalentes vulcânicos. Em termos de total de álcalis, a distinção entre granitos tipo-A e outros granitóides só é clara para conteúdos de SiO₂ <

65%. Para conteúdos de $\text{SiO}_2 > 74\%$ existem superposições entre as várias suítes. O mesmo raciocínio é válido para o CaO. A razão FeO/MgO é um discriminante mais efetivo, e a maioria dos granitos tipo-A possui razões Fe/Mg elevadas. O mesmo autor chamou atenção para as razões Y/Nb e Yb/Ta , as quais são relativamente constantes para cada suíte tipo-A e servem, portanto, como índices úteis para comparações geoquímicas. Suítes com razões $\text{Y}/\text{Nb} < 1,2$ seriam derivadas de fontes similares a basaltos de ilhas oceânicas, enquanto suítes tipo-A com razões $\text{Y}/\text{Nb} > 1,2$ teriam fontes quimicamente semelhantes a basaltos de arcos de ilha ou margem continental.

Eby (1992) utilizando os diagramas triangulares Nb–Y–Ce e Nb–Y–Ga, propôs uma subdivisão dos granitos tipo-A nos subtipos A1 e A2, provenientes de fontes e ambientes tectônicos diferentes. O tipo-A1 representaria magmas derivados de fontes semelhantes à de basaltos de ilhas oceânicas, porém colocados em zonas de “*rifts*” continentais ou durante magmatismo intra-placas. O tipo-A2 relaciona-se a regiões de margem continental e basaltos de arcos de ilha e seriam, portanto, resultantes de processos que formam esses tipos de magmas.

Patiño Dulce (1997) verificou que granitos tipo-A, além de possuírem altas razões FeO/MgO e $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, apresentam também razões TiO_2/MgO elevadas (Figura 1b daquele trabalho), constituindo-se em outro fator geoquímico distintivo entre suítes tipo-A e outros tipos de granitos.

Frost *et al.* (2001) propuseram um esquema de classificação para rochas granitoides, incluindo granitos tipo-A, utilizando parâmetros geoquímicos bastante conhecidos, como por exemplo a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, os conteúdos de $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ e o índice de saturação em alumina da rocha. Os discriminantes químicos utilizados seriam indicadores tanto de regiões fonte de magmas graníticos quanto da diferenciação desses magmas.

2.2- PETROGÊNESE

Vários modelos foram propostos para explicar a origem dos granitos tipo-A. O principal objetivo deles tem sido explicar a abundância de elementos incompatíveis (Y, Nb, Ce, Ga, Zr) e o baixo conteúdo de água dos magmas, porém geralmente enriquecidos em halógenos (F, Cl, Br, I) e considerados importantes na gênese dos magmas tipo-A e suas rochas resultantes (Eby 1990). A combinação de alta temperatura e baixo conteúdo de voláteis nos magmas tipo-A os tornam fluídos e altamente móveis, podendo atingir níveis elevados na crosta. O flúor (F) é considerado

um elemento importante na concentração de HFSE em magmas tipo-A, atuando na formação de íons complexos (Collins *et al.* 1982, Whalen *et al.* 1987). Entretanto, Patiño Douce (1997) comenta, com base em resultados experimentais de Patiño Douce & Beard (1995), que um elevado conteúdo de F na fonte favoreceria um enriquecimento em alumínio (Al) na fusão, não produzindo, portanto, o empobrecimento em Al característico de granitos tipo-A. Segundo Patiño Douce (1997), fusão de fontes enriquecidas em Al tendem a ser fortemente peraluminosas chegando até mesmo a formação de topázio riolitos. São citados a seguir dois modelos importantes para o entendimento da petrogênese de granitos tipo-A.

2.2.1 - Fusão parcial de fontes crustais ígneas (Creaser *et al.* 1991, Dall’Agnol *et al.* 1999c).

Granitos metaluminosos tipo-A podem ser derivados de fusão parcial de fontes crustais ígneas de composição tonalítica a granodiorítica. Os teores de F não necessitam ser muito elevados, pois esse se concentra preferencialmente na fusão, carreando consigo os HFSE (Zr, Nb, Y, REE) + Ga. A fonte de calor seria proveniente de magmas máficos ou altos gradientes geotérmicos, característicos de uma crosta continental sofrendo extensão ou, alternativamente, uma combinação de ambos.

2.2.2 - Fusão de granitóides cálcico-alcálicos a baixas pressões (Patiño Douce 1997).

Experimentos mostram que a fusão de rochas cálcio-alcálicas em nível crustal raso (± 10 km) seriam responsáveis pela origem de granitos metaluminosos tipo-A, incluindo granitos rapakivi. É provável que as semelhanças nos elementos maiores e traços dos granitos tipo-A de composições isotópicas sejam distintas como, por exemplo, baixos conteúdos de Al_2O_3 , CaO, Sr, e Eu e altas razões FeO/MgO, TiO_2/MgO , Ga/Al, K_2O/Na_2O , sejam em decorrência das baixas profundidades de formação desses granitos na crosta. A origem rasa dos granitos tipo-A é uma consequência de seu ambiente tectônico não compressivo, onde a crosta tende a ser delgada. Com o aumento da profundidade, a associação residual formada durante a fusão incongruente de granitóides e assimilação de rochas quartzo-feldspáticas por magma basáltico torna-se enriquecida em clinopiroxênio (Cpx) e empobrecida em plagioclásio (Pl) e ortopiroxênio (Opx). As características químicas dos granitos tipo-A são, portanto, perdidas na crosta profunda, justificando a ausência de magmas tipo-A em ambientes tectônicos compressivos onde a crosta é espessa (Patiño Douce 1997).

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA REGIONAL: LISTOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA

Neste trabalho será adotado parte do mapa geológico regional, na escala 1:250.000, elaborado pelo convênio CPRM/DNPM (1997) relativo ao “*Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*”, que corresponde à Folha SB-22-Y-B-São Félix do Xingu.

A área na qual está inserida a Suíte Intrusiva Velho Guilherme abrange porções arqueanas, representadas por unidades do Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará (CPRM/DNPM 1997) e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), bem como unidades vulcânicas intermediárias e félsicas de idade paleoproterozóica, além de abrigar conjuntos intrusivos máfico-ultramáficos e félsicos paleoproterozóicos e mesozóicos, coberturas sedimentares plataformais mesoproterozóicas e coberturas sedimentares cenozóicas (CPRM/DNPM 1997).

Estudos geológicos nessa região têm sido desenvolvidos por mais de duas décadas. Ao longo desse tempo, diversas propostas de cartas geológicas, arranjos lito-estratigráficos e modelos de evolução tectônico-estruturais têm sido idealizados (Silva *et al.* 1974, Hirata *et al.* 1982, DOCEGEO 1988; Araújo *et al.* 1988; Costa *et al.* 1995, CPRM/DNPM 1997).

3.1 - ARQUEANO

3.1.1 - Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP)

O TGGSP ocorre na porção S–SE estudada, sendo constituído de uma faixa orientada na direção NW–SE prolongando-se no sentido SE até a região de Rio Maria, no sul do estado do Pará. É definido como um terreno de idade arqueana superior não retrabalhado pelo Cinturão Itacaiúnas. Abriga rochas granitóides deformadas de composição variável, de tonalítica a monzogranítica, correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros 1987).

Os granitóides mostram natureza intrusiva em relação às supracrustais. A estruturação interna é caracterizada por zonas de cisalhamento oblíquas, formadas em condições de fácies xisto verde, com componente direcional dextrógira, orientadas preferencialmente na direção NW–SE, com mergulhos fortes para NE e lineação de estiramento predominantemente NE-SW.

Macambira & Lancelot (1996) e Macambira (1992) obtiveram para rochas do Granodiorito Rio Maria, ocorrentes na região homônima, uma idade U–Pb em zircão de 2876 ± 13 Ma. Avelar *et al.* (1999) dataram um metagranodiorito pertencente ao Granodiorito Rio Maria na região do município de Tucumã, obtendo idade Pb–Pb em zircão de 2852 ± 16 Ma.

3.1.2 - Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI)

Representa o compartimento geotectônico de maior expressão da área da Folha. É constituído por rochas arqueanas e intensamente deformadas, lenticularizadas. Costa *et al.* (1995) e CPRM/DNPM (1997), com base em feições litoestruturais, agruparam-nas em dois domínios: 1) Domínio Imbricado e 2) Domínio Transcorrente, constituído pelos sistemas Anaporã e Araraquara.

3.1.2.1 - Domínio Imbricado

É constituído por gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), pelo Granito Plaquê (Araújo *et al.* 1988) e por sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Sapucaia.

3.1.2.1.1 - Complexo Xingu

Está amplamente distribuído na área da Folha. Consiste de gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica migmatizados em diferentes graus, exibindo estruturas estromatíticas freqüentes.

Estudos geocronológicos utilizando o método Rb–Sr em rocha total indicaram uma idade mínima de 2574 ± 34 Ma para essa unidade (CPRM/DNPM 1997). Entretanto, datações radiométricas realizadas por Machado *et al.* (1991) através do método Pb–Pb em rocha total forneceram idade de 2859 ± 2 Ma, considerada idade do último evento de migmatização. Avelar *et al.* (1999) realizaram datações Pb–Pb em zircão em ortognaisses granodioríticos da região de Ourilândia do Norte, Sul do estado do Pará, e obtiveram idade de 2974 ± 15 Ma.

3.1.2.1.2 - Granito Plaquê

O Granito Plaquê reúne corpos estratóides de natureza sin-colisional, composição granítica e com trama planar penetrativa. Mostram formas lenticularizadas dispostas preferencialmente na direção E–W, as quais alternam-se com faixas do Complexo Xingu.

Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade Pb–Pb em zircão de 2736 ±24 Ma. Segundo esses autores, por se tratar de um granito sincolisional e relacionado à evolução do CCI, esta idade corresponderia à época mais provável da estruturação do CCI, enquanto que o TGGSP comportava-se como um bloco estável.

3.1.2.1.3 - Grupo Sapucaia

É representado por seqüências metassedimentares constituídas por xistos, quartzitos e formações ferríferas dispostas sob a forma de faixas orientadas na direção E–W que se encontram alternadas com faixas do Complexo Xingu (Costa *et al.* 1995). Datações geocronológicas dessa unidade ainda não foram realizadas. Entretanto, DOCEGEO (1988) utilizou o mesmo procedimento adotado para o Grupo Tucumã e correlacionou as rochas desse grupo com àquelas do Grupo Andorinhas.

3.1.2.2 - Domínio Transcorrente

3.1.2.2.1 - Sistema Anaporã

3.1.2.2.1.1 - Grupo Aquiri

É constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar que abriga rochas metavulcânicas félsicas e máficas, metassedimentos, arenitos e arcóseos, sendo correlacionado ao Grupo Grão Pará (Silva *et al.* 1974). Datações radiométricas em metavulcânicas félsicas realizadas pelo método U–Pb em zircões revelaram idade de 2758 ±39 Ma (Wirth *et al.* 1986) e em basaltos pelo método Rb–Sr (rocha total), uma idade de 2687 ±54 Ma (Gibbs *et al.* 1986). Foi correlacionado tentativamente aos demais conjuntos supracrustais associados aos sistemas transcorrentes do CCI, tomando-se como exemplo os Grupos São Félix, São Sebastião e Grão Pará.

3.1.2.2.1.2 - Grupo São Sebastião

Este grupo representa uma seqüência metavulcano-sedimentar constituída por xistos, filitos e quartzitos, com intercalações de anfíbolitos e formações ferríferas. As unidades litológicas desse grupo distribuem-se segundo faixas alongadas e lenticularizadas, dispostas preferencialmente na direção NE–SW. Faz contato com o Complexo Xingu através de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, enquanto que com as rochas máfico–ultramáficas da Suíte

Cateté e com o maciço granítico Antônio Vicente é discordante. Foi correlacionado por Silva *et al.* (1974) e Schobbenhaus *et al.* (1981) ao Grupo Grão Pará. CPRM/DNPM (1997), baseando-se na compartimentação e na evolução tectônica–estrutural do CCI interpretaram que as diferentes bacias, situadas ao longo dos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara, foram formadas sincronicamente, mas com evoluções lito-estruturais distintas. Por essa razão, os autores supracitados consideraram cada grupo (Aquiri, São Sebastião e São Félix) como uma entidade geológica particular.

3.1.2.2.2 - Sistema Araraquara

Este sistema afeta seqüências metavulcano-sedimentares, com tipos metavulcânicos félsicos e máficos, com intercalações de meta-ultramáficas, meta-arenitos, meta-arcóseos, meta-grauvacas, filitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas, pertencentes ao Grupo São Félix (CPRM/DNPM 1997).

Mostra-se ora encoberto, ora cortado, por unidades do Grupo Uatumã (Bacia do Médio Xingu), bem como por corpos máficos–ultramáficos da Suíte Cateté e por granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

Em termos estruturais, é seccionado internamente por zonas de cavalgamento oblíquas, as quais formam duas estruturas divergentes separadas por um alto estrutural constituído por gnaisses do Complexo Xingu. Ao longo de todo o sistema predomina um componente de cisalhamento dextrógiro, com a lineação de estiramento dispondo-se preferencialmente na direção NE–SW e mergulhando ora para NE, ora para SW.

Todo o conjunto se encontra seccionado por zonas de cisalhamento com movimentação cavalgante oblíqua que imprimem a orientação regional do sistema como um todo, e que configura, internamente, estruturas do tipo duplex compressivo.

Em relação à idade desse grupo, Silva *et al.* (1974) posicionaram essas rochas no Meso a Neoproterozóico e Schobbenhaus *et al.* (1981) assumiram uma idade Arqueana. CPRM/DNPM (1997), apesar da inexistência de estudos radiométricos dessa unidade, admitiram uma correlação crono-litoestrutural com as rochas dos Grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará.

3.2 - PROTEROZÓICO

O regime essencialmente compressivo do Arqueano passou a um regime predominantemente distensivo no Proterozóico (CPRM/DNPM 1997, Costa *et al.* 1995). Esse regime afetou as diversas unidades lito-estruturais que afloram a Folha São Félix do Xingu, possibilitando a implantação da Bacia do Médio Xingu.

Conforme Costa *et al.* (1995), o ápice do estiramento crustal propiciou a implantação e/ou a reativação de antigas estruturas planares que, adicionalmente ao adelgaçamento da crosta, facilitaram o “emplacement”: 1) do Granito Parauari; 2) de corpos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté e 3) de granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Além disso, possibilitaram a ascensão do vulcanismo intermediário-félsico do Grupo Uatumã e deposição dos sedimentos da Formação Triunfo.

3.2.1. - Granito Parauari

O Granito Parauari (Santos *et al.* 1975, Macambira *et al.* 1992) é representado por um conjunto de granitóides de composição monzogranítica a sienogranítica, com granodioritos subordinados, os quais são cortados por corpos intrusivos máfico – ultramáficos da Suíte Cateté, pelo maciço granítico Antônio Vicente (Suíte Intrusiva Velho Guilherme) e por extensos diques de diabásio mesozóicos (Diabásio Cururu). Mostra-se parcialmente encoberto por unidades vulcânicas do Grupo Uatumã e por sedimentos da Formação Triunfo (CPRM/DNPM 1997). São granitóides de aspecto isotrópico, com textura hipidiomórfica equigranular, localmente com tendência porfirítica, sem evidências de metamorfismo regional. Geoquimicamente são metaluminosos e de afinidade cálcico-alcalina. Datações Rb–Sr em rocha total revelaram idade de 1902 ± 39 Ma e uma razão inicial de 0,704 para esse granitóide, interpretada como idade de cristalização (Macambira *et al.* 1992).

3.2.2 - Suíte Cateté

Consiste de inúmeros corpos máfico–ultramáficos representados, da base para o topo, por serpentinitos (peridotitos), piroxenitos, gabros e noritos não deformados e não metamorfisados (CPRM/DNPM 1997). Macambira & Ferreira Filho (2002), seguindo parâmetros estratigráficos, agruparam essas rochas em três corpos: Serra da Onça, Serra do Puma e Serra do Jacaré.

De um modo geral, esses corpos encontram-se encaixados discordantemente em rochas pertencentes ao Complexo Xingu e ao Granito Plaqué, bem como em litotipos diversos dos Grupos São Félix, Aquiri e São Sebastião (CPRM/DNPM 1997).

No corpo da Serra da Onça foram obtidas idades isocrônicas Sm–Nd em rocha total e em minerais de 2378 ± 55 Ma (Macambira & Tassinari 1998), a qual pode ser estendida aos outros corpos da suíte.

3.2.3 - Grupo Uatumã

CPRM/DNPM (1997) definiram o Grupo Uatumã como um conjunto de rochas vulcânicas contendo intercalações subordinadas de tufos e rochas sedimentares, agrupadas nas formações Sobreiro e Iriri. Teixeira *et al.* (2002b) caracterizaram na região de São Félix do Xingu um amplo vulcanismo efusivo e explosivo, de composições andesito basáltica e traquiandesito basáltica (Formação Sobreiro), riolítica e dacítica a riodacítica (Formação Iriri).

3.2.3.1 - Formação Sobreiro

A Formação Sobreiro, porção inferior do Grupo Uatumã, é formada de rochas de composição intermediária que compreende predominantemente de derrames coerentes de andesitos e, subordinadamente, traquitos e traquiandesitos (CPRM/DNPM 1997; Teixeira *et al.* 2002; Fernandes 2005).

Datações radiométricas realizadas em rochas atribuídas a essa unidade ainda são raras. Amaral (1974) datou, através do método K–Ar em rocha total, andesitos aflorantes ao longo dos rios Xingu e Fresco e obteve idades de 1213 ± 57 Ma, 1403 ± 15 Ma e 866 ± 35 Ma. Basei (1978) realizou datação pelo método Rb–Sr (rocha total) em andesitos ocorrentes na Folha SA-22-V-C e obteve uma idade de 1720 Ma, com razão inicial igual a 0,708.

Teixeira *et al.* (1998) realizaram datações radiométricas através do método Pb–Pb em rocha total em uma combinação de amostras de rochas vulcânicas andesíticas da Formação Sobreiro e riolíticas da Formação Iriri, aflorantes na área de ocorrência do maciço granitóide Mocambo. A idade de 1875 ± 79 Ma obtida foi interpretada pelos referidos autores como sendo a idade desse vulcanismo na região. A superposição de idades obtidas pelos mesmos autores para os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme sugere uma contemporaneidade entre os eventos plutônicos dessa suíte e os vulcânicos do Grupo Uatumã.

A Formação Sobreiro constitui a unidade de maior abundância na área estudada. Foi formada por evento vulcânico efusivo e explosivo, evidenciados por depósitos de lavas coerentes com matrizes criptocristalina, esferulítica ou microlítica (Fernandes 2005).

3.2.3.2 - Formação Iriri

A Formação Iriri é constituída predominantemente por riolitos e tufo riolíticos com subordinados dacitos, riodacitos, brechas polimíticas maciças e ignimbritos (CPRM/DNPM, 1997; Teixeira *et al.*, 2002b). Ocorrem como derrames e extensos diques preenchendo fraturas relacionadas ao amplo estiramento crustal ocorrido na região na interface Paleoproterozóico/Mesoproterozóico. Cunha *et al.* (1981) obtiveram idade Rb–Sr em rocha total de $1,85 \pm 29$ Ga, com razão inicial de $0,704 \pm 0,002$, para rochas dessa unidade. Teixeira *et al.* (2002b) realizaram datações Pb-Pb em zircão em riolito e obtiveram idade 1875 ± 3 Ma.

3.2.4 - Formação Triunfo

A Formação Triunfo (Silva *et al.* 1974) mostra-se assentada em franca discordância angular sobre as rochas do Complexo Xingu, as unidades metavulcano-sedimentares do Grupo São Félix, o Granito Parauari e as rochas das formações Sobreiro e Iriri. É constituída por rochas sedimentares detríticas, tais como quartzo arenitos e arenitos arcoseanos, com intercalações de lentes de siltito e conglomerado. Não existem até o momento datações radiométricas dessa unidade, bem como não foram observados e/ou descritos registros de fósseis. Entretanto, relações de campo com as unidades do Grupo Uatumã permitem estabelecer uma idade mais jovem para a mesma.

3.2.5 - Suíte Intrusiva Velho Guilherme

É representada na área da Folha São Félix do Xingu por diversos corpos intrusivos félsicos, de formas e dimensões que variam desde pequenos “*stocks*” subarredondados em planta, até batólitos amebóides. Fazem parte dessa Suíte os maciços Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim norte, Ubim Sul, Serra da Queimada, Rio Xingu e Bom Jardim (Silva *et al.* 1974, Dall’Agnol 1980, Sá 1985, CPRM/DNPM 1997, Teixeira *et al.* 2002a, Pinho 2005).

As rochas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme têm composição de álcali-feldspato granítica, sienogranítica e, subordinadamente, monzogranítica e foram afetadas por alterações

tardi a pós-magmáticas. Hospedam comumente mineralizações de cassiterita (principalmente), wolframita, fluorita, topázio, columbita–tantalita e molibdenita (Abreu & Ramos 1974, Faraco *et al.* 1991, Teixeira 1999). Têm natureza anorogênica, exibem características geoquímicas peraluminosas a metaluminosas e feições de granitos tipo-A, segundo as definições de Loiselle & Wones (1979), Collins *et al.* (1982), e de ambiente intra-placa (*cf.* Pearce *et al.* 1984).

Os primeiros dados geocronológicos acerca desses granitóides foram problemáticos devido ao desconhecimento da estruturação interna dos corpos, da organização de fácies e da caracterização tipológica de cada maciço, bem como da inexistência de amostragem sistemática dos diversos tipos litológicos. Tais fatos foram decorrentes, em grande parte, das dificuldades de acesso impostas pelas características da região onde ocorrem. Entretanto, dados geocronológicos Rb–Sr em rocha total em amostras do maciço Velho Guilherme forneceram idade de 1653 ± 28 Ma, com razão inicial de $0,708 \pm 0,048$, a qual foi interpretada como sendo a idade de colocação do corpo (Lafon *et al.* 1991). Posteriormente, Lafon *et al.* (1995) realizaram no mesmo granitóide datações pelo método Pb–Pb em rocha total obtendo uma idade de 1874 ± 30 Ma. Essa idade é comparável às obtidas pelo mesmo método por Machado *et al.* (1991) em outros corpos granitóides que afloram em áreas vizinhas do Granito Velho Guilherme e foi considerada como a idade de colocação do referido corpo. A grande similaridade entre as idades de vários corpos anorogênicos da Província Mineral de Carajás aponta para um intervalo restrito entre 1,86 – 1,88 Ga para o plutonismo anorogênico da Amazônia Oriental (Machado *et al.* 1991, Rodrigues *et al.* 1992, Avelar *et al.* 1994, Lafon *et al.* 1995, Teixeira *et al.* 1998, Pinho *et al.* 2006).

3.3 - FANEROZÓICO

O Fanerozóico está representado na Folha São Félix por unidades litoestratigráficas do Mesozóico e do Cenozóico.

3.3.1 - Mesozóico

O Mesozóico se faz presente através da retomada dos movimentos distensivos que reativaram antigas zonas de fraqueza da crosta e propiciaram a ascensão de magmas máficos, os quais foram alojados em amplas fissuras sob a forma de diques com quilômetros de comprimento. Esse evento magmático vem sendo reconhecido e descrito desde o trabalho de Oliveira (1928) e foi designado originalmente como “Dolerito Cururu” por Silva *et al.* (1974).

Entretanto, ao longo do tempo recebeu outras denominações. Assim, CPRM/DNPM (1997) com o intuito de uniformizar a nomenclatura designou esse evento magmático de “Diabásio Cururu”, o qual representa um enxame de diques essencialmente máficos, de natureza anorogênica e colocação sub-vulcânica, com ampla ocorrência na região. Os diques mostram-se distribuídos de modo errático na Folha São Félix do Xingu e têm orientação preferencial NW–SE e NE–SW. Em termos geocronológicos não foram realizadas até o momento na área da Folha datações radiométricas do Diabásio Cururu. Entretanto, existe certa concordância em atribuir uma idade Mesozóica a esse magmatismo fissural máfico ocorrente na região (Issler *et al.* 1974, CPRM/DNPM 1997).

3.3.2 - Cenozóico

O Cenozóico, por sua vez, mostra-se representado por coberturas relacionadas às condições climáticas do Terciário e por depósitos sedimentares do Quaternário.

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA DO GRANITO BOM JARDIM (GBJ)

4.1 – INTRODUÇÃO

O maciço granítico Bom Jardim está situado na região sul-sudeste do Estado do Pará, a sul da localidade de São Félix do Xingu, próximo à margem direita do Rio Xingu. Apresenta forma sub-circular em planta e sustenta um conjunto de serras arrasadas em suas bordas. É intrusivo em rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, por vezes porfiríticas, da Formação Sobreiro e em arenitos da Formação Triunfo (CPRM/DNPM 1997, Figura 4.1).

4.2 – O GRANITO BOM JARDIM (GBJ)

As rochas que compõem o GBJ ocorrem sob a forma de serras (Figura 4.2), morrotes abaulados, lajeiros (Figura 4.3) e blocos rolados. São constituídas, no geral, por rochas maciças, isotrópicas, de coloração rosada, com textura fanerítica média a grossa e cristais bem desenvolvidos (Figura 4.4), por vezes mostrando orientação causada, provavelmente, por fluxo magmático. Localmente estão presentes veios com centímetros de espessura constituídos mineralogicamente por biotita, quartzo e wolframita, seccionando rochas do GBJ (Figuras 4.5 e 4.6).

Importantes mineralizações de estanho e wolfrâmio estão associadas ao GBJ. Segundo relatório do DNPM, a área mineralizada, com portaria de lavra em nome da Mineração Canopus LTDA, apresentou uma reserva média de minério da ordem de $1.400.000\text{m}^3$. A reserva de Sn é de 1.120 ton de SnO_2 , com teor de $0,512\text{ kg SnO}_2/\text{m}^3$. Além da ocorrência de cassiterita existe extração de wolframita às margens do Rio Xingu. Segundo dados do DNPM, as reservas de aluvião medidas são da ordem de 800.000 m^3 , com teor médio de $0,9\text{ kg WO}_3/\text{m}^3$. Os depósitos de estanho provavelmente estão geneticamente relacionados a rochas de composição granítica ou seus equivalentes vulcânicos. Essas rochas comumente constituem “batólitos compostos” e as mineralizações estariam associadas às fácies mais evoluídas do corpo (CPRM/DNPM 1997). Na área de trabalho foi confirmada a presença de um pequeno garimpo de wolframita e cassiterita denominado de “Pedra Preta”, situado na porção centro-norte do corpo (Figura 4.7).

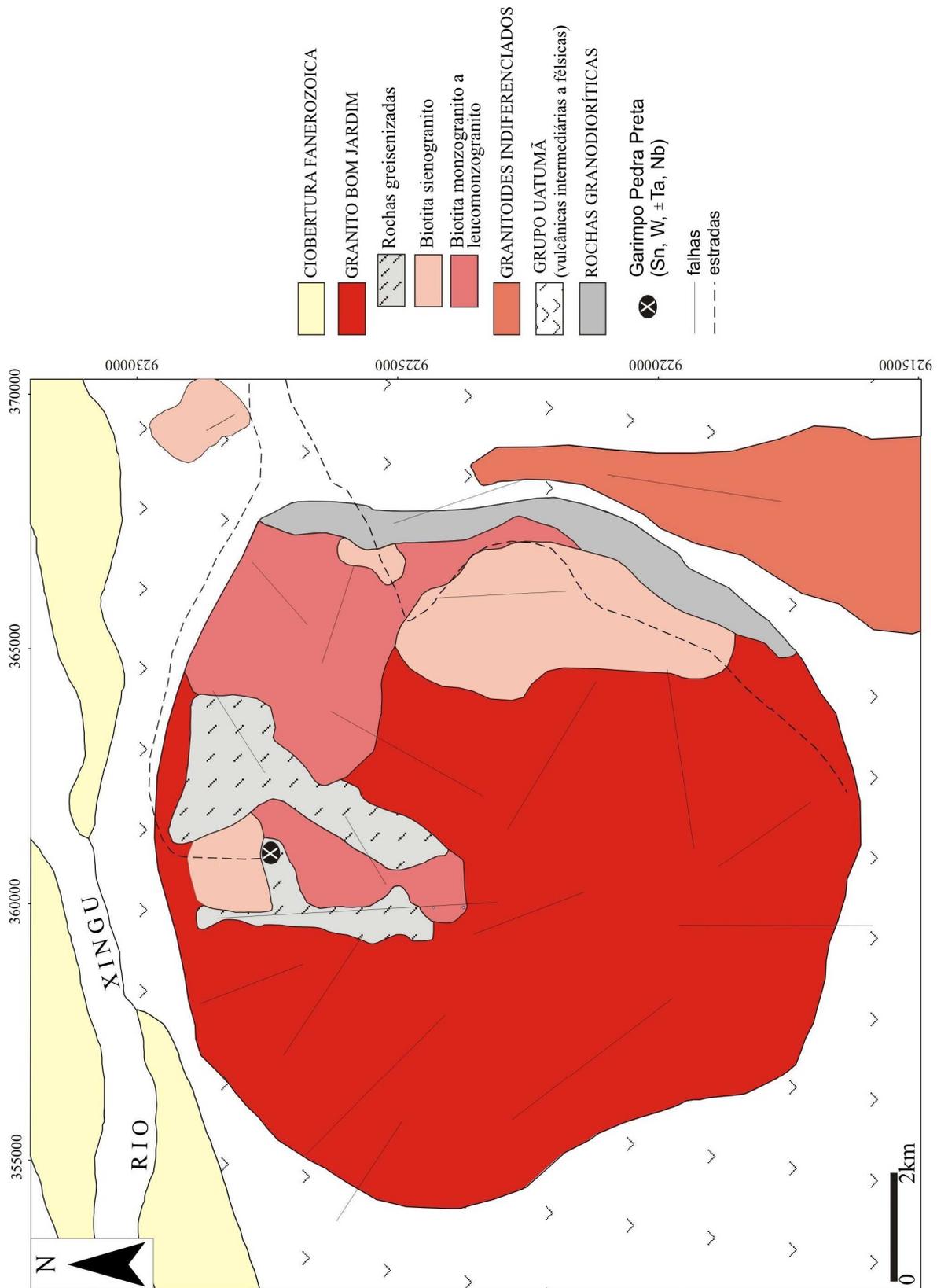


Figura 2 - Mapa geológico do Granito Bom Jardim



Figura 4.2 – Afloramento do GBJ na forma de pequenas serras.



Figura 4.3 – Afloramento do GBJ formando lajeiros



Figura 4.4 – Aspecto macroscópico do GBJ mostrando textura média a grossa com fenocristais rosados de álcali-feldspato e esbranquiçados de plagioclásio.



Figura 4.5 – Ocorrência de veio de biotita e possivelmente, wolframita cortando o GBJ.



Figura 4.6 – Ocorrência de veios de quartzo no GBJ contendo wolframita.



Figura 4.7 – Vista parcial do garimpo de wolframita e cassiterita Pedra Preta, GBJ.

As rochas encaixantes do GBJ são vulcânicas isotrópicas afaníticas, de cor cinza–escura a cinza–esverdeada e rochas vulcânicas rosadas que afloram na área como pequenas serras, morrotes abaulados e blocos rolados (Figuras 4.8 e 4.9). Além dessas, existem ainda rochas vulcânicas porfiríticas ricas em cristais de plagioclásio e de álcali-feldspato, contendo localmente encraves angulosos de rochas vulcânicas de composição andesítica (Paiva Júnior 2006; Figura 4.10).

O GBJ foi estudado preliminarmente por Pinho (2005) através de estudos petrográficos e geocronológicos de parte de sua borda SE. Até então este corpo granítico era apenas citado na literatura, porém considerado como integrante da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, devido sua semelhança macroscópica com outros corpos graníticos pertencentes a esta suíte. Em termos composicionais, o GBJ apresentou composições sienograníticas a monzograníticas, tendo como único mineral varietal a biotita ($M' < 10\%$), demonstrando o caráter extremamente silicoso e evoluído de seu magma gerador. A idade Pb–Pb em zircão de 1867 ± 1 Ma (Pinho 2005), semelhante à de outros maciços graníticos especializados agrupados na Suíte Intrusiva Velho Guilherme, somada às características petrográficas preliminares, sugerem que o mesmo faz parte daquela suíte intrusiva (Teixeira 1999).



Figura 4.8 – Afloramento de rochas vulcânicas encaixantes do GBJ.



Figura 4.9 – Afloramento de rochas vulcânicas na forma de blocos, encaixantes do GBJ.



Figura 4.10 – Rochas vulcânicas porfíricas encaixantes do GBJ, mostrando a presença de encraves andesíticos no seu interior.

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA

5.1 – INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos constaram inicialmente da descrição macroscópica das amostras coletadas durante o mapeamento. Destas, foram selecionadas setenta e cinco para a confecção de lâminas polidas e realização de estudos em microscópio convencional e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Para as análises modais, realizadas em trinta e quatro lâminas representativas das diferentes fácies identificadas no GBJ, utilizou-se um contador de pontos eletrônico da marca Swift, sendo computados em média 1800 pontos para cada lâmina. Além dessas foram estudadas, embora não tenham sido realizadas análises modais, seis lâminas de rochas greisenizadas interpretadas como a fácies mais evoluída do corpo e comumente associada às rochas sienograníticas.

Adotou-se para classificação e nomenclatura dessas rochas as recomendações de Streckeinsen (1976) e Le Maitre (2002). Os diagramas Q–A–P e Q–(A+P)–M' correspondentes são apresentados na Figura 5.1 e os dados modais na Tabela 5.1. Constata-se que a maioria das rochas estudadas ocupa o campo dos sienogranitos e monzogranitos (doze e dezesseis amostras, respectivamente), com seis amostras situando-se no campo dos granodioritos. Com base em diferenças mineralógicas, texturais e composicionais foram individualizadas quatro fácies petrográficas no GBJ: 1) Biotita monzogranito (BMzG); 2) Biotita leucomonzogranito; 3) Biotita sienogranito (BSG) e Rochas greisenizadas (RG). Foram estudadas ainda, rochas granodioríticas que afloram na borda sudeste do corpo, interpretadas inicialmente como uma fácies menos evoluída. Entretanto, os dados químicos (ver adiante) mostraram um comportamento distinto das demais rochas, sugerindo que as mesmas não fazem parte do corpo Bom Jardim. A transição entre essas fácies se dá de modo gradual e é comandada principalmente por variações acentuadas nos conteúdos de minerais máficos e nas razões P/A (plagioclásio/álcali-feldspato), as quais tendem a diminuir no sentido BMzG–BLMzG–BSG (Tabela 5.1).

No diagrama Q–(A+P)–M' (Figura 5.1) percebe-se o caráter hololeucocrático a leucocrático da maioria das amostras estudadas, com vinte amostras apresentando conteúdos de minerais máficos (M') entre 1 e 5% e oito amostras entre 6 e 10%. As rochas granodioríticas associadas mostram conteúdos de máficos entre 15 e 24% (Tab. 5.1).

Tabela 5.1 - Análises modais das rochas do Granito Bom Jardim e de rochas granodioríticas associadas

AMOSTRAS MINERAL (%)	ROCHAS GRANODIORÍTICAS (RGRD)												FÁCIES BIOTITA MONZOGRANITO (BMZG)												FÁCIES BIOTITA LEUCOMONZOGRANITO (BLMZG)											
	Rochas Granodioríticas (RGRd)												Fácies Biotita monzogranito (BMzG)												Fácies Biotita leucomonzogranito (BLMzG)											
	SAL 36A	SAL 36D	SAL 36E	SAL 40A	SAL 40B	SAL 41	SAL 28	SAL 29	SAL 32	SAL 35	SAL 42	SALSAL 60	SALSAL 62	SALSAL 72B	SAL 56	SAL 57	SAL 60A	SAL 70B	SAL 72	SAL 118	SAL 119	SAL 124														
Quartzo	16,5	19,5	20,4	18,2	20,1	15,5	27,50	36,4	33,9	40,3	35,6	34,5	42,9	36,7	32,8	53,5	28,3	51,8	35,9	24,7	43,7	48,2														
Álcali-feldspato	16,4	15,4	16,7	15,6	16,2	11,7	39,10	30,6	31,4	28,8	32,3	27,7	26,9	33,6	34,4	25,1	41,4	24,0	31,4	33,9	25,1	24,3														
Plagioclásio	39,9	45,5	44,8	45,6	48,5	49,0	22,50	25,3	27,6	23,5	28,6	25,2	23,9	23,4	28,6	20,1	28,2	16,8	29,4	39,1	26,9	23,5														
Anfíbolio	9,5	7,6	6,0	4,3	18,5												1,4																			
Biotita	5,9	2,8	3,2	0,4	0,7	1,80	1,8	1,4	1,6	0,5	3,5	0,3		1,2	0,6				1,0	0,2	0,6															
Opacos	5,3	4,6	3,7	3,9	3,2	3,6	1,60	0,8	0,4	0,7	0,9	1,0		0,2	0,4	0,6	0,2	0,8	0,3	0,6	0,3															
Apatita	0,7	0,2	0,4	0,4	0,5	0,10	0,6	0,7	0,4					0,3			0,70	0,6	0,4	0,8	0,6															
Acessórios	3,2	0,7	0,9	0,4	0,6	0,0	2,50			0,0	0,0	0,9	1,0	0,2	0,3		0,2	0,5	0,4		0,6															
Clorita	8,5					6,2	5,9	0,9	3,40	0,5	0,8	0,4	1,7	0,6			0,8	1,4		0,6	1,1															
Fluorita						0,1	0,3	0,1									1,2				0,3															
Topázio																	1,1																			
Sericita/muscovita	3,2	0,8	1,2	2,1		0,60	1,9	2,1	2,4	4,3	0,8	0,6	0,6	0,6			1,80			2,1	0,5															
Mica branca						0,8		1,1	0,7	0,8	0,4	3,8	1,3	4,0	1,7		0,9			0,2																
Epidoto	0,4	1,0	1,1	1,2		0,90																														
Albita										0,9	0,7	0,7	3,0	0,7																						
Total Máficos (M)	27,2	19,6	18,1	20,6	15,2	23,8	10,90	7,70	7,10	7,10	3,50	12,60	6,3	6,3	4,2	1,3	2,1	7,40	3,3	2,3	4,30	4,0														
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100														
A 100%																																				
Q (quartzo)	23	24	25	23	24	21,0	31	39	36	44	37	39	44	39	34	54	29	57	37	26	46	50														
A (Álcali-feldspato)	22	19	20	20	19	15,0	44	33	34	31	33	32	31	36	36	25	42	25	32	35	26	25														
P (plagioclásio)	55	57	55	57	57	64,0	25	28	30	25	30	29	25	25	30	21	29	18	31	39	28	24														
Q	17	20	21	19	20	16	28	37	35	42	35	36	43	37	33	54	28	53	36	25	45	49														
A+P	59	61	62	63	65	61	62	57	61	54	61	55	51	57	64	45	70	42	61	73	54	48														
Máficos (M')	24	19	17	18	15	24	10	6	4	4	4	9	6	6	3	1	2	5	3	2	1	3														
P/A	2,43	2,95	2,68	2,92	2,99	4,19	0,58	0,83	0,88	0,82	0,89	0,91	0,89	0,70	0,83	0,80	0,68	0,70	0,94	1,15	1,07	0,97														
Total de pontos	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800														

Acessórios: Titanita+rutilo+zircão+allanita+óxido de ferro P/A = Plagioclásio/Álcali-feldspato

Tabela 5.1- Cont.

MINERAL	Granito Bom Jardim													
	Fácies Biotita sienogranito (BSG)													
AMOSTRAS	SAL-22	SAL-24A	SAL-25	SAL-27	SAL-49	SAL-64A	SAL-65	SAL-73B	NC-BJ-121	NC-BJ-122	NC-BJ-123	NC-BJ-125		
Quartzo	42,20	41,8	43,0	24,20	33,6	31,30	39,20	29,0	33,70	33,40	28,60	47,40		
Álcali-feldspato	34,10	34,4	36,5	55,80	45,0	44,80	36,33	40,9	52,10	45,20	44,70	34		
Plagioclásio	16,10	18,0	18,0	14,90	17,5	14,00	20,08	18,6	11,20	16,40	24	11		
Anfíbólio														
Biotita				1,20			1,3	0,1		2,20	0,70	3,50		
Opacos	0,30	1,3	0,5	0,40		1,20	2,10		1,0	1		1,50		
Apatita						0,30	0,40							
Acessórios	0,10	1,2	0,0	0,50	0,0	0,30		1,9	0,0	0,20	0,0	0,0		
Clorita	1,40	1,9	0,8	2,0	0,7	3,20	0,40			0,80	0,70	1,70		
Fluorita	0,20		0,6			0,80								
Topázio				0,1										
Sericita/muscovita	2,30	0,5	0,7	0,9	3,0	1,60		1,5	2,0	0,60	1,30	0,90		
Mica branca	1,80							5,0%						
Epidoto	1,50	0,9	0,3			0,50				0,20				
Albita						2,10	0,30	2,5						
Total Máficos (M)	7,6	5,8	2,9	5,1	3,7	10,0	4,5	11,0	3,0	5,0	2,7	7,6		
Total	100%	100%	100%	100,0%	100%	100%	100%	100%	100,0%	100%	100%	100%		
A 100%														
Q (quartzo)	46	44	44	25	35	35	41	32	35	35	29	51		
A (Álcali-feldspato)	37	37	37		47	50	38	48	53	48	46	37		
P (plagioclásio)	17	19	19	16	18	16	21	20	12	17	25	12		
Q	44	42	43	25	35	32	39	30	35	34	29	48		
A+P	51	53	55	71	64	60	57	61	64	62	70	45		
Máficos (M')	5	5	2	4	1	8	4	9	1	4	1	7		
P/A	0,47	0,52	0,49	0,27	0,39	0,31	0,55	0,45	0,21	0,36	0,54	0,32		
Total de pontos	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800	1800		

Acessórios: Titanita+rutilo+zircão+allanita+óxido de ferro

O aumento gradual nos conteúdos modais de quartzo, somados à diminuição nos conteúdos de minerais máficos e das razões P/A no sentido das fácies mais evoluídas, sugere que a diferenciação magmática foi responsável pela evolução das diferentes fácies do GBJ. Variações faciológicas dessa natureza são descritas em outros granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002a) e em granitóides da Suíte Jamon (Oliveira 2001, 2005, Almeida 2005, Dall’Agnol *et al.* 2005).

Considerando-se que as fases minerais associadas ao estágio de alteração tardí-a pós-magmático são expressivas em determinadas amostras do GBJ, procurou-se quantificar com análises modais a contribuição dos minerais formados nesse estágio. Assumiu-se as associações albita, sericita ± muscovita, clorita ± fluorita ± epidoto ± topázio ± minerais opacos e argilominerais como as mais representativas desse estágio. Nas amostras mais intensamente alteradas, representadas pelas rochas sienograníticas e greisenizadas, observam-se quantidades expressivas de albita, sericita, clorita, muscovita, fluorita e topázio, bem como a presença de cassiterita, wolframita e columbita. Tais minerais estariam relacionados a processos de alteração ocorridos, muito provavelmente, no estágio tardí a pós-magmático, o qual culminou com a greizenização de porções apicais do corpo Bom Jardim.

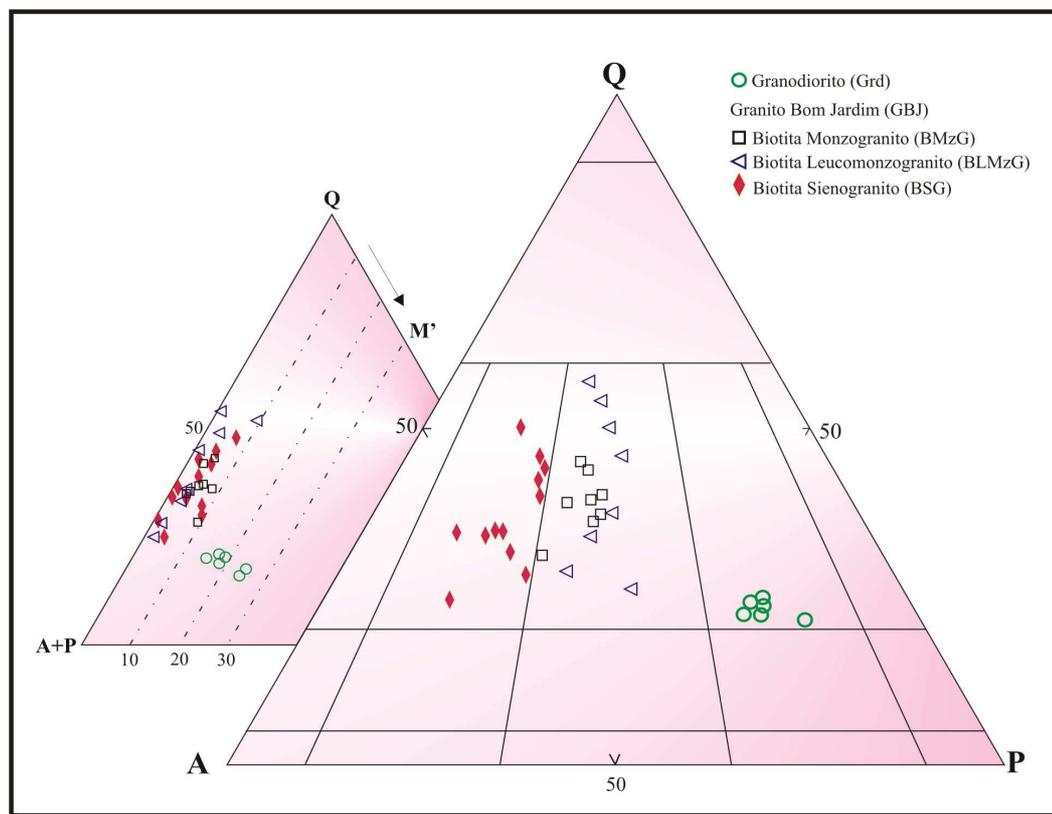


Figura 5.1 – Diagrama QAP e Q-A+P-M' (Streckeisen 1976) para rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas. Q= Quartzo; A= Álcalis Feldspato; P= Plagioclásio; M' = Minerais máficos (exceto apatita e sericita/muscovita).

5.2 - ASPECTOS TEXTURAIS

5.2.1. Granito Bom Jardim

5.2.1.1. Fácies Biotita Monzogranito (BMzG)

Macroscopicamente as rochas dessa fácies apresentam estrutura maciça isotrópica, textura fanerítica média a grossa e coloração rosada; Mineralogicamente são constituídas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (Figura 5.2A). Ao microscópio exibem textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa (Figura 5.2B). São constituídas essencialmente de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, sendo a biotita o máfico dominante. O anfibólio é raro. Como minerais acessórios ocorrem opacos, allanita, zircão, apatita e titanita. A clorita é o principal produto secundário, além de sericita/muscovita (Figura 5.2C), epidoto, albita e fluorita.

O feldspato potássico ocorre segundo 3 tipos: O Fk1 como fenocristais anédricos fortemente alterados para argilo-minerais, denotando aspecto “turvo” em luz natural e com minerais opacos associados. Representa o tipo dominante. Há inclusões de pseudomorfos de plagioclásio no interior dos fenocristais de FK1. Desenvolve contatos irregulares e, por vezes, interpenetrantes entre si e com o plagioclásio. É pertítico, caracterizando-se pelo desenvolvimento de intercrescimentos de exsolução (*strings perthites*) e de substituição (*chess-board*; Figura 5.2D). Maclas estão ausentes ou mascarados pelas texturas de intercrescimento e alteração. Apresentam inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, minerais opacos e apatita (Figura 5.2E). Algumas vezes mostra fraturas preenchidas por óxido e/ou hidróxido de ferro. O Fk2 ocorre como cristais anédricos, de granulação média, contendo inclusões de quartzo e plagioclásio, algumas vezes com biotita associada (Figura 5.2F). Apresenta contatos irregulares na maioria das vezes com outras fases minerais. O Fk3 ocorre como intercrescimentos granofíricos junto ao quartzo.

O plagioclásio apresenta-se em 3 tipos texturais: O Pl1 ocorre como cristais subédricos de granulação média a grossa, embora possam ocorrer grãos mais finos, principalmente na forma de agregados, juntamente com biotita, quartzo 2, minerais opacos, apatita e fluorita; apresenta-se sericitizado preferencialmente no núcleo dos cristais (Figura 5.2G), mostrando, por vezes, inclusões de quartzo, biotita e feldspato potássico. Desenvolve contatos geralmente retos entre si e irregulares com outras fases minerais. O Pl2 ocorre como finos cristais subédricos, bastante alterados para sericita e desenvolvendo contatos irregulares. O Pl3 corresponde às lamelas de albita (Figura 5.2H), identificadas como intercrescimentos de exsolução no Fk1.

O quartzo ocorre em pelo menos 4 formas. O Qz1 apresenta-se como fenocristais anédricos a subarredondados (Figura 5.2I), fraturados e com contatos na maioria das vezes interpenetrantes entre si. O Qz2 forma agregados de cristais anédricos de granulação média em íntima associação com biotita, minerais opacos, epidoto e fluorita. Algumas vezes apresenta inclusões de plagioclásio; desenvolve contatos na maioria das vezes irregulares e localmente retos. O Qz3 apresenta-se como finos cristais anédricos ao redor de fenocristais de feldspato potássico (Fk1). O Qz4 é representado por finos cristais que constituem os intercrescimentos granofíricos juntamente com o Fk.

Os cristais de biotita são anédricos e de granulação fina a média. Apresentam inclusões de zircão, comumente com halos de alteração. Encontram-se na maioria das vezes fortemente

cloritizados ou desenvolvendo nos seus planos de clivagem epidoto, fluorita, titanita e minerais opacos (Figura 5.2J). Algumas vezes ocupam os espaços entre outros minerais como, por exemplo, quartzo e feldspato potássico, evidenciando uma fase mineral tardia. Localmente observa-se fengita associada à fluorita. Cristais mais desenvolvidos desta mica também ocorrem na forma anédrica, possuindo extinção reta e cor de interferência alta. Em luz natural são incolores e desenvolvem um leve pleocroísmo variando de amarelo pálido a incolor.

Os minerais acessórios, apatita, opacos, titanita, allanita e zircão associam-se, preferencialmente, às fases máficas. A apatita costuma ocorrer como finos grãos euédricos a subédricos, ora como cristais alongados ora com formas prismáticas hexagonais. Os minerais opacos mostram-se segundo dois tipos, os quais possuem aspectos morfológicos, texturais e genéticos distintos: Op1 corresponde a uma fase primária como agregados de cristais geralmente subédricos associados à apatita e/ou inclusos na biotita, Pl1 e Qz1. Op2 está representado por grãos anédricos ocorrendo juntamente com epidoto+fluorita+muscovita associados a cloritização da biotita. Dispõem-se preferencialmente ao longo dos planos de clivagem da mesma. A titanita, pouco freqüente, forma grãos subédricos a anédricos, ora em seu hábito característico, ora como cristais prismáticos alongados. A allanita forma cristais subarredondados com núcleo corroído e fraturado (Figura 5.2K). O zircão ocorre como minúsculos cristais euédricos a subédricos relacionados às fases micáceas.

Os produtos de alterações tardia- a pós-magmáticos estão relacionados principalmente à desestabilização a feldspato e biotita. Associados à alteração do Pl1, o par sericita±muscovita e o Fk2 representam os principais produtos de alteração dessas rochas. Sericita±muscovita ocorrem como finas lamelas preferencialmente nas zonas mais centrais dos cristais de Pl1, evidenciando um zoneamento normal (Smith 1974; Figura 5.2L), geralmente acompanhadas de epidoto. Ocorrem ainda, subordinadamente, como manchas (*patch zones*) em cristais irregularmente zonados.

Epidoto e fluorita ocorrem como finos cristais anédricos associados à biotita cloritizada e a minerais opacos. A fluorita mostra coloração lilás em luz natural (Figura 5.2M). Os argilo-minerais estão restritos à alteração do feldspato potássico, formando nuvens superpostas ao mesmo e impondo-lhes um aspecto “turvo”.

A albita tardia, bastante expresiva nessas rochas, costuma ocorrer segundo seis variedades distintas, excetuando-se a albita de textura peritítica. Os tipos reconhecidos mostram-se

preferencialmente associados ao Fk2 e aos P11 e P12 e foram classificados como: 1) bordas albíticas desenvolvidas entre grãos de Fk2 (*swapped rims*; Figura 5.2N); 2) bordas albíticas associadas ao P11 (*albite rims*); 3) agrupamentos de cristais de albita com formas de “dedos” e “mãos” que se dispõem como “invasores” dos cristais de feldspato potássico, a partir de uma borda ou do contato entre dois grãos da mesma espécie (Figura 5.2O); 4) franjas albíticas intergranulares desenvolvidas entre dois cristais de feldspato potássico, mas com eixos óticos invertidos em relação ao cristal adjacente (“coroas trocadas”); 5) albita *chess-board* (Figura 5.2P); 6) bordas albíticas com intercrescimentos de quartzo, associadas ao plagioclásio (*myrmekites rims*).

5.2.1.2. Fácies Biotita Leucomonzogranito (BLMzG)

Os BLMzG assemelham-se a variedade anteriormente descrita, apresentando características macro e microscópicas semelhantes, porém com conteúdo de minerais máficos, no geral, inferior (Tabela 5.1).

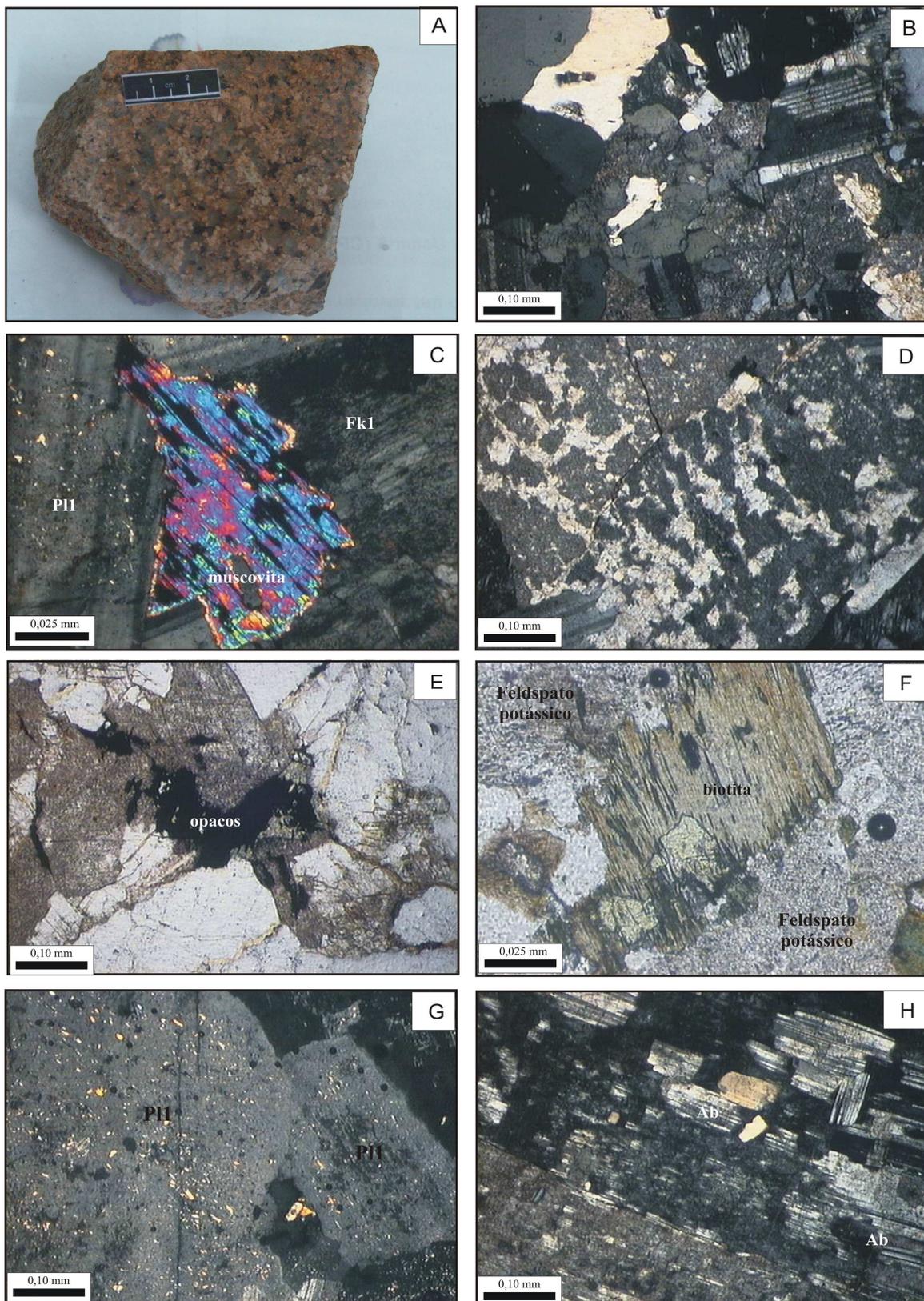


Figura 5.2 - Fácies biotita monzogranito (BMzG): A) aspecto textural mesoscópico; B) Aspecto textural microscópico; C) Cristal de muscovita representando produto de alteração de Fk1; D) Cristal de Fk1, com pertitas do tipo “strings perthites”; E) Ocorrência de minerais opacos associados a Fk1; F) Ocorrência de biotita, com borda corroída e alterada, associada a Fk1; G) Cristal de Pl, sericitizado; H) Lamelas de albita identificadas como intercrescimentos de exsolução no Fk1. (Fotomicrografias: E e F - luz natural; B, C, D, G e H - nicóis cruzados)

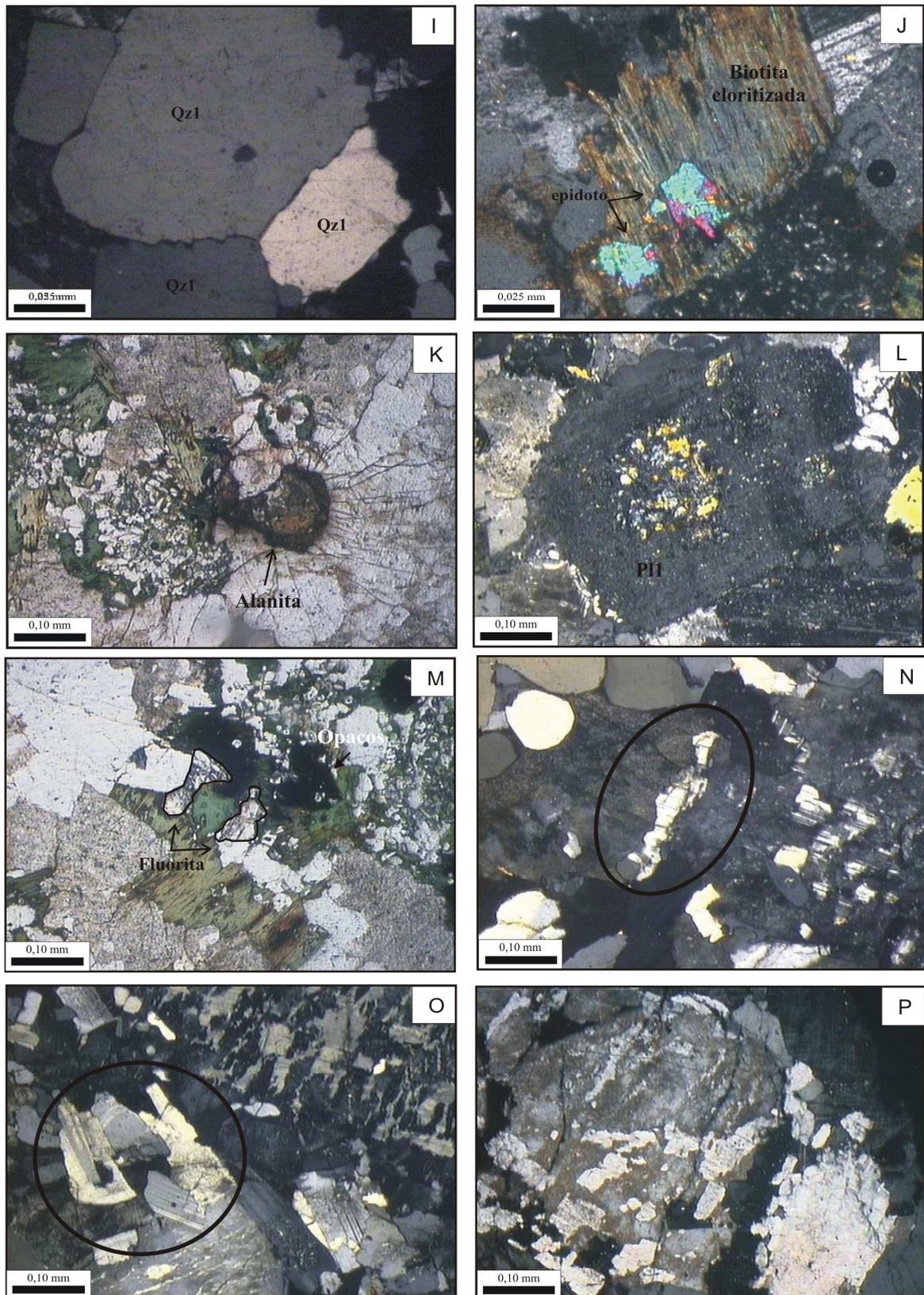


Figura 5.2 - Fácies biotita monzogranito (BMzG): I; I) detalhe mostrando contato entre cristais de quartzo; J) Biotita cloritizada com epidoto associado; K) Cristal subarredondado de allanita; L) Cristal de plagioclásio saussuritizado principalmente na sua porção central (zoneamento normal); M) Cristais de fluorita associados a biotita, clorita e minerais opacos; N) bordas albiticas desenvolvidas entre grãos de Fk2 (*swapped rims*); O) albitas com formas de “dedos” e “mãos”; P) bordas albiticas associadas ao P11 (*albite rims*). (Fotomicrografias K e M - luz natural; I, J, L, N, O e P - nicóis cruzados).

5.2.1.3. Fácies Biotita Sienogranito (BSG)

Os BSG apresentam textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa e coloração variável desde rosa-claro a rosa, fenocristais de quartzo e feldspato potássico, e raros minerais opacos (Figura 5.3A). Microscopicamente apresentam textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa e feldspato potássico, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais. A biotita é o único mineral máfico presente (Figura 5.3B). Como minerais acessórios ocorrem opacos, apatita, titanita, allanita e zircão. As fases secundárias relacionadas a processos de alteração tardia a pós-magmática estão representadas por sericita-muscovita, clorita intimamente associada à biotita, argilo-minerais, albita, minerais opacos, fluorita, fengita e epidoto.

O feldspato potássico (Fk) apresenta-se em dois tipos: Fk1, ocorrendo como fenocristais geralmente anédricos. Desenvolve contatos irregulares, por vezes, interpenetrantes, principalmente entre si e com o plagioclásio. É invariavelmente pertítico, caracterizando-se pelo desenvolvimento de intercrescimentos de exsolução (*string*, Figura 5.3C) e de substituição (“bandas” e *chess-board*, Figura 5.3D). Geralmente as maclas estão ausentes ou mascaradas por texturas de intercrescimentos. Entretanto, localmente observa-se textura do tipo xadrez, característica da microclina. À luz natural mostra aspecto “turvo”, decorrente, ao que tudo indica, de alterações pós-magmáticas para argilo-minerais. Pode exibir inclusões de quartzo, plagioclásio e minerais opacos. Na maioria das vezes, os grãos exibem bordas irregulares, desenvolvendo cristais de albita (Figura 5.3E). Fraturas preenchidas por óxido-hidróxido de ferro aparecem localmente. O Fk2 representa o tipo mais comum e é formado pela substituição do P11, evidenciado pela presença de “fantasmas” em seu interior (Figura 5.3F). Ocorre como cristais finos anédricos a subédricos de granulação média. Costuma estar parcialmente alterado para argilo-minerais. Alguns cristais apresentam inclusões de zircão, minerais opacos, quartzo e plagioclásio. As maclas são mascaradas pela alteração, porém localmente observa-se maclas do tipo Carlsbad. Desenvolve contatos retos entre si e por vezes irregulares com outras fases minerais. Entre os cristais de feldspato potássico ocorre quartzo intersticial e nas bordas albita intergranular (*swapped rims*) e “coroas trocadas” (Figura 5.3G e 5.3H).

O plagioclásio foi identificado em pelo menos três tipos texturais: P11 como cristais de granulação média a grossa, forma anédrica, fortemente sericitizado, sobretudo na porção central dos grãos. A macla albita é comum, embora estejam mascaradas em alguns cristais devido à

alteração; há ocorrência de inclusões de biotita, apatita e zircão (Figura 5.3I), e opacos, além de “fantasmas” de plagioclásio. Alguns cristais apresentam-se zonados e exibem alteração para epidoto. Localmente o Pl1 mostra-se substituído por Fk2. Desenvolve contatos retos, interpenetrantes e, por vezes, irregulares com outras fases minerais. O Pl2 apresenta granulação fina à média, forma anédrica a subédrica e contatos irregulares, por vezes retos; muitas vezes formam agregados juntamente com o quartzo. É nítida a presença de maclas, predominando as do tipo albita e albita-carlsbard (Figura 5.3J). O Pl3 corresponde a finos cristais de albita intercrescidos no feldspato potássico.

Dois tipos texturais de quartzo foram identificados: Qz1 apresenta-se, em geral, como cristais anédricos e subarredondados, com granulação média a grossa, desenvolvendo contatos interpenetrantes entre si e irregulares com outras fases minerais (Figura 5.3K); mostra-se geralmente fraturado, com forte extinção ondulante e pode exibir inclusões de minerais opacos, apatita e biotita. São comuns feições de reabsorção. O Qz2 ocorre como finos cristais anédricos em íntima associação com biotita, minerais opacos, epidoto e fluorita formando agregados e, por vezes, aparece disperso na lâmina; apresenta-se pouco fraturado e com extinção ondulante. Desenvolve bordas corroídas e contatos irregulares a interpenetrantes.

A biotita apresenta-se geralmente como finos cristais anédricos a subédricos fortemente alterados para clorita (Figura 5.3L) e epidoto; mostra cor amarelo claro e fraco pleocroísmo, inclusões de zircão e minerais opacos, estes últimos desenvolvendo-se ao longo de suas clivagens (Figura 5.3M). Localmente mostra-se quase totalmente substituída por minerais opacos. Desenvolve-se, às vezes, nos espaços entre os grãos das outras fases minerais, tais como quartzo e plagioclásio, indicando seu estágio tardio; às vezes ocorre como inclusão nos Pl1 e Pl2.

A clorita, principal fase secundária, desenvolve-se ao longo das clivagens juntamente com minerais opacos (Figura 5.3N).

A fengita ocorre como finos cristais e mostra forte pleocroísmo variando de amarelo pálido a verde. Possui inclusões de zircão e allanita. Em alguns cristais é possível identificar minerais opacos e epidoto desenvolvidos ao longo das clivagens. (Figura 5.3O)

Os minerais acessórios titanita, apatita, zircão, opacos e allanita associam-se preferencialmente à fase máfica e como inclusões no quartzo (Figura 5.3P). A titanita é, de modo geral, pouco freqüente e ocorre como cristais prismáticos alongados em íntima associação com a biotita cloritizada. A apatita costuma ocorrer como finos grãos euédricos a subédricos, ora como

cristais alongados ora prismáticos hexagonais inclusos na biotita e plagioclásio e, mais raramente, em outras fases minerais. Os cristais de zircão são abundantes e predominantemente subédricos; por vezes estão zonados e comumente inclusos em cristais de biotita e clorita. Os minerais opacos ocorrem segundo dois tipos. Op1, como cristais anédricos dispostos ao longo das clivagens da biotita. Op2, cristais subédricos ocorrendo como inclusões nas outras fases minerais. A allanita forma cristais médios subédricos de coloração castanha em luz natural e localmente associada à clorita. Os cristais de fluorita são anédricos e algumas vezes associados à biotita e opacos.

Os produtos de alteração mostram-se relacionados principalmente à desestabilização das fases feldspáticas e da biotita e estão representados pela associação sericita-muscovita-clorita. O par sericita-muscovita representa o principal produto de alteração dessas rochas, ocorrendo como finas lamelas distribuídas preferencialmente nas zonas mais centrais dos cristais de plagioclásio. Os argilo-minerais estão restritos a alteração dos cristais de feldspato potássico, dando-lhes um aspecto “turvo”. A albita tardia é expressiva nessas rochas; ocorre associada ao feldspato potássico, representadas por feições de exsolução dos tipos *chess-board* e *films*; costuma ocorrer também como bordas albíticas desenvolvidas entre grão de feldspato potássico (*swapped rims*) e franjas albíticas intergranulares desenvolvidas entre dois cristais de feldspato potássico (“coroas trocadas”).

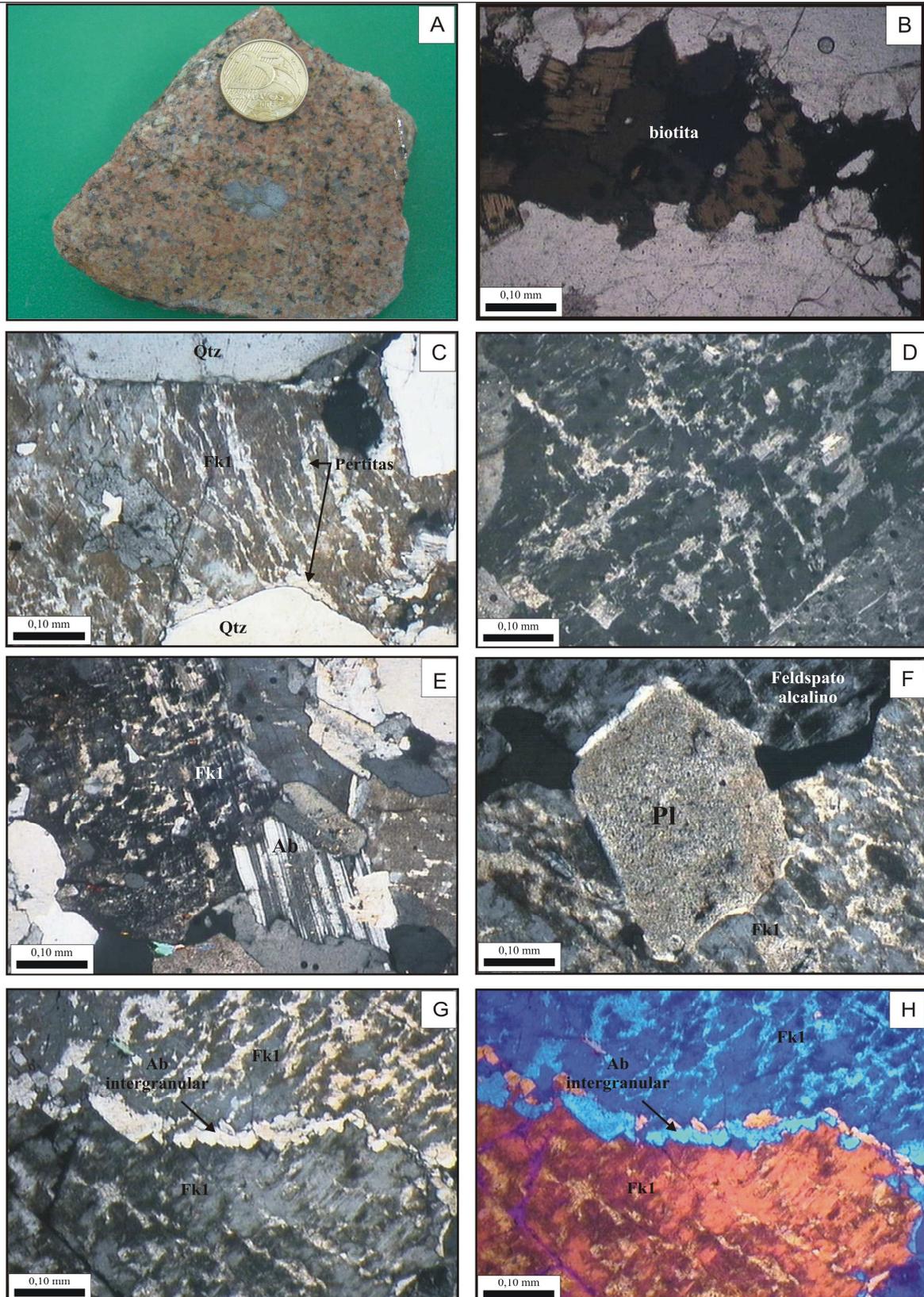


Figura 5.3 - Fácies biotita sienogranito (BSG): A) Aspecto textural mesoscópico; B) Ocorrência de biotita tardia entre cristais de quartzo; C) Cristal de Fk1 com perfitas do tipo *string*; D) Cristal de Fk1 com perfitas do tipo *chess-board*; E) Cristal de Fk1 com bordas irregulares com desenvolvimento de albita; F) Detalhe mostrando a presença de "fantasmas" de Pl1 no interior dos megacristais de Fk1; G) Franjas albíticas intergranulares desenvolvidas entre dois cristais de feldspato potássico, mas com eixos óticos invertidos em relação ao cristal adjacente ("coroas trocadas"); H) Idem foto G (analisador). (Fotomicrografias: B - luz natural; C, D, E, F, G e H - nicóis cruzados)

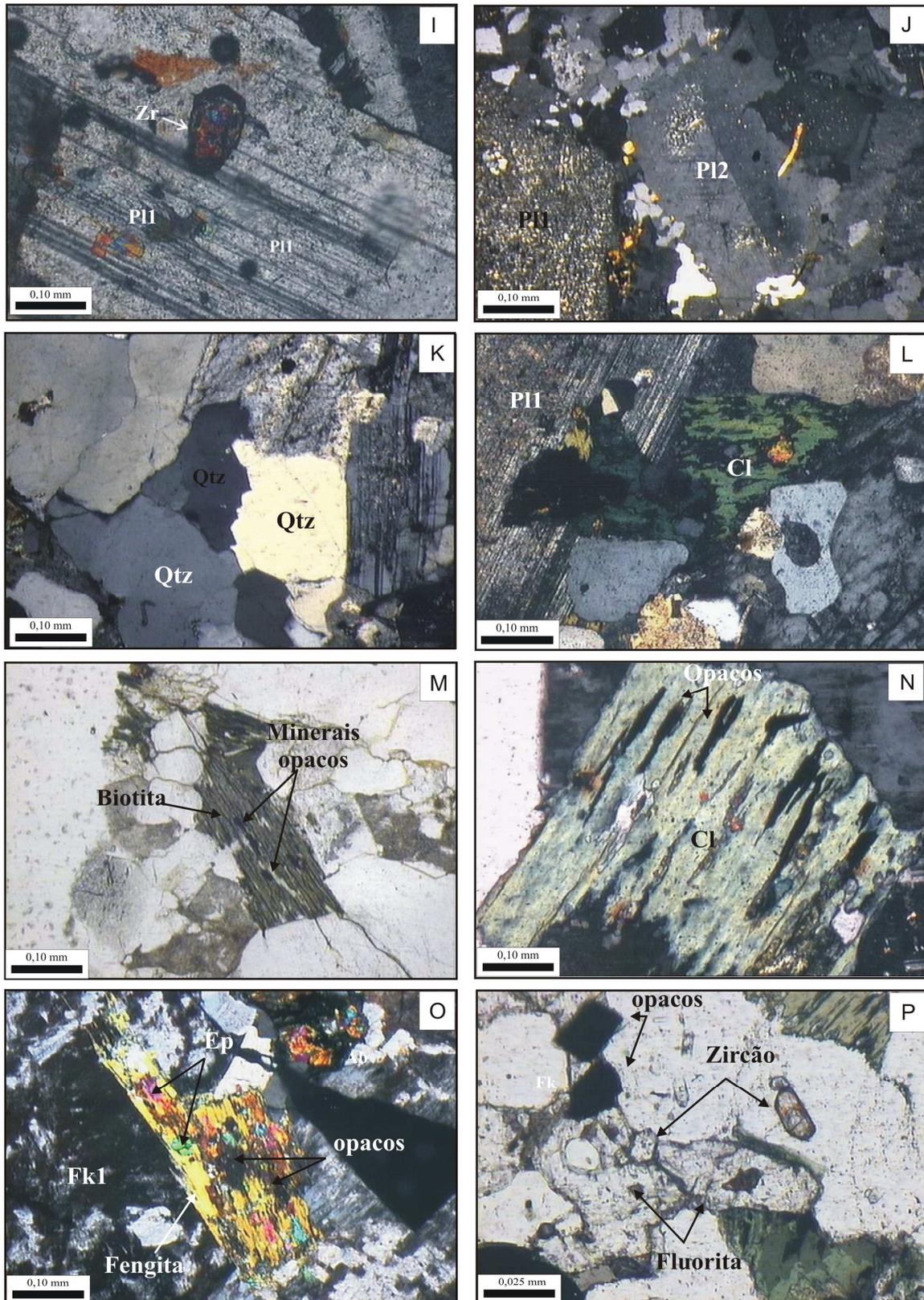


Figura 5.3 - Fácies biotita sienogranito (BSG): I) Inclusão de zircão em cristal de Pl1; J) Cristal de Pl2 mostrando maclas do tipo albita Carlsbard; K) Contatos interpenetrantes entre cristais de quartzo; L) Cristal de biotita totalmente transformada para clorita; M) Cristal de biotita ocupando os espaços entre cristais de diferentes fases minerais indicando seu estágio tardio com presença de minerais opacos desenvolvidos ao longo de suas clivagens; N) Cristal de fengita cloritizado; O) Cristal de fengita alterado para minerais opacos e epidoto; P) Cristais de fluorita, zircão e opacos. (Fotomicrografias: M e P- luz natural; I, J, K, L, N e O- nicóis cruzados;)

5.2.1.4 – Rochas Greizenizadas (RG)

As rochas greizenizadas, ao que tudo indica, encontram-se alojadas em fraturas e/ou falhas das fácies BSG, podendo apresentar-se também como zonas sob a forma de “manchas”, formadas a partir da intensa alteração pervasiva (Taylor & Pollard 1988) de porções dessa fácies granitóide. Nesse último caso, parecem representar um estágio avançado das variedades BSG (Figura 5.4). Foram observados veios métricos de quartzo com sulfetos (pirita) associados e cristais bem desenvolvidos de wolframita e fluorita (Figuras 5.5, 5.6 e 5.7).

Seis amostras de rochas greizenizadas foram estudadas petrograficamente: SAL-66A, SAL-66B, SAL-66C, SAL-68, SAL-100 e SAL-101. Macroscopicamente essas rochas apresentam cor cinza e granulação média (Figura 5.8A). Ao microscópio apresentam textura hipidiomórfica heterogranular e granulação variável, desde fina a grossa (Figura 5.8B). São constituídas essencialmente de quartzo, clorita, siderofilita, topázio e fluorita. Como fases minerais acessórios ocorrem zircão, rutilo, opacos, cassiterita, wolframita, columbita e rara titanita.

Os cristais de quartzo têm forma anédrica a subarredondada e granulação fina a média. Apresentam contatos interpenetrantes entre si e irregulares com outras fases minerais; possuem bordas corroídas e extinção ondulante. Entre os cristais de quartzo desenvolvem-se massas de mica branca com textura radial.

A muscovita, muito freqüente nessas rochas, ocorre como finas lamelas anédricas (Figura 5.8C), raramente subédricas, desde dimensões médias até muito finas, formando agregados complexos junto a clorita, siderofilita, cassiterita, rutilo, titanita e fluorita. A clorita apresenta-se como lamelas anédricas a subédricas de granulação fina a média, por vezes, oxidada. Exibe pleocroísmo moderado, variando de verde-escuro a claro. Mostra-se quase sempre alterada para siderofilita e muscovita. Localmente, tem inclusões de zircão (Figura 5.8D).

A siderofilita apresenta-se comumente associada à fluorita (Figuras 5.8E). Mostra-se também vinculada a muscovita; exibe pleocroísmo fraco variando de amarelo-pálido e marrom-pálido.

Finos cristais anédricos de cassiterita, de cor marrom a caramelada, associam-se a siderofilita e a minerais opacos (Figura 5.8F).

Os cristais de topázio, abundantes nessas rochas, são representados por finos cristais predominantemente subédricos com relevo alto; desenvolvem contatos predominantemente irregulares entre si e estão freqüentemente associados à fluorita e micas (Figura 5.8G).

A fluorita, freqüente nessas rochas, ocorre como cristais anédricos, de granulação fina a média, geralmente associados aos opacos (Figura 5.8H); em luz natural mostra cor lilás característica. O zircão é pouco comum e ocorre como finos cristais subédricos e anédricos inclusos preferencialmente nas micas. O rutilo forma cristais subédricos intimamente associados às micas.



Figura 5.4 – Afloramento de porção greisenizada do GBJ. As rochas de cor cinza são as porções greisenizadas.



Figura 5.5 - Veio métrico de quartzo.



Figura 5.6 – Veio de quartzo com sulfetos (pirita) associados e cristais bem desenvolvidos de wolframita.



Figura 5.7 – Veio de quartzo com fluorita.

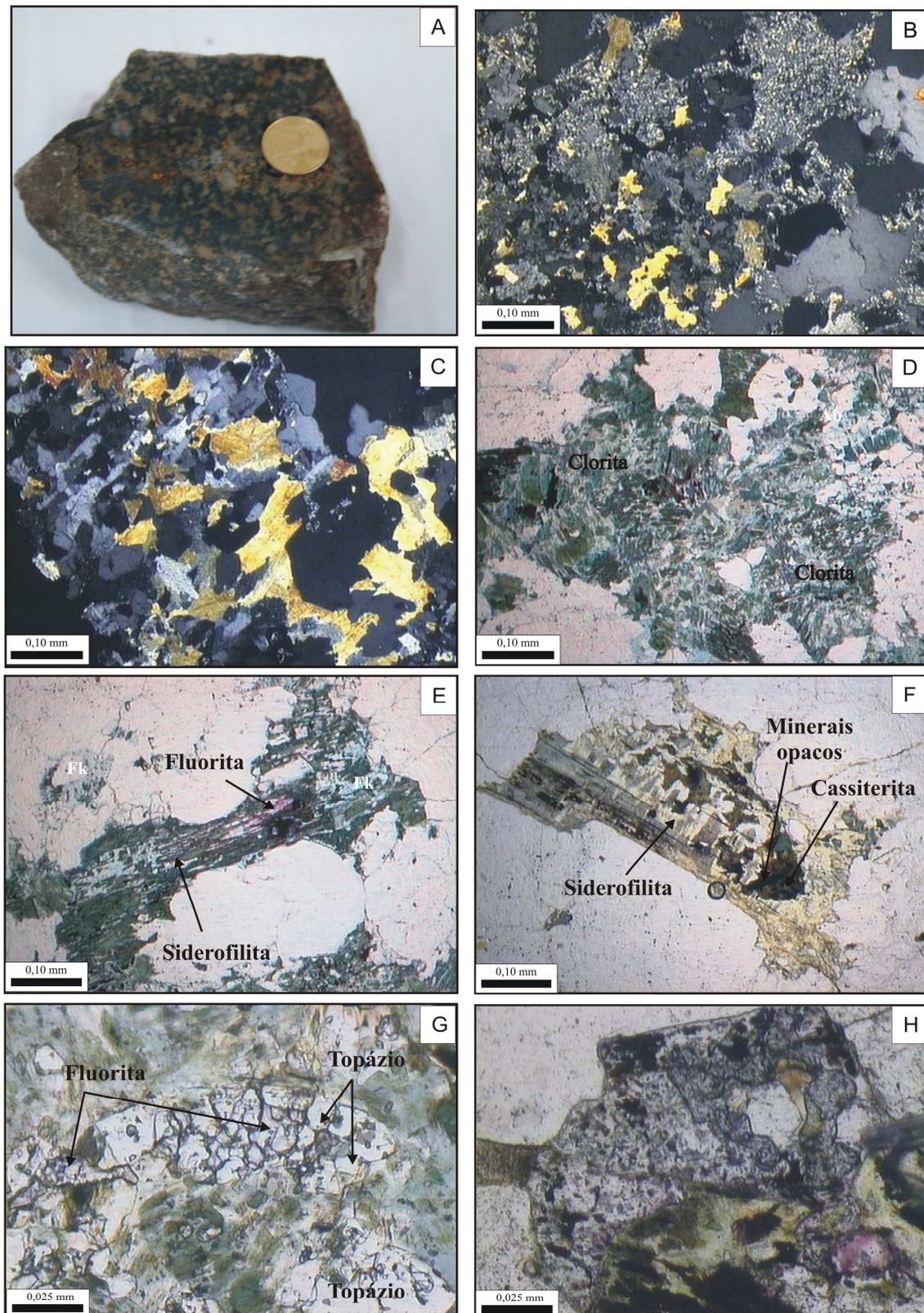


Figura 5.8 - Rochas greisenizadas. A) Aspecto mesoscópico de amostras que representam as porções greinzenizadas do GBJ; B) Aspecto textural microscópico; C) Cristais de muscovita ocorrendo como finas lamelas anédricas; D) Microfotografia mostrando ocorrência de clorita E) Cristal de siderofilita cloritizada com fluorita associada desenvolvendo-se ao longo das clivagens (luz natural); F) Cristal de siderofilita com associação de cassiterita e minerais opacos; G) Agregados de cristais de topázio e fluorita (levemente lilás) associados a clorita; H) Cristal anédrico de fluorita (Fotomicrografias: D, E, F, G e H-luz natural; B e C - nicóis cruzados).

5.2.2 – Rochas Granodioríticas (RGrd)

Essas rochas concentram-se preferencialmente nas porções leste e, subordinadamente, sudeste do corpo. Possuem estrutura maciça, textura fanerítica, são holocristalinas, de cor cinza levemente esverdeada, apresentam granulação fina à média e conteúdos de minerais máficos entre 15 e 24% (Figura 5.9A). No geral, os cristais são inequigranulares e anédricos. O plagioclásio apresenta cor esverdeada, possivelmente em decorrência de alterações para sericita e epidoto.

Microscopicamente a rocha apresenta textura hipidiomórfica heterogranular e granulação predominantemente média (Figura 5.9B). É constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico. Como minerais varietais ocorrem anfibólio e biotita e como acessórios zircão, apatita, titanita e minerais opacos. As principais fases secundárias são representadas por clorita, sericita, epidoto e argilominerais.

O Plagioclásio ocorre em, pelo menos, duas variedades texturais: O P11, representado por cristais anédricos de granulação média, fortemente alterados para sericita, com maclas do tipo albita, porém mascaradas, na maioria das vezes, pela alteração hidrotermal; apresenta localmente feição de *synneusis* (Figura 5.9C). Como inclusões exibem cristais de anfibólio, zircão, biotita e quartzo. Desenvolve contatos irregulares, na maioria das vezes, com outras fases minerais. O P12, representado por finos cristais prismáticos parcialmente alterados para sericita, mostrando algumas fraturas preenchidas por óxidos de ferro. A macla observada é do tipo Albita-Carlsbard. Exibe contatos freqüentemente retos e, mais raramente, irregulares.

Três variedades de quartzo foram identificadas: O Qz1 ocorre como finos cristais subédricos a anédricos, formando agregados e desenvolvendo contatos comumente interpenetrantes entre si (Figura 5.9D). O Qz2 forma cristais intersticiais ocupando os espaços entre os cristais de plagioclásio e feldspato potássico (Figura 5.9E). O Qz3 forma localmente intercrescimentos granofíricos com o FK.

O feldspato potássico está representado por cristais subédricos de granulação média, desenvolvendo pertita do tipo *films* (Figura 5.9F). Encontra-se parcialmente alterado para argilominerais e, algumas vezes, com fraturas preenchidas por óxido de ferro. Localmente, forma intercrescimentos granofíricos com o Qz3 (Figura 5.9G). Apresenta inclusões de quartzo e de finos cristais de anfibólio. Algumas vezes está associado ao plagioclásio e ao quartzo, desenvolvendo intercrescimento com o quartzo ao redor dos cristais mais desenvolvidos de

plagioclásio. As maclas estão mascaradas pela alteração, porém, é possível definir localmente maclas regidas pela lei Albita–Carlsbard. Apresenta contatos, na maioria das vezes, retos entre si e irregulares, principalmente, com o quartzo.

O anfibólio ocorre em maior quantidade que a biotita e está representado por cristais anédricos de granulação média, color verde–clara e com fraco pleocroísmo (Figura 5.9H). Minerais opacos, apatita e finos cristais de biotita ocorrem como inclusões. (Figura 5.9I). Alguns cristais apresentam maclas (Figura 5.9J) e possuem contatos irregulares com outras fases minerais.

A biotita, geralmente cloritizada, forma cristais de granulação fina e hábito tabular e ocorre quase sempre associada ao anfibólio. Apresenta coloração marrom claro com fraco pleocroísmo. A muscovita, de ocorrência localizada, tem hábito lamelar e ocorre geralmente associada a minerais opacos; apresenta coloração clara, porém com cor de interferência forte.

A titanita mostra-se dispersa e em quantidade significativa; está como cristais subédricos de granulação fina e coloração acastanhada; por vezes apresenta inclusões de apatita. Ocorre na maioria das vezes associada a minerais opacos e ao anfibólio (Figura 5.9K). Localmente encontra-se coroando cristais de opacos (Figura 5.9L).

Os minerais opacos ocorrem segundo três tipos: Op1, como cristais subédricos a anédricos de granulação fina, associados ao anfibólio (Figura 5.9M). Op2, formando cristais subédricos de granulação média distribuídos aleatoriamente na rocha. Op3, representado por finas lamelas que ocorrem ao longo da clivagem dos cristais de biotita e/ou associadas ao anfibólio (Figura 5.9N).

A clorita apresenta-se comumente como alteração da biotita e anfibólio onde desenvolve, na maioria das vezes, forma subédrica. Apresenta-se também na forma intersticial, preenchendo os espaços entre os cristais de outras fases minerais; localmente mostra textura radial e forma finas palhetas entrelaçadas ao anfibólio (Figura 5.9O). A clinozoisita, com forte cor de interferência, forma cristais anédricos provenientes da alteração do plagioclásio (Figura 5.9P).

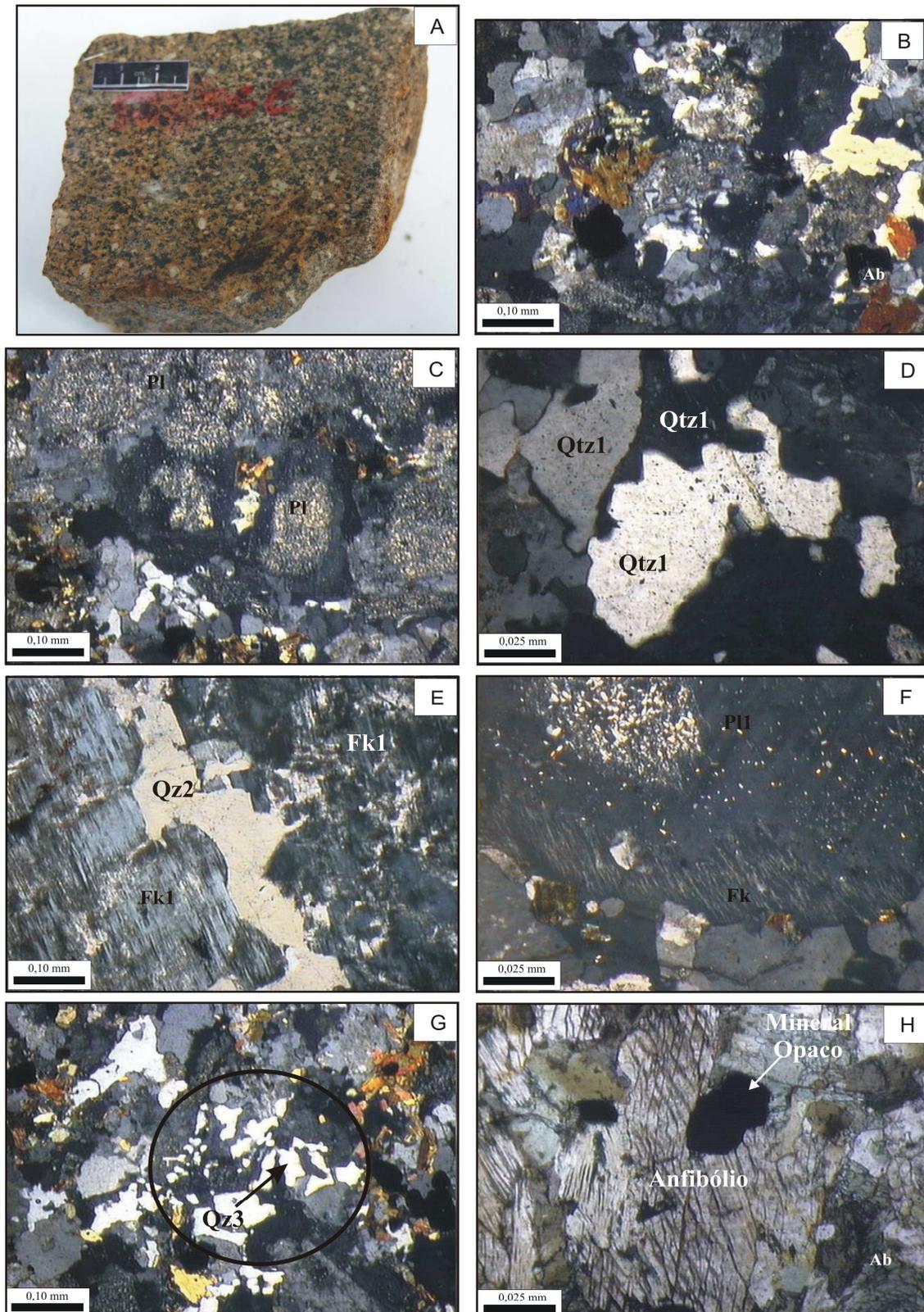


Figura 5.9 - Rochas granodioríticas (RGrd): A) Aspecto textural mesoscópico; B) Aspecto textural microscópico; C) Cristal de plagioclásio sericitizado na porção central (zoneamento normal); D) Contatos interpenetrantes entre cristais de quartzo (Qz₁); E) Quartzo intersticial (Qz₂) entre dois cristais de Fk1 com pertitas do tipo “strings” e “manchas”; F) Plagioclásio sericitizado bordejado por feldspato alcalino que desenvolve pertitas do tipo “films”; G) Intercrescimento granofirico do tipo cuneiforme; H) Cristal de anfibólio mostrando nítidas clivagens e inclusão de minerais opacos. (Fotomicrografias: H- luz natural; B, C, D, E, F e G - nicóis cruzados)

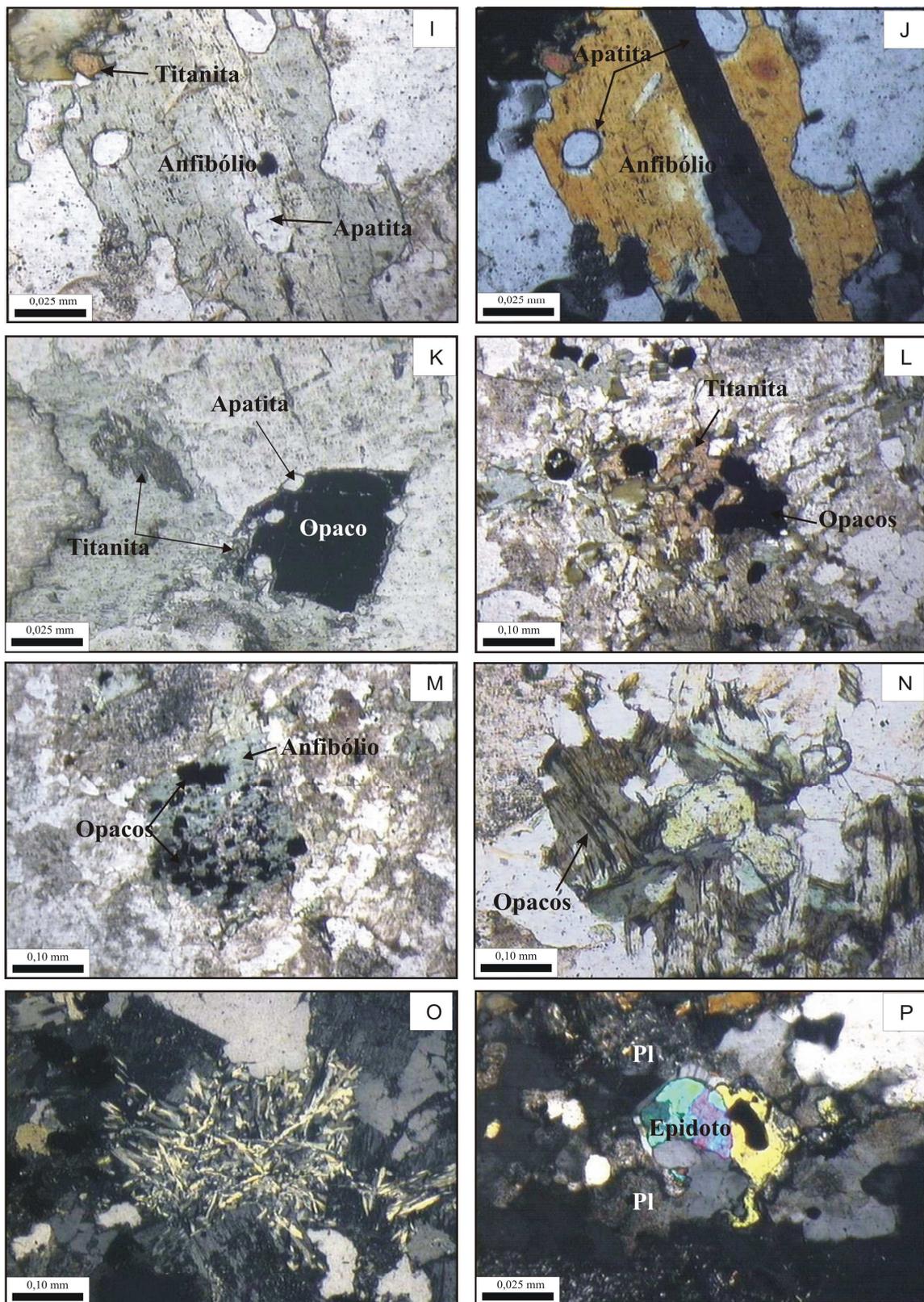


Figura 5.9 - Rochas granodioríticas (RGrd): I) Cristal de anfibólio com inclusão de apatita e mineral opaco; J) Idem figura A, mostrando maclamento no cristal de anfibólio; K) Cristal de mineral opaco bordejado por titanita secundária; L) Cristais de titanita associados a minerais opacos, anfibólio e biotita cloritizada; M) minerais opacos associados a anfibólio; N) Minerais opacos ao longo das clivagens de cristais de anfibólio; O) Finos cristais de clorita e anfibólio entrelaçados; P) Epidoto proveniente de alteração do Plagioclásio. (Fotomicrografias: I, K, L, M, N - luz natural; J, O e P - nicóis cruzados)

CAPÍTULO 6 – SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

6.1 - APRESENTAÇÃO DOS DADOS

A Tabela 6.1 mostra um resumo dos valores de SM obtidos para as rochas do GBJ. O tratamento dos dados foi realizado a partir de medidas de SM em 25 amostras (média aritmética das medidas realizadas em cada amostra), sendo dezesseis amostras representativas das diversas variedades do GBJ e nove de rochas granodioríticas. Os valores obtidos correspondem àqueles resultantes das medidas com bobina plana, multiplicados por um fator de correção de 1,7 adotado no Laboratório de Petrologia Magnética (LPM) do Instituto de Geociências da UFPA para amostras nessa faixa de valores de SM, com base em padrões de SM determinados com outros sensores.

O GBJ apresenta valores de SM que variam de $5,34 \times 10^{-4}$ SIv a $9,18 \times 10^{-4}$ SIv, com média de $7,17 \times 10^{-4}$.

A Tabela 6.2 apresenta os dados de SM medidos através de bobina plana. Observa-se que 50% das amostras possuem valores de SM superiores ao valor médio do corpo, e os 50% restantes menores.

A análise dos valores de SM, a partir do histograma e polígono de frequência (Figuras 6.1A, 6.1B), revela uma distribuição unimodal, representada pelos picos que estão nos valores de log -3,16, com concentração maior no intervalo entre log -3,24 e -3,08.

A partir dos dados de SM foi possível a elaboração do gráfico de probabilidade normal (Figura 6.1C), o qual possibilitou a caracterização de três populações denominadas de A, B e C com diferentes comportamentos magnéticos. Tais populações foram determinadas a partir de diferentes segmentos de reta que fazem a união das populações.

A população A, formada por 18,75% do total das amostras estudadas, possui os maiores valores de SM ($8,23 \times 10^{-4}$ a $9,18 \times 10^{-4}$ SIv, com média de $8,74 \times 10^{-4}$ SIv) e corresponde as amostras mais magnéticas do GBJ (Tabela 6.2). A população B, reunindo 62,5% das amostras estudadas, apresentou valores intermediários de SM ($6,41 \times 10^{-4}$ a $7,80 \times 10^{-4}$ SIv, com média de $7,15 \times 10^{-4}$). A população C, reúne 18,75% da amostragem total do GBJ e corresponde aos menores valores de SM do granito ($5,34 \times 10^{-4}$ a $6,18 \times 10^{-3}$ SIv, com média $7,9002 \times 10^{-4}$). No geral, as três populações são heterogêneas e formadas por rochas das fácies BSG, BMzG, BLMzG e RG.

Tabela 6.1- Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética do GBJ.

Parâmetros estatísticos (Número de amostras = 16)	SM (SI)
MÉDIA	$7,17 \times 10^{-4}$
Mediana	$7,24 \times 10^{-4}$
Valor mínimo	$5,34 \times 10^{-4}$
Valor máximo	$9,18 \times 10^{-4}$

Tabela 6.2- Dados de Suscetibilidade Magnética (SM) do GBJ.

POPULAÇÃO	FÁCIES	AMOSTRA	K (SI)	LOG (K)
A	RG	SAL-66C	9,18E-04	-3,037
	RG	SAL-66A	8,80E-04	-3,05571
	BSG	SAL-34	8,23E-04	-3,08448
B	BMzG	SAL-60	7,80E-04	-3,10786
	BSG	SAL-22	7,64E-04	-3,11708
	BLMzG	SAL-70B	7,57E-04	-3,12069
	BLMzG	SAL-72	7,52E-04	-3,12362
	BSG	SAL-73B	7,24E-04	-3,14024
	RG	SAL-68	7,09E-04	-3,14914
	BMzG	SAL-42	7,04E-04	-3,15235
	BSG	SAL-64A	6,71E-04	-3,17345
	RG	SAL-66B	6,47E-04	-3,18923
	BLMzG	SAL-57	6,41E-04	-3,19317
C	BMzG	SAL-62	6,12E-04	-3,213
	BLMzG	SAL-56	5,56E-04	-3,25516
	BSG	SAL-65	5,34E-04	-3,27277
Média			7,17E-04	

K(SI)=Valor médio de SM de cada amostra. BMzG/BLMzG=Biotita monzogranito/leucomonzogranito. BSG=Biotita sienogranito. RG=Rochas greisenizadas.

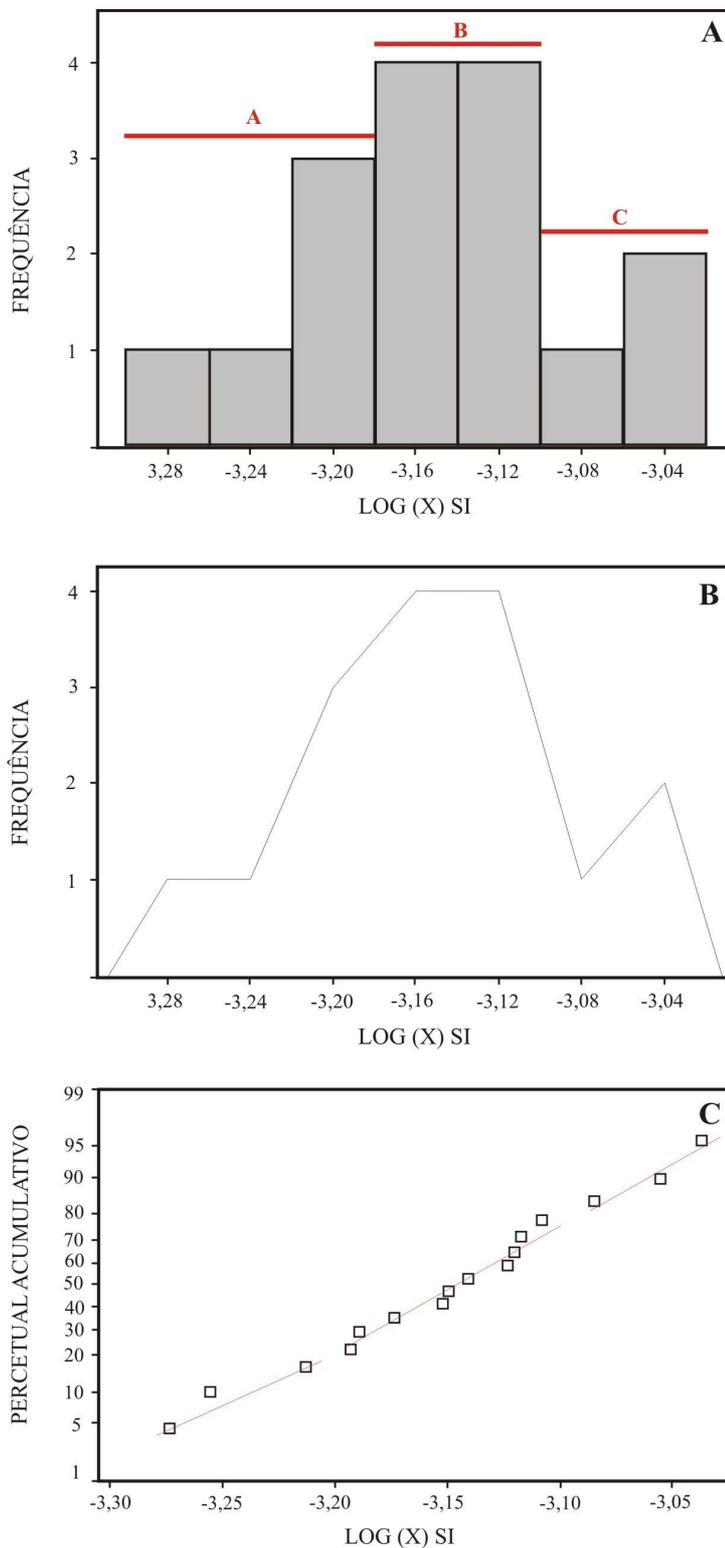


Figura 6.1: a) Histograma de frequência; b) Polígono de frequência; c) Gráfico de probabilidade, referentes aos dados de suscetibilidades magnética das rochas do Granito Bom Jardim.

Na Tabela 6.3 constam os parâmetros estatísticos dos dados de SM das rochas granodioríticas associadas ao GBJ. Observa-se que 44% têm valores maiores que a média e 56% menores. Essas rochas mostram valores de SM comparativamente elevados, variando de $1,09 \times 10^{-2}$ a $2,14 \times 10^{-2}$, com média de $1,57 \times 10^{-2}$.

Foram identificadas também três populações A, B e C. A maioria das amostras concentra-se nas populações A e B e apresenta uma distribuição bimodal com picos nos valores de log -1,9 e -1,65. A população A, com 44% (quatro amostras) do total das amostras estudadas, possui os maiores valores de SM (Tabela 6.4) e corresponde as amostras mais magnéticas desse conjunto, com valor médio de $1,98 \times 10^{-2}$ SIv. A população B, composta por 33% das amostras estudadas amostras (três amostras), possui valores intermediários de SM com média de $1,33 \times 10^{-2}$, enquanto a população C, com 23% do total (duas amostras) apresenta valores mais baixos de SM com média de $1,13 \times 10^{-2}$.

A análise de SM permitiu a elaboração do histograma, do polígono de frequência e do gráfico de probabilidade normal das rochas granodioríticas (Figura 6.2A, B e C, respectivamente), o que as distingue das rochas do Granito Bom Jardim.

Tabela 6.3 - Parâmetros estatísticos dos dados de suscetibilidade magnética das rochas granodioríticas associadas ao GBJ.

Parâmetros estatísticos (Número de amostras = 9)	SM (SI)
Média	$1,57 \times 10^{-2}$
Mediana	$1,48 \times 10^{-2}$
Valor mínimo	$1,09 \times 10^{-2}$
Valor máximo	$2,14 \times 10^{-2}$

Tabela 6.4 - Dados de Suscetibilidade Magnética (SM) das rochas granodioríticas associadas ao GBJ.

POPULAÇÃO	FÁCIES	AMOSTRA	K (SI)	LOG (K)
A	RGrd	SAL-36B	2,14E-02	-1,66869
	RGrd	SAL-36A	2,00E-02	-1,66984
	RGrd	SAL-36D	1,95E-02	-1,70976
	RGrd	SAL-36E	1,81E-02	-1,74158
B	RGrd	SAL-44	1,48E-02	-1,83073
	RGrd	SAL-40A	1,27E-02	-1,89664
	RGrd	SAL-40B	1,25E-02	-1,90479
C	RGrd	SAL-36C	1,16E-02	-1,93427
	RGrd	SAL-41	1,09E-02	-1,96261
Média			1,57E-02	

6.2 – RELAÇÃO ENTRE SM, FÁCIES PETROGRÁFICAS E CONTEÚDO DE MINERAIS OPACOS.

Percebe-se nitidamente o comportamento diferenciado entre a suscetibilidade magnética (SM) das rochas granodioríticas e das rochas do GBJ. Os valores mais elevados de SM estão relacionados às rochas com maior conteúdo de minerais máficos e opacos pertencentes às RGrd, sendo os principais constituintes máficos anfibólio e biotita. Enquanto que no GBJ os valores de SM, no geral, as três populações são heterogêneas formadas por rochas das fácies BSG, BMzG, BLMzG e RG do GBJ apresentam valores menores de SM por serem mais pobres em máficos e minerais opacos, provavelmente derivados de um líquido mais evoluído no processo magmático.

O conteúdo modal de opacos no GBJ mostra uma correlação positiva entre os valores de SM para o conjunto de amostras, porém não sendo nítida a correlação de cada fácies separadamente.

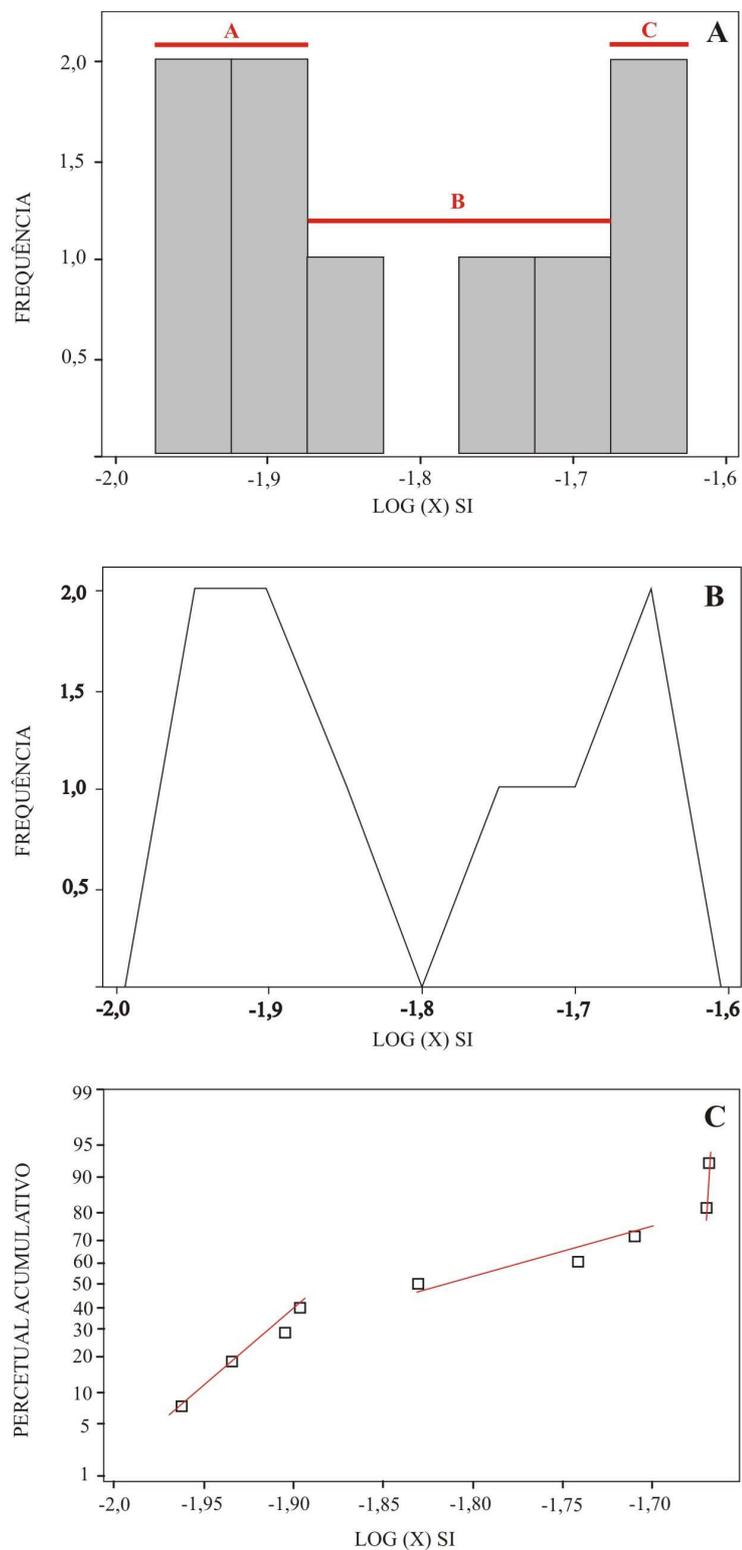


Figura 6.2: a) Histograma de frequência; b) Polígono de frequência; c) Gráfico de probabilidade, referentes aos dados de suscetibilidades magnética das Rochas Granodioríticas associadas ao Granito Bom Jardim.

CAPÍTULO 7 – MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) vem complementar as informações petrográficas do GBJ obtidas com a microscopia óptica convencional. Foram estudadas através de MEV 19 lâminas polidas com o objetivo de identificar e caracterizar as principais fases minerais acessórias presentes nas diferentes fácies do corpo e em rochas granodioríticas associadas (Tabela 7.5). Este estudo constou da obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (*backscattered electron images*) e de análises semi-quantitativas por EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*).

7.1 – Procedimentos analíticos

O MEV utilizado foi um LEO-1430 do Instituto de Geociências da UFPA. As lâminas polidas selecionadas foram previamente metalizadas com carbono e analisadas sob as seguintes condições: corrente do feixe=90 μ A, voltagem de aceleração constante=20 kv, distância de trabalho=15 mm, tempo de análise=30 s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. O estudo de zircões constou da identificação dos elementos O, Si, Zr, Hf, Ce, Nb, Y, Th, U, Ba e Ca. As análises foram realizadas tanto nas bordas quanto no núcleo dos cristais, evitando-se, com a ajuda das imagens retroespalhadas, regiões de fraturas e inclusões.

7.2 - CARACTERIZAÇÃO DAS FASES MINERAIS ACESSÓRIAS

Nos BMzG/BLMzG estão presentes fluorita, apatita, ilmenita, hematita, columbita, wolframita, thorita, xenotímio, monazita, cassiterita e rutilo

Nos BSG e nas RG aparecem como principais fases acessórias cassiterita, wolframita, fluorita, topázio, esfalerita, thorita, columbita, galena, xenotímio, monazita, rutilo e raras partículas de pirita e ouro. Nos BSG observa-se ainda a presença de raros cristais de magnetita, ilmenita e apatita, enquanto que nas rochas greisenizadas esses minerais estão ausentes.

Nas rochas granodioríticas foram identificados magnetita, ilmenita, hematita, rutilo, titanita, thorita, pirita e apatita.

Cassiterita e Wolframita

Cristais anédricos de cassiterita e wolframita foram identificados nos BSG e, mais comumente, nas RG. A cassiterita ocorre como finos cristais anédricos com dimensões de até 0,4 mm (Figura 7.1A, B). O conteúdo de Sn nesses cristais varia de 93,8% a 97,8% (Tabela 7.3) e é

Tabela 7.1 - Mineralogia acessória e razões Zr/Hf médias de zircões das diferentes fácies do Granito Bom Jardim e rochas granodioríticas associadas, obtidas através de análises de EDS.

	Amostra/nº análises	Zr/Hf (média)	Acessórios
	SAL- 66c (10)	6,75	Col, Gal, Au, Mz
	SAL- 66B (14)	7,22	Thor, Mz, Col
Rochas	SAL- 68 (5)	7,37	Col, Gal, Au, Mz
Greisenizadas	SAL-100 (13)	11,75	Thor, Py, Esf, Top, Fl, Mz, Gal, Wol
	SAL- 66A (23)	16,99	Cs, Col, Thor, Fl, Mo, Mz, Au
	Nº Análises=65	10,02	
	SAL- 49 (16)	8,99	Cs, Fl, Thor, Col
BSG	SAL- 65 (25)	17,33	Cs, Wol, Gal, Mz, Fl, Thor
	SAL- 64A (21)	17,47	Col, Mt,
	SAL-NC-BJ-123 (14)	20,79	Thor, Mt
	SAL-NC-BJ-121 (8)	21,21	Mt, Ilm, Thor,
	Nº Análises=98	17,16	
	SAL- 72 (18)	12,79	Col, Wol, Xe
	SAL- 62 (20)	16,23	Tor, Fl, Xe, Mt
BMzG/BLMzG	SAL- 72B (10)	17,18	Col, Wol, Thor
	SAL- 56 (22)	19,42	Mz, Fl, Ru, Thor; Ilm
	SAL- 29 (27)	19,54	Cs, Fl, Thor
	SAL-NC-BJ-124 (17)	27,09	Xe, Ru, Thor, Fl
	Nº Análises=114	18,71	
	SAL- 36 (17)	30,53	Mt, Ilm, Rut, Tit, Thor, Ap
RGrd	SAL- 36D (27)	34,67	Mt, Thor, Py, Ap, Tit
	SAL- 40A (17)	35,53	Mt, Thor, Py, Ap
	Nº Análises=61	33,58	
	Total análises=338		

p=Apatita; Au=Ouro; Cs=Cassiterita; Col=Columbita; Fl=Fluorita; Gal=Galena; Ilm=Ilmenita; Mt=Magnetita; Mz=Monazita; Py=Pirita; Ru=Rutilo; Tit= Titanita; Thor=Thorita; Wol=Wolframita; Xe=Xenotímio; Esf=Esfalerita; Top=Topázio

relativamente mais elevado que o encontrado em cassiterita do maciço granítico Antonio Vicente, pertencente à Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira 2002a). Os cristais de wolframita identificados ocorrem como finos grãos anédricos com dimensões em torno de 0,6 mm (Figura 7.2A). Os conteúdos de W identificados variam de 70,4% a 75,4% (Tabela 7.3). Grãos de cassiterita, columbita e wolframita foram identificados em concentrados de bateia na área do garimpo Pedra Preta (Figura 7.3 A, B).

Columbita e Galena

Columbita e galena foram identificadas em amostras das fácies BMzG/BLMzG, BSG e RG comumente preenchendo cavidades. A columbita ocorre como finos cristais subédricos, corroídos e fraturados, com até 0,2 mm, freqüentemente associada a cristais de zircão, thorita e magnetita (7.2B e 7.4B) ou na forma de cristais alongados (Figura 7.5A). A galena é pouco freqüente e está representada por cristais subédricos com dimensões variadas, podendo chegar a 0,6 mm (Figura 7.5B).

Thorita

Está presente como fase acessória nas diferentes fácies do GBJ, sendo porém mais abundante nos BSG e nas RG. Apresenta-se como finos cristais anédricos a subédricos comumente associados a cristais de zircão, columbita e monazita ou inclusos em feldspato potássico (Figura 7.4B, 7.6A, B).

Monazita e Xenotímio

Os cristais de monazita nos BMzG, BSG e RG apresentam-se como cristais anédricos associados a thorita (Figura 7.6A) ou ocupando os espaços entre cristais de quartzo; por vezes mostram aspecto fibroso e esquelético (Figura 7.7A). Seus teores significativos de Ce (Tabela 7.4) permitem classificá-la como Ce-monazita (Jones *et al.* 1996). Cristais de xenotímio, mais freqüentes nos BMzG/BLMzG, são anédricos, corroídos, fraturados e com dimensões variando de 0,3 a 0,8 mm. Os cristais mais desenvolvidos apresentam finas inclusões de thorita (Figura 7.7B).

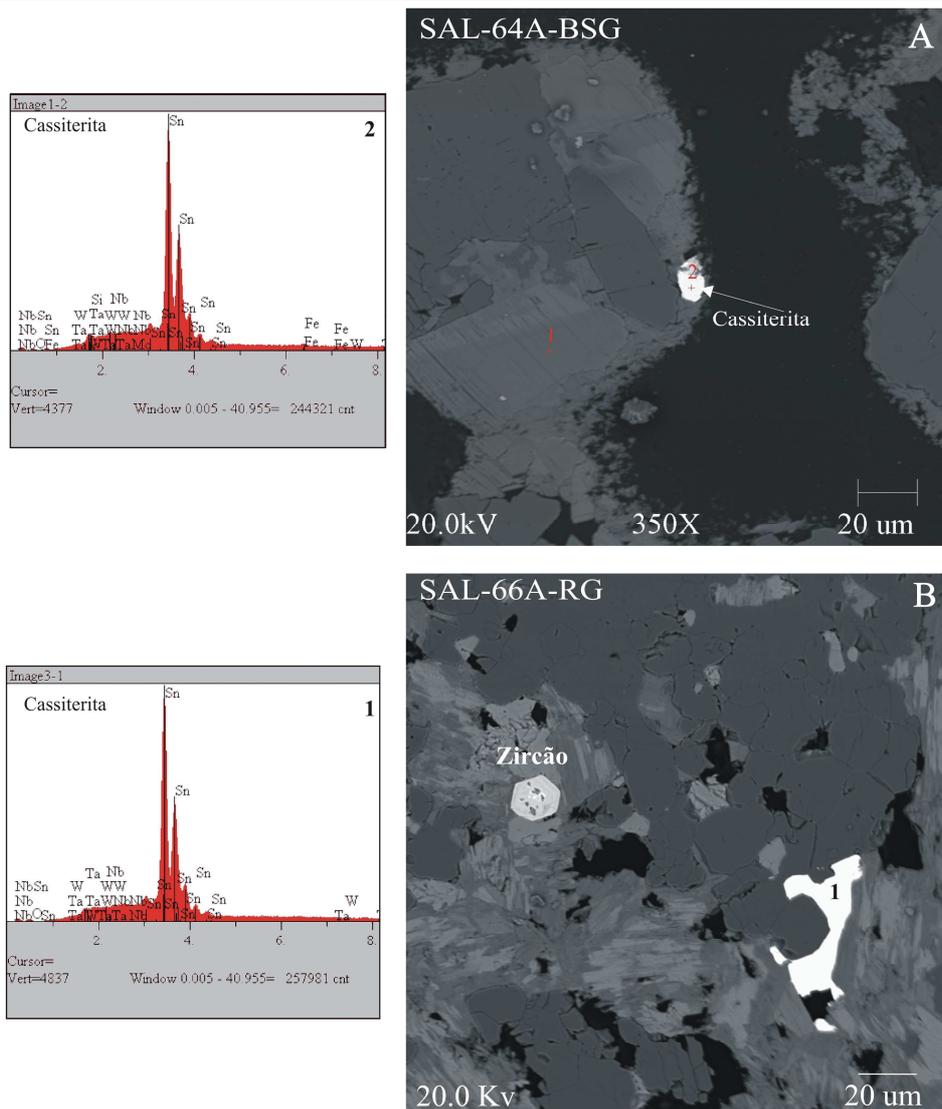


Figura 7.1: Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de fases minerais acessórias identificadas nos BSG e RG do GBJ: A) Cristal anédrico de cassiterita inclusa em feldspato alcalino. B) Cristal anédrico de cassiterita associado a quartzo e fengita.

Tabela 7.2 – Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de cristais de cassiterita e wolframita identificados nos BMzG, BSG e RG do Granito Bom Jardim.

Elem (% peso)	Cassiterita									Wolframita		
	BMzG		BSG		Greisen					BSG		
	SAL-29	SAL-65	SAL-49	SAL-65	SAL-66A	SAL-66A	SAL-66A	SAL-66A	SAL-66A	SAL-65	SAL-65	
O	2,043	2,167	2,01	0,917	1,241	1,549	1,654	1,784	1,538	1,682	2,392	1,804
Fe	0,269	0,297	0,533	0,473	0,195	0,171	0,128	0,15	0,709	-	18,964	17,985
Y	0,81	1,109	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	1,295	0,331	0,697	0,279	0,21	0,178	0,13	2,103	0,357	1,671	-
Sn	96,077	93,84	95,977	94,638	97,543	97,467	97,722	97,791	94,782	96,72	-	-
Hf	0,8	0,447	0,408	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	0,845	-	2,495	0,561	0,517	-	-	-	0,682	1,206	-
W	-	-	0,61	0,512	-	-	-	-	-	0,558	70,403	75,384
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

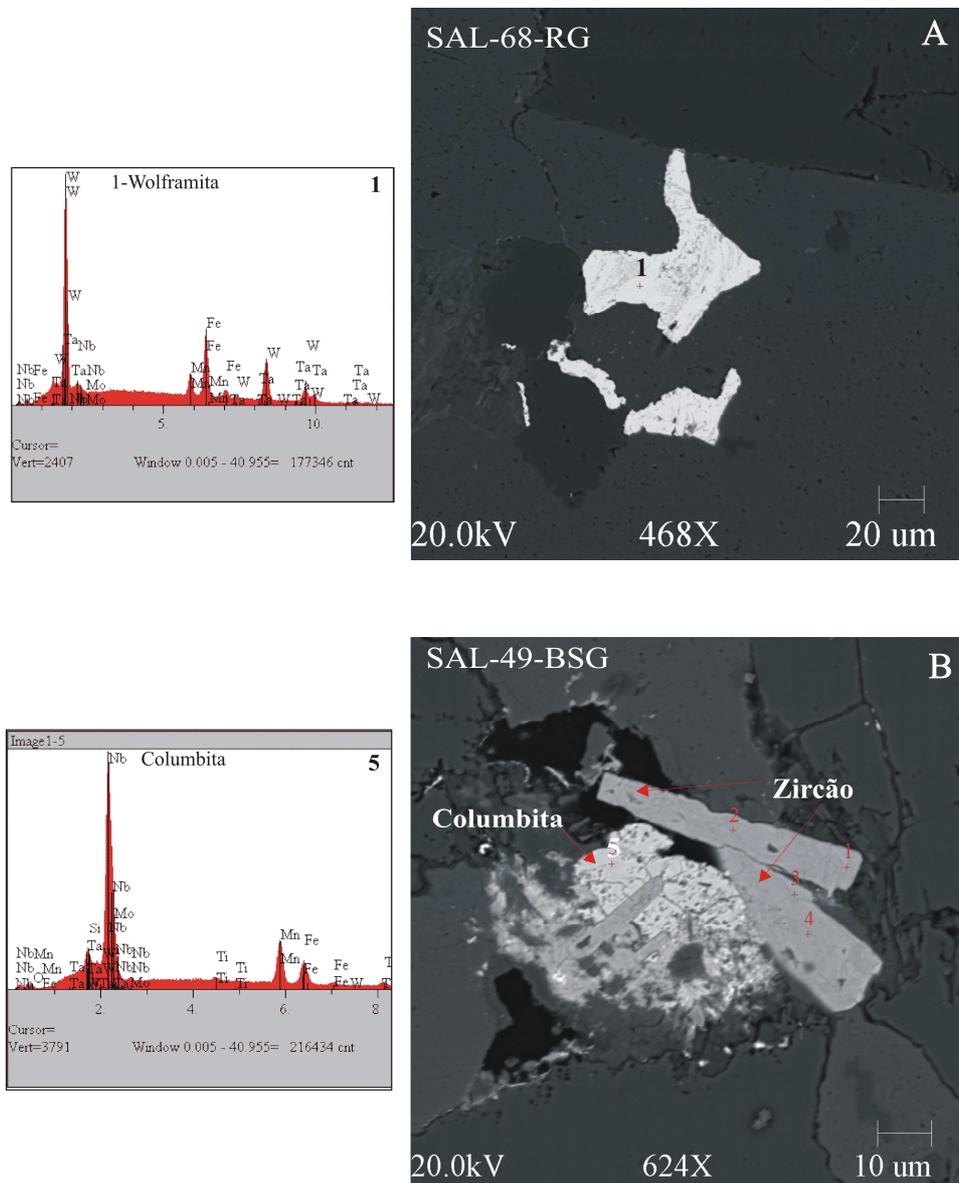


Figura 7.2: Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS das principais fases minerais acessórias identificadas nos BSG e RG do Granito Bom Jardim: (A) Cristais anédricos e corroídos de wolframita. (B) Cristais subédricos de zircão associados a cristal anédrico corroído de columbita.

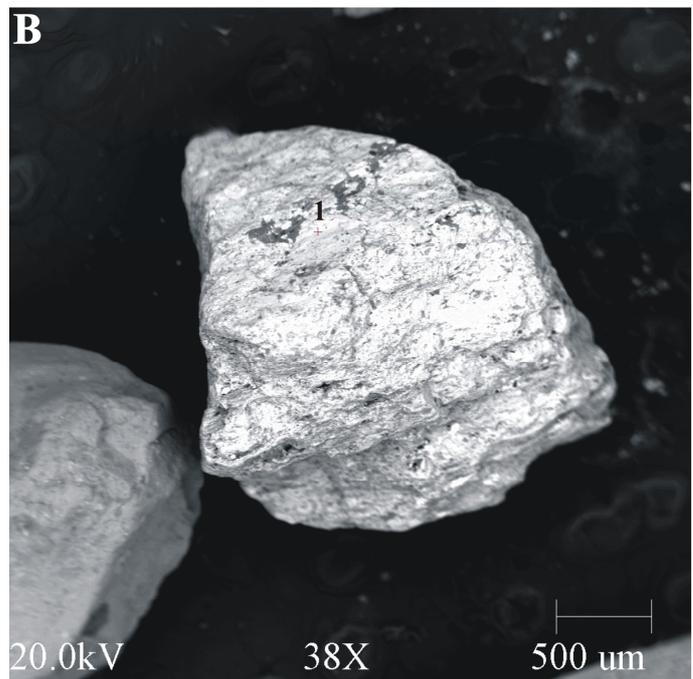
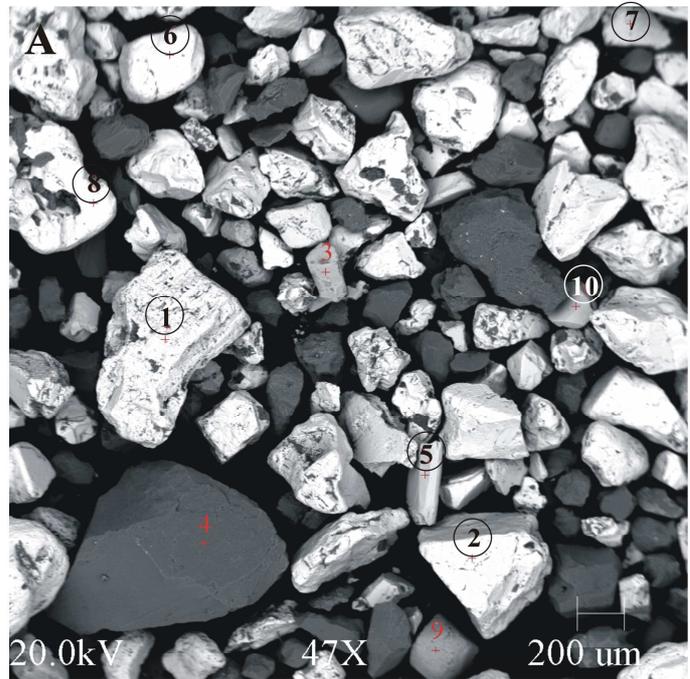
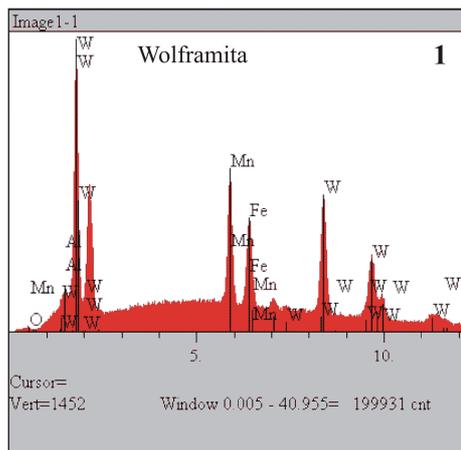
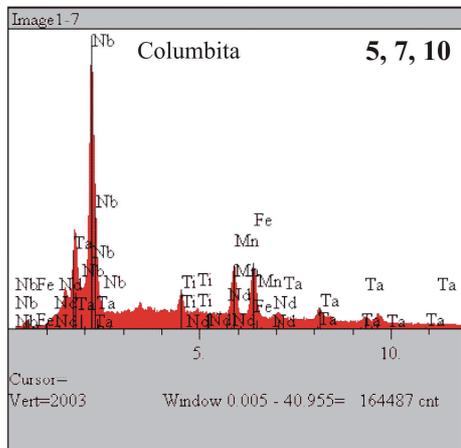
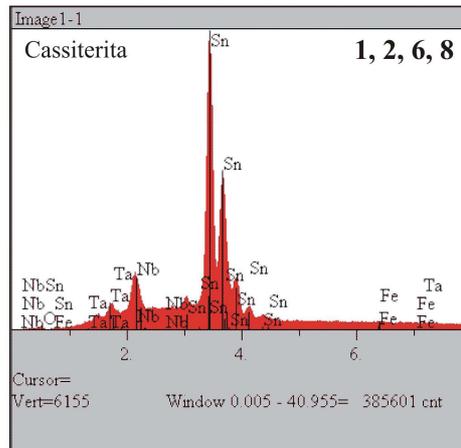


Figura 7.3: Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de cassiterita e columbita (A) e wolframita (B) provenientes de concentrados de batéia da área do garimpo Pedra Preta, Granito Bom Jardim.

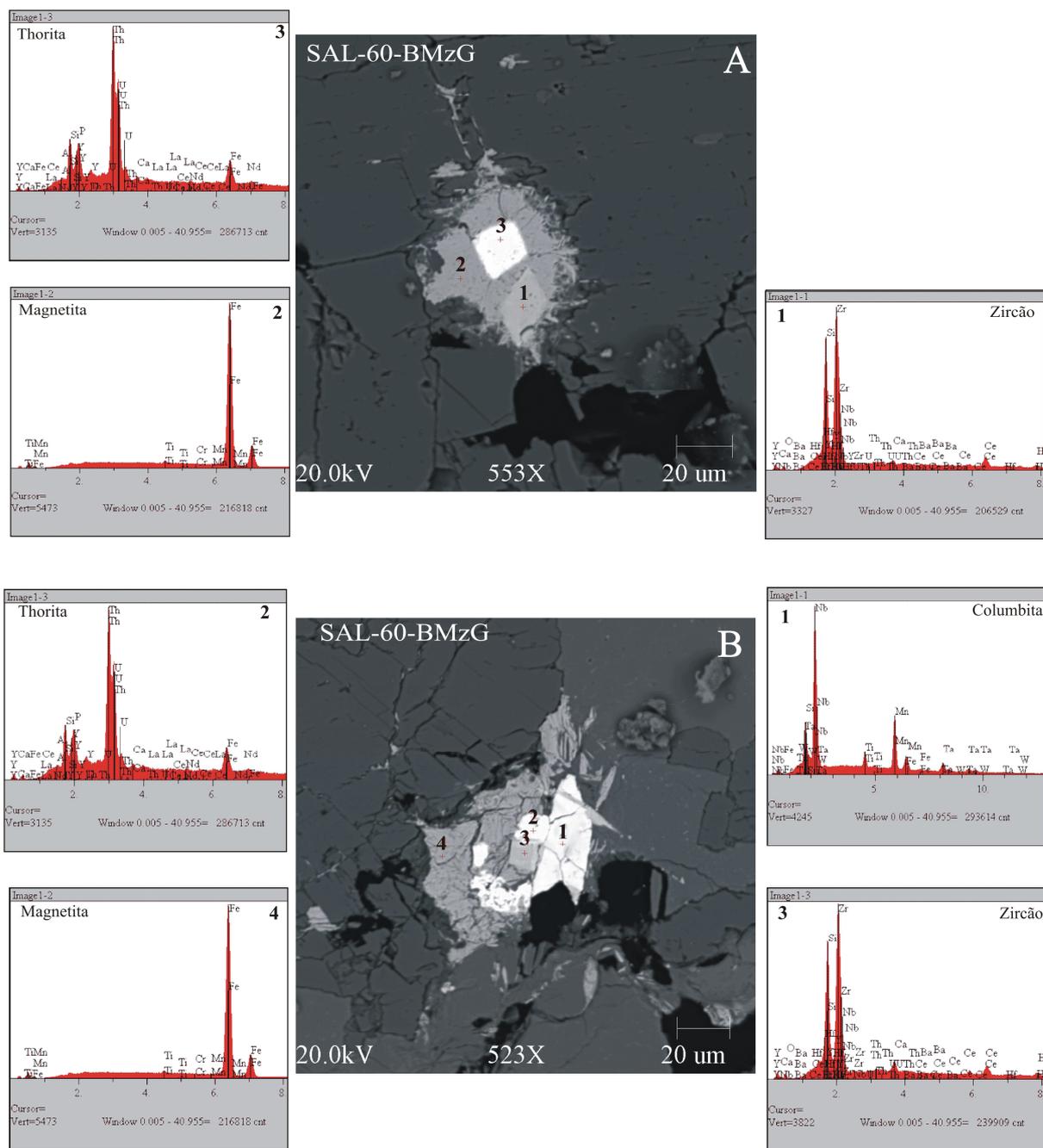


Figura 7.4: Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS das principais fases minerais acessórias identificadas nos BMzG/BLMzG do Granito Bom Jardim: Cristais anédricos de magnetita preenchendo cavidades no quartzo, contendo inclusões de zircão e thorita (A) e associado a cristais e columbita, zircão e thorita (B).

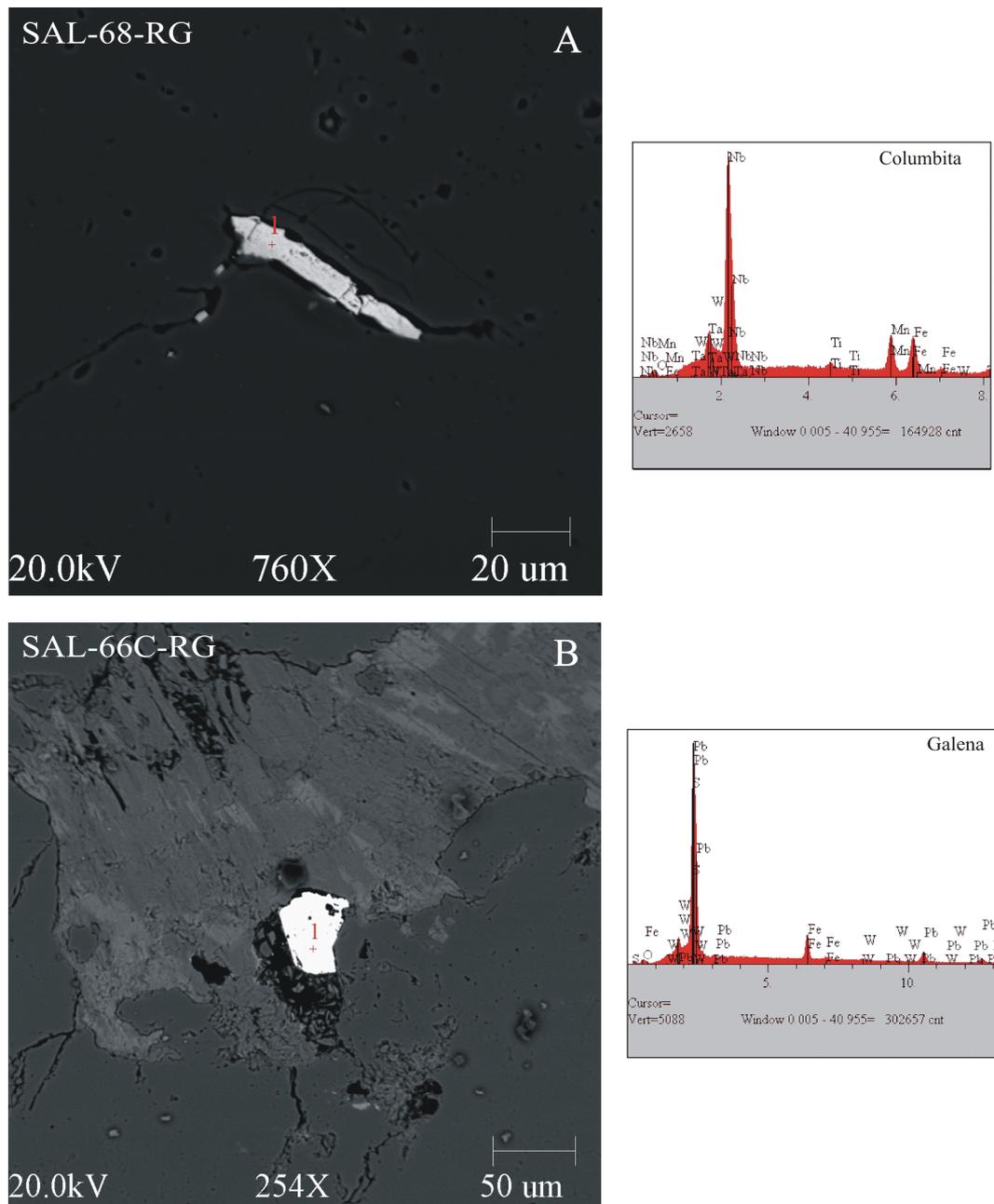


Figura 7.5: Imagens de elétrons retro-espalhados e espectros de EDS de cristais de columbita e galena presentes nas RG do Granito Bom Jardim: A) Cristal alongado e fraturado de columbita. B) Cristal anédrico de galena preenchendo cavidade entre cristais de fengita e quartzo.

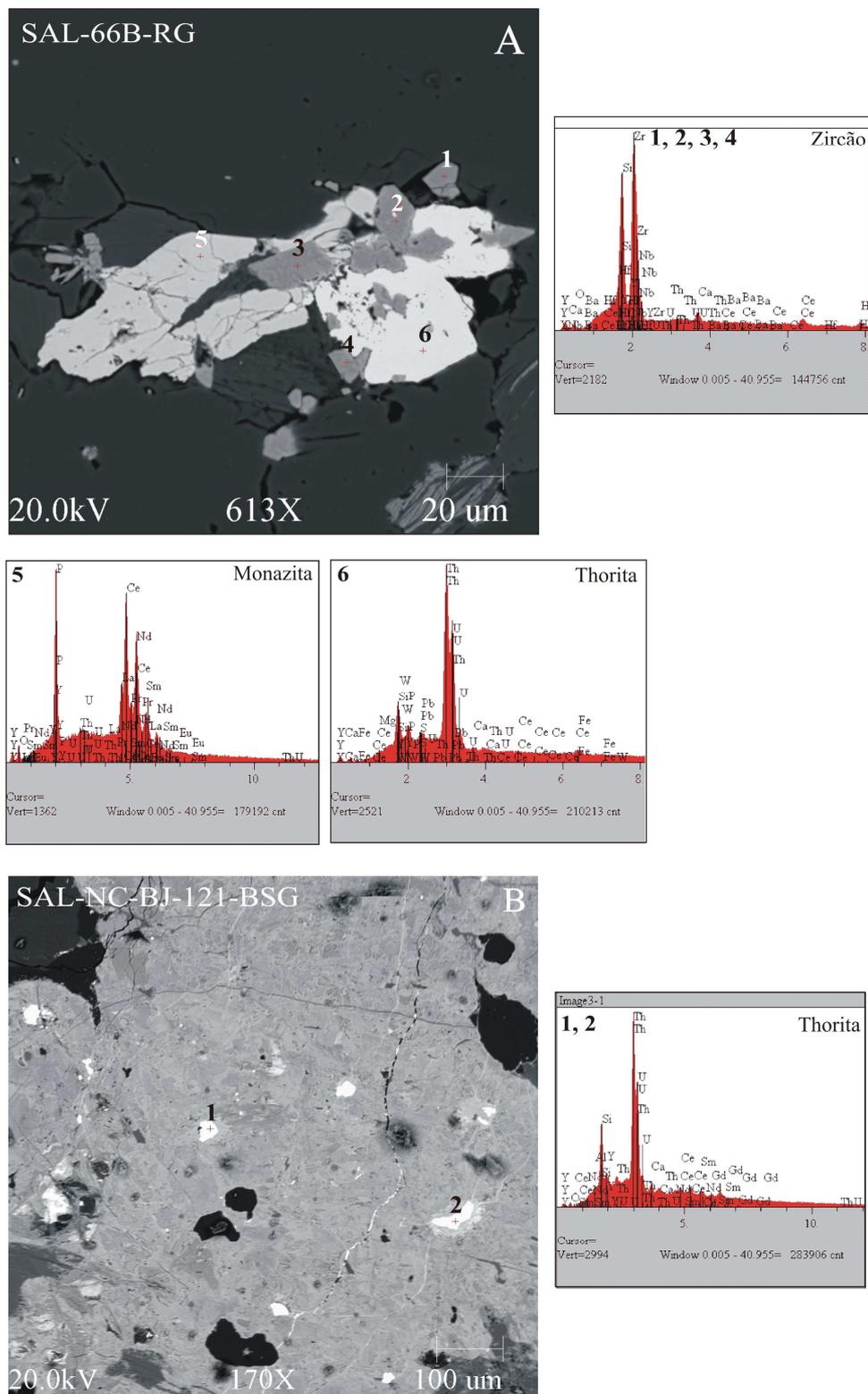


Figura 7.6- Imagens de elétrons retroespalhados obtidas no MEV acompanhadas de espectros de EDS de fases acessórias identificadas no Granito Bom Jardim: A) Agregado de cristais de thorita, zircão e monazita. B) Finos cristais de thorita inclusos em feldspato alcalino.

Tabela 7.3- Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de ilmenitas das RGrd e dos BSG do Granito Bom Jardim.

Elementos (% peso)	ILMENITA										Média		
	RGrd					BSG							
	SAL-36D	SAL-40A	SAL-40A	SAL-27	SAL-25	SAL-36D	SAL-40A	SAL-27	SAL-25	SAL-25			
O	4,32	3,90	4,45	3,82	3,78	3,04	4,05	3,99	4,06	4,18	3,81	3,52	3,66
Ca	0,07	0,10	0,25	0,39	0,31	0,10	0,34	0,24	-	-	0,06	0,08	-
Ti	38,78	40,29	42,60	41,15	42,14	30,56	41,54	41,31	40,88	40,08	43,26	42,24	41,02
Cr	0,15	0,06	0,03	0,07	0,06	0,27	0,13	0,11	0,12	0,13	0,06	0,04	0,14
Mn	7,99	10,40	2,83	3,23	2,82	2,04	2,56	2,67	2,77	4,77	6,86	4,81	5,64
Fe	48,69	45,25	49,83	51,35	50,89	63,99	51,39	51,68	52,18	50,84	45,01	47,31	49,54
													50,46

Tabela 7.4- Composições químicas semi-quantitativas (EDS) de titanitas das RGrd associadas ao Granito Bom Jardim.

Elementos (% peso)	TITANITA										Média	
	BAGrd					SAL-40A						
	SAL-36D	SAL-36D	SAL-36D	SAL-40A	SAL-40A	SAL-36D	SAL-36D	SAL-40A	SAL-40A	SAL-40A		
O	9,214	11,323	8,572	8,621	9,057	7,921	9,539	9,084	8,936	8,936	9,889	8,769
Al	0,178	0,176	0,250	0,230	0,170	0,343	0,121	0,156	0,238	0,238	0,318	0,282
Si	16,650	14,330	16,942	16,826	12,808	16,170	16,775	16,770	17,023	16,889	16,889	16,625
Ca	32,697	14,873	32,925	32,817	44,311	29,180	32,452	32,127	32,740	32,694	31,416	31,657
Ti	38,848	33,970	39,006	39,805	31,247	33,257	39,737	40,058	38,905	38,275	39,260	37,488
Cr	0,036	0,158	0,107	0,062	0,320	0,238	0,053	0,049	0,121	0,127	-	-
Mn	0,118	0,052	0,222	0,116	0,023	0,093	0,144	0,125	0,105	0,145	0,145	0,219
Fe	2,258	24,553	1,976	1,524	2,065	12,799	1,179	1,632	1,932	1,662	1,662	3,429

BAGrd: Fácies biotita anfibólio granodiorito; BMzG: Fácies biotita monzogranito; BSG: Fácies biotita sienogranito; RG: rochas greisenizadas.

Apatita

Nos BMzG/BLMzG e BSG a apatita apresenta forma subarredondada, medindo em torno de 0,02 mm; apresenta-se inclusa em cristais de anfibólio e biotita e, mais raramente, em cristais de quartzo. As características microtexturais da apatita, bem como suas relações com outras fases minerais presentes, indicam que a mesma corresponde a uma fase primária. Análises por EDS realizadas em cristais das diferentes fácies mostraram uma leve variação nos teores de Ca e P, sugerindo a ocorrência de processos de substituição do tipo $\text{Ca} \rightarrow \text{Y}$ e $\text{P} \rightarrow (\text{La}+\text{Ce})$. Nas RGrd associadas, cristais de apatita com até 1 mm de comprimento ocorrem como grãos alongados ou subarredondados inclusos em magnetita, quartzo e, por vezes, associados a ilmenita, magnetita e biotita (Figura 7.8B).

Magnetita e Ilmenita

Nos BMzG/BLMzG a magnetita é pouco comum e ocorre predominantemente como cristais anédricos, corroídos e alterados, por vezes preenchendo cavidades no quartzo; frequentemente aparecem inclusões ou associações de columbita, thorita e zircão (Figuras 7.4 A, B). Nos BSG, magnetita e ilmenita são raras e nas RG, inexistentes. Análises semi-quantitativas revelaram para a ilmenita do BSG conteúdos de titânio variando de 41,0% a 44,0%, com média de 42,5% (Tabela 7.1). Nas RGrd magnetita e ilmenita ocorrem associadas entre si e com outras fases minerais como zircão, apatita, rutilo e titanita. Os cristais de magnetita, com até 2,4 mm, apresentam-se, na maioria das vezes, transformados para ilmenita e titanita (Figura 7.8A) ou formando cristais individuais bem preservados contendo inclusões de apatita (Figura 7.8B). A ilmenita apresenta-se também como cristais individuais fortemente alterados para titanita (Figura 7.8A). A ilmenita nas rochas granodioríticas mostra evidências de cristalização concomitante com a magnetita e também a partir da alteração desta, formando finas lamelas sobre cristais mais desenvolvidos. O primeiro caso é evidenciado pelo fato desses cristais se encontrarem lado a lado como cristais individuais e exibirem dimensões semelhantes (Figura 7.8A). Buddington & Lindsley (1964) mostraram através da relação microtextural entre magnetita e ilmenita, que grãos independentes de ilmenita podem ser originados tanto por exsolução de uma solução sólida inicial quanto por exsolução e co-precipitação simultânea (Figura 7.8A).

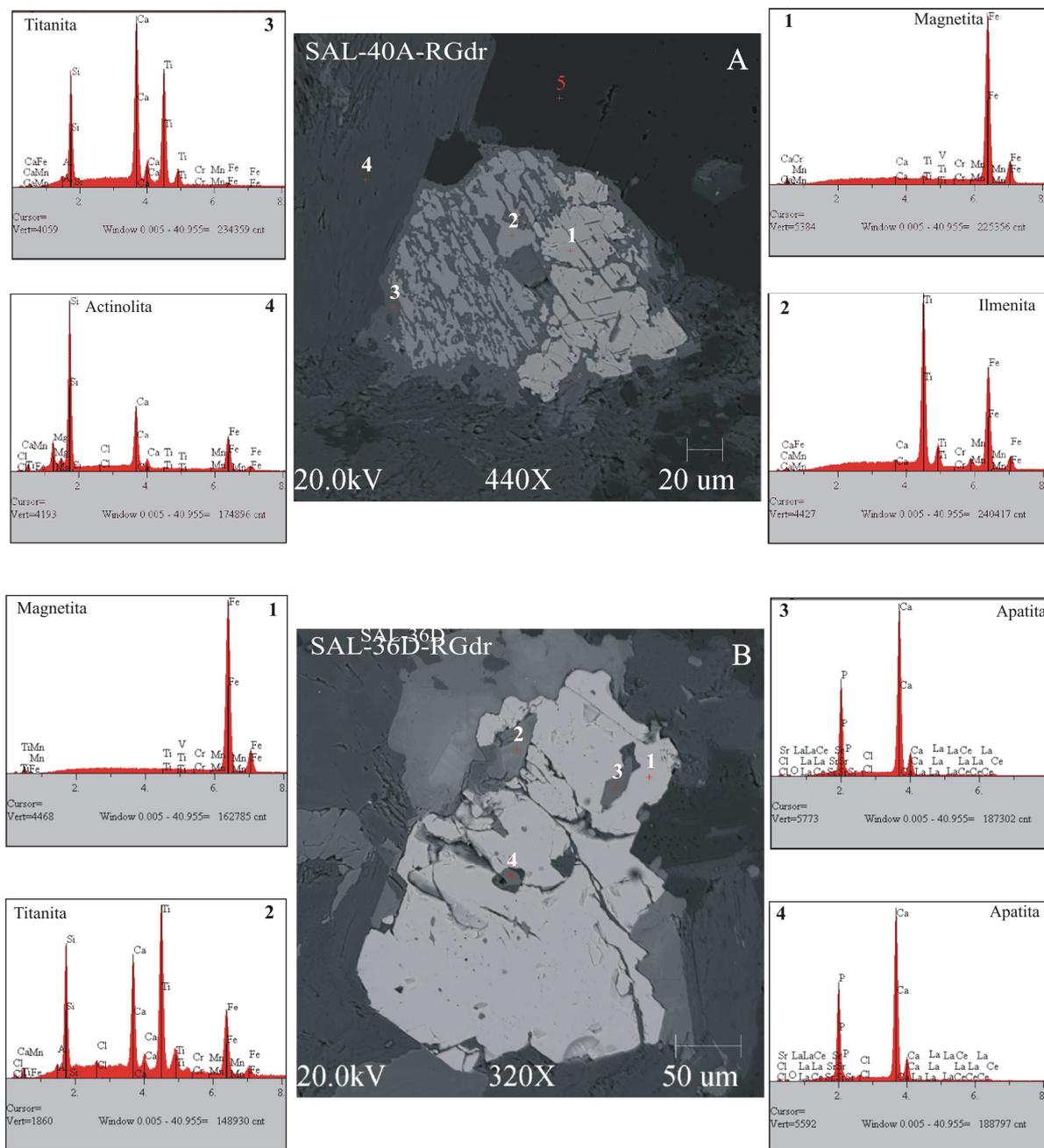


Figura 7.8: Imagens de elétrons retroespalhados e espectros de EDS de fases minerais acessórias identificadas nas RGrd associadas ao Granito Bom Jardim: A) Cristal anédrico de magnetita intimamente associado a ilmenita e titanita; B) Cristal anédrico de magnetita contendo inclusões de apatita.

Titanita e Rutilo

Na maioria das vezes a titanita substitui as bordas dos cristais de magnetita e ilmenita, (Figura 7.8A), e, localmente, associada ao rutilo. É uma fase comum nas RGrd.

A Tabela 7.4 mostra a variação no teor de Ti e Ca da titanita que ocorre nas RGrd. O Ti varia de 31,2 a 40,1% com média de 37,5%, e o Ca varia de 14,9 a 44,3%, com média de 31,6%.

7.3 – VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ZIRCÃO

7.3.1 - Introdução

O zircão é um mineral acessório comum numa grande variedade de rochas, particularmente em rochas ígneas félsicas (Heaman *et al.* 1990). Zircões magmáticos comumente mostram zonamentos internos que refletem pequenas variações composicionais, com as zonas mais claras geralmente enriquecidas em U, Th e ETR (Fowler *et al.* 2002; Corfu *et al.* 2003). Durante a evolução do magma, o zircão tem papel dominante no controle da abundância e distribuição de Zr e Hf, podendo influenciar fortemente também no comportamento de ETR, Th, U, Nb, Y e Ta (Murali *et al.* 1983; Heaman *et al.* 1990,). Entretanto, os processos que controlam a química dos elementos traço, bem como suas variações durante os estágios magmático e hidrotermal ainda são pouco conhecidos e entendidos. Tais variações sugerem que zircões cristalizados normalmente podem apresentar características geoquímicas distintas em função do ambiente onde cristalizaram.

A alta estabilidade do zircão, somada à presença em sua estrutura cristalina de elementos traço característicos (Hf, Y, Nb, Th, U, Ca, ETR, Ta, P, etc) tem sido de grande importância em estudos petrogenéticos, auxiliando na caracterização de rochas fonte, identificação de fracionamento de rochas ígneas e no estudo de proveniências (Murali *et al.* 1983; Uher *et al.* 1998; Pupin 1980, 2000; Heaman *et al.* 1990; Hoskin & Ireland 2000; Wang *et al.* 2000; Belousova & Griffin 2002; Kemp *et al.* 2004). Zircões de rochas graníticas com teores anômalos de Hf são típicos de granitos evoluídos enriquecidos em metais raros (Sn, Mo, Ta, W, Li) e sua ocorrência seria indicativa da passagem de granitos para pegmatitos a metais raros (Kempe *et al.* 1997; Wang *et al.* 2000). Granitos com topázio e metais raros têm razões Zr/Hf extremamente baixas, interpretadas como uma assinatura primária de líquidos graníticos evoluídos (Wang *et al.* 2000).

Considerando-se que zircões de granitos especializados em metais raros mostram uma assinatura geoquímica característica, torna-se evidente o interesse no estudo composicional dos zircões presentes no GBJ em virtude da ocorrência de mineralizações de Sn e W neste corpo. Assim, esta etapa do trabalho consistiu na obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e análises semi-quantitativas de cristais de zircão das diferentes fácies deste corpo e, para efeitos comparativos, nas rochas granodioríticas associadas. O objetivo principal foi verificar se as variações composicionais do zircão podem ser utilizadas como um guia na avaliação do potencial metalogênico dessas rochas (*cf.* Kempe *et al.* 1997, 2004; Wang *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2006, 2007), além de avaliar as análises semi-quantitativas por EDS obtidas através de MEV como metodologia para esse tipo de estudo.

7.3.2 – Resultados obtidos

Foram realizadas 327 análises por EDS em cristais de zircão provenientes de 16 lâminas polidas das diferentes fácies do GBJ e 61 análises de 3 lâminas polidas das rochas granodioríticas associadas a este corpo. A Tabela 7.5 mostra a relação dessas lâminas, o número de análises realizadas, as razões Zr/Hf médias dos zircões estudados e a mineralogia acessória característica de cada fácies.

As imagens de elétrons retroespalhados permitiram identificar variações significativas na forma dos cristais de zircão analisados. Nos BMzG/BLMzG os cristais de zircão são predominantemente subédricos a euédricos, zonados, com até 1,2 mm de comprimento (Figura 7.9A), algumas vezes associados a cristais de thorita (Figura 7.9B). Nas rochas BSG ocorrem zircões subédricos a anédricos levemente zonados e corroídos nas bordas, mostrando manchas escuras enriquecidas em Ca (Figura 7.9C, D). As RG possuem cristais de zircão subédricos a anédricos, fraturados, corroídos, contendo manchas escuras ou inclusões de thorita, ocorrendo também comumente associados a cristais de thorita e monazita (Figura 7.10A, B, C). Nas RGrd associadas ao GBJ o zircão ocorre como cristais geralmente euédricos a subédricos, zonados, com até 1,2 mm de comprimento, podendo apresentar leves manchas e finas inclusões não identificadas (Figura 7.10D).

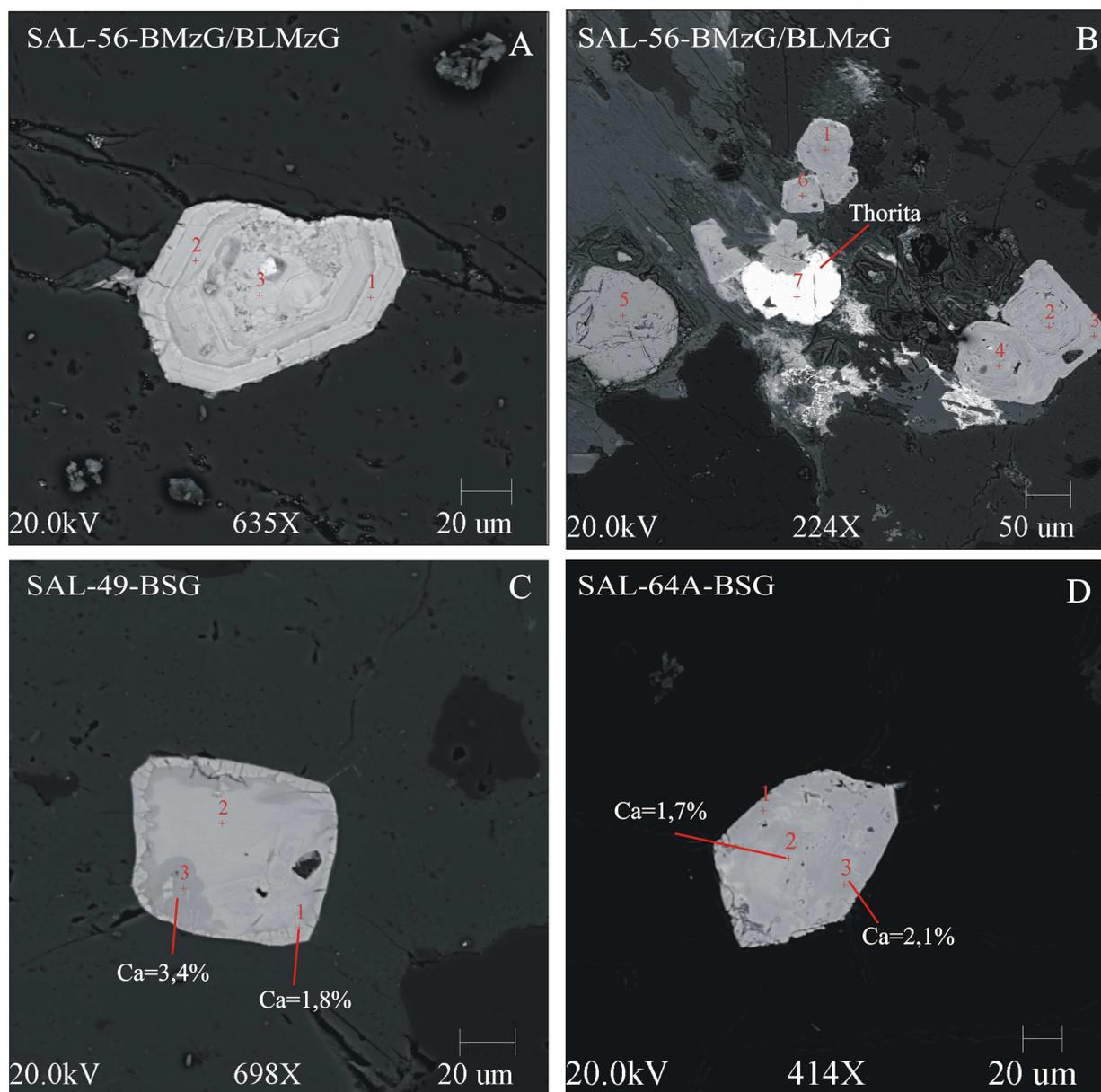


Figura 7.9: Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de zircão do Granito Bom Jardim: (A e B) Cristais subédricos a euédricos levemente zonados característicos dos BMzG/BLMzG. Ce D) Cristais subédricos levemente zonados e corroído nas bordas, mostrando manchas escuras ricas em

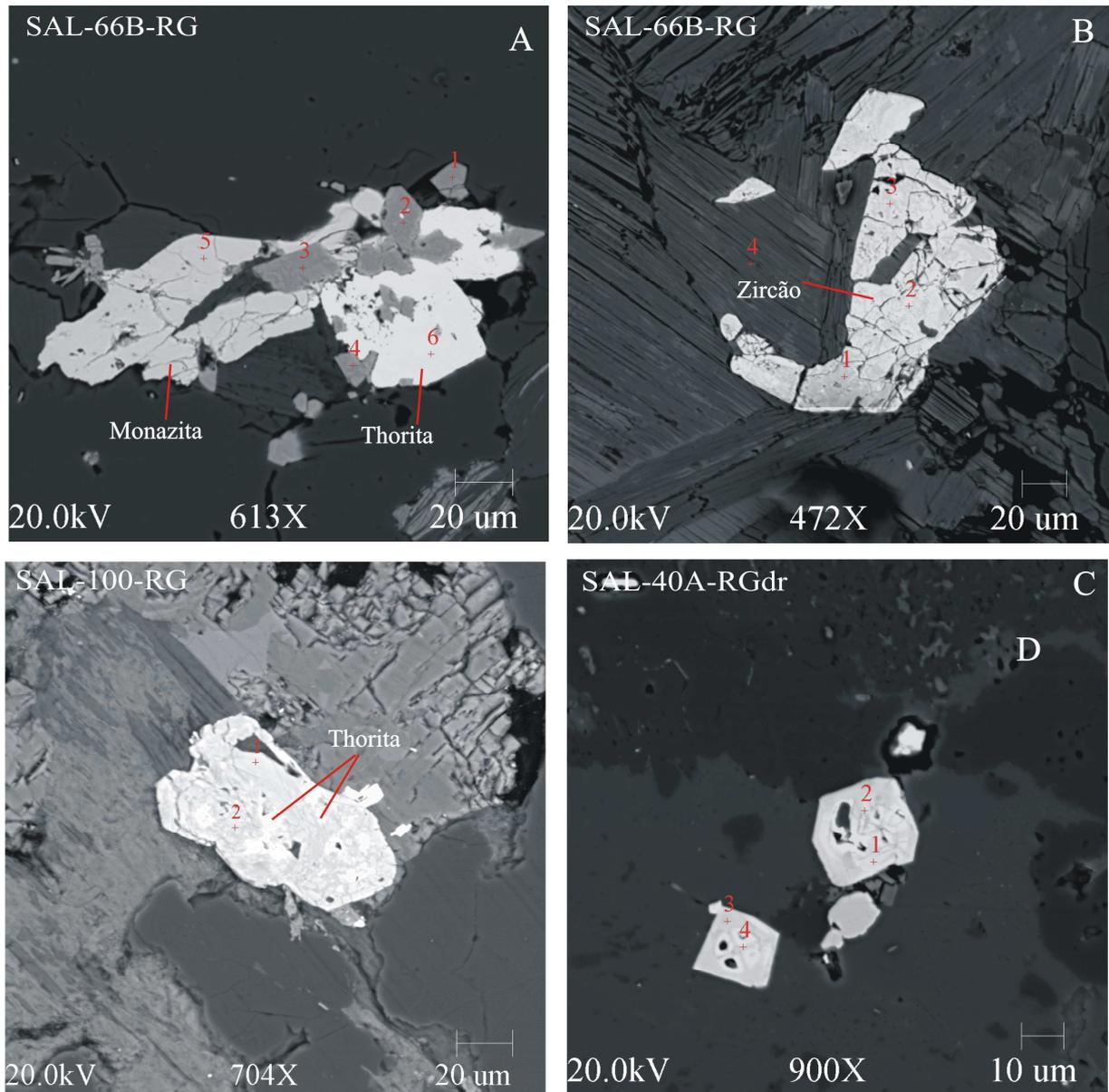


Figura 7.10: Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de zircão das RG do Granito Bom Jardim e RGrd associadas: A) Cristais subédricos a anédricos associados a cristais de thorita e monazita. B) Cristais anédricos fraturados, contendo manchas escuras, inclusos em micas. C) Cristal subédrico e

Com relação às análises semi-quantitativas de EDS realizadas, ficou evidente a variação composicional existente entre os cristais de zircão das diferentes fácies petrográficas do corpo Bom Jardim e entre essas e as dos zircões das rochas granodioríticas associadas (Tabela 7.6). Os teores de Hf encontrados nos cristais de zircão das rochas monzograníticas e sienograníticas variam de 2,8 a 5,9% com média de 4,2% e de 3,5 a 7,2%, com média de 4,5%, respectivamente. Nos zircões das rochas greisenizadas, os conteúdos desse elemento situam-se entre 4,8 e 9,2% com média de 7,3%. As rochas granodioríticas possuem zircões com conteúdos de Hf comparativamente mais baixos, variando de 1,9 a 2,4%, com média de 2,1% (Tabela 7.6).

Os teores de Y possuem comportamento semelhante aos de Hf, sendo mais elevados nos zircões das rochas greisenizadas, com teores variando de 1,4 a 6,1% e média de 3,6%, e muito próximos a coincidentes nos BSG e BMzG/BLMzG, variando de 1,3 a 4,8% com média de 2,7% e de 0,9 a 5,5% com média de 3,1%, respectivamente. Nas RGdr o Y não ultrapassa 2% (Tabela 7.6).

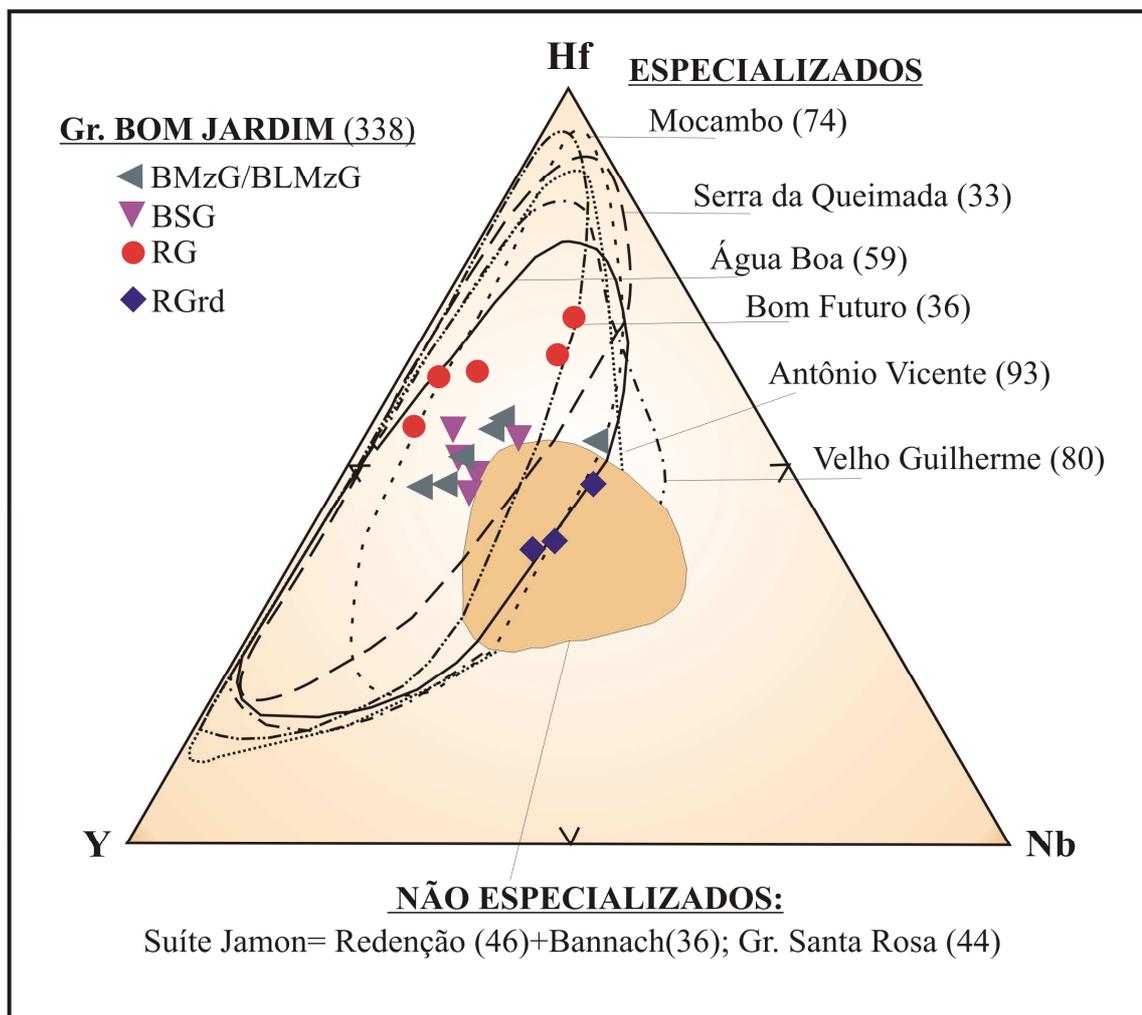
U e Th são também mais elevados no sentido das rochas mais evoluídas. Nas rochas greisenizadas o U varia de 1,0 a 4,9% com média de 3,1% e o Th de 0,4 a 6,0%, com média de 3,3%. Nos BSG esses elementos variam de 0,6 a 2,0% (média de 1,3%) e de 0,2 a 1,5% (média de 0,6%), respectivamente. Nos BMzG/BLMzG os teores de U situam-se entre 0,7 e 2,3% e os de Th entre 0,3 a 1,7%, respectivamente. Nas rochas granodioríticas ambos elementos raramente ultrapassam 0,5% (Tabela 7.6).

Ca e Nb não mostram grandes diferenças entre os zircões analisados (Tabela 7.6), muito embora os teores de Ca encontrados em manchas escuras de alguns cristais dos BSG sejam algo mais elevados (Figuras 7.9C, D).

No diagrama Hf–Y–Nb (Figura 7.11) os zircões das rochas sienograníticas e monzograníticas mostram certa superposição, porém uma tendência de deslocamento para o lado Hf–Y. As rochas greisenizadas, mais enriquecidas em Hf e Y, aproximam-se claramente deste lado. Tal comportamento é similar àquele apresentado por zircões de outros granitos estaníferos do Cráton Amazônico (Lamarão *et al.* 2007). As rochas granodioríticas possuem zircões com conteúdos de Hf, Y e Nb similares aos de granitos não especializados.

Tabela 7.5 - Teores de Hf, Y, U, Th, Nb e razões médias de Zr/Hf de zircões das diferentes fácies do Granito bom Jardim e rochas graníticas associadas.

Amostra	Hf	Hf	Y	U	Th	Ca	Nb
SAL- 66c (10)	75	8,44	6,14	4,96	5,81	0,55	0,77
SAL- 66B (14)	22	7,72	4,25	3,38	3,73	1,51	0,62
Rochas	37	9,24	4,32	4,10	5,97	0,92	1,33
Greisenizadas	6	6,46	1,70	2,10	0,62	0,57	1,71
SAL- 66A (23)	99	4,78	1,40	1,04	0,36	0,52	1,25
Nº Análises=65	02	7,33	3,56	3,12	3,30	0,81	1,14
SAL- 49 (16)	99	7,17	4,79	2,04	1,49	1,96	1,31
SAL- 65 (25)	33	3,98	2,90	1,83	0,58	1,15	0,97
SAL- 64A (21)	47	4,09	3,09	1,02	0,41	0,88	1,30
BSG	79	3,56	1,32	0,97	0,44	1,36	1,82
SAL-NC-BJ-123 (14)	21	3,52	1,63	0,56	0,22	1,63	1,46
SAL-NC-BJ-121 (8)	16	4,46	2,75	1,28	0,63	1,40	1,37
Nº Análises=84	79	5,87	5,42	2,32	0,78	1,70	1,25
SAL- 72 (18)	23	4,07	2,97	1,40	0,51	1,80	1,04
SAL- 62 (20)	18	5,00	5,47	1,59	0,78	1,37	0,82
BMzG/BLMzGSAL- 56 (22)	42	4,17	2,17	1,12	0,76	1,21	1,13
SAL- 29 (27)	54	3,37	1,94	1,85	1,72	0,66	0,87
SAL-NC-BJ-124 (17)	09	2,76	0,92	0,67	0,34	1,72	1,87
Nº Análises=114	71	4,21	3,15	1,49	0,82	1,41	1,16
SAL- 36 (17)	53	2,41	1,18	0,38	0,43	1,31	1,49
SAL- 36D (27)	67	1,95	1,74	0,36	0,49	1,89	1,35
SAL- 40A (17)	53	1,96	1,56	0,39	0,53	1,18	1,41
Nº Análises=61	58	2,11	1,49	0,38	0,48	1,46	1,42



BMzG/BLMzG: Biotita monzogranito/ Leucomonzogranito; BSG: Biotita sienogranito; RG: Rochas greisenizadas; Rgrd: Rochas granodioríticas;

Figura 7.11 - Diagrama Hf-Y-Nb (% em peso) comparativo para os zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da região de Rio Maria (Lamarão *et al.* 2007). Número de análises realizadas por EDS entre parênteses.

No diagrama Zr/Hf x Hf+Y+Th+U (Figura 7.12) os zircões do GBJ mostram um *trend* de enriquecimento nesses elementos e razões Zr/Hf comparativamente mais baixas, acompanhando o comportamento dos zircões de granitos especializados do Cráton Amazônico (Lamarão *et al.* 2007). As rochas granodioríticas, por sua vez, mostram zircões com comportamento distinto nesses elementos e se superpõem ao campo de granitos não mineralizados.

Os conteúdos mais elevados de Hf encontrados nos zircões das rochas greisenizadas geram razões Zr/Hf médias comparativamente mais baixas, proporcionando uma nítida separação dessas com as demais rochas do GBJ (Figura 7.13). Por outro lado, as razões Zr/Hf médias encontradas nos zircões dos BSG e BMzG/BLMzG se superpõem às de outros corpos especializados, confirmando a assinatura geoquímica característica desses granitos. As rochas granodioríticas, por sua vez, mostram razões Zr/Hf mais elevadas e um comportamento similar ao de granitos não mineralizados (Figura 7.13).

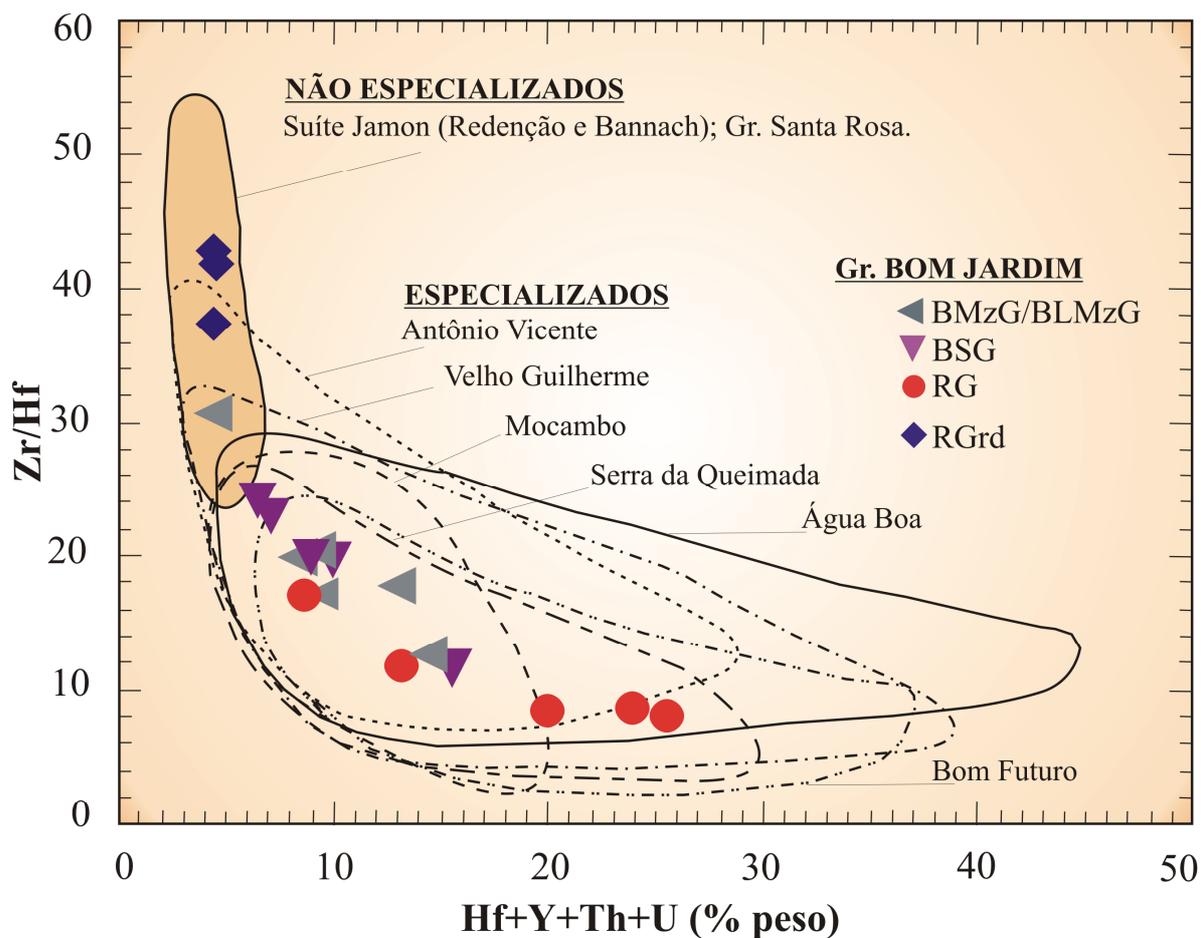
7.3.3 – Discussões e conclusões

As mineralizações de cassiterita, wolframita e columbita identificadas no GBJ estão associadas predominantemente às rochas sienograníticas e greisenizadas. Nas rochas monzograníticas essas mineralizações aparecem apenas localmente em porções mais alteradas e estão ausentes nas rochas granodioríticas (Tabela 7.5).

Os zircões estudados apresentam variações morfológicas significativas entre as diferentes fácies do GBJ. Das rochas monzograníticas, passando pelas sienograníticas até as rochas greisenizadas, os cristais de zircão tornam-se mais anédricos e contendo inclusões ou associando-se a minerais característicos como thorita, monazita, columbita e wolframita. Mostram-se também, neste mesmo sentido, mais corroídos e alterados, apresentando muitas vezes manchas escuras com elevados teores de cálcio, sugerindo, neste caso, a ação de atividades hidrotermais.

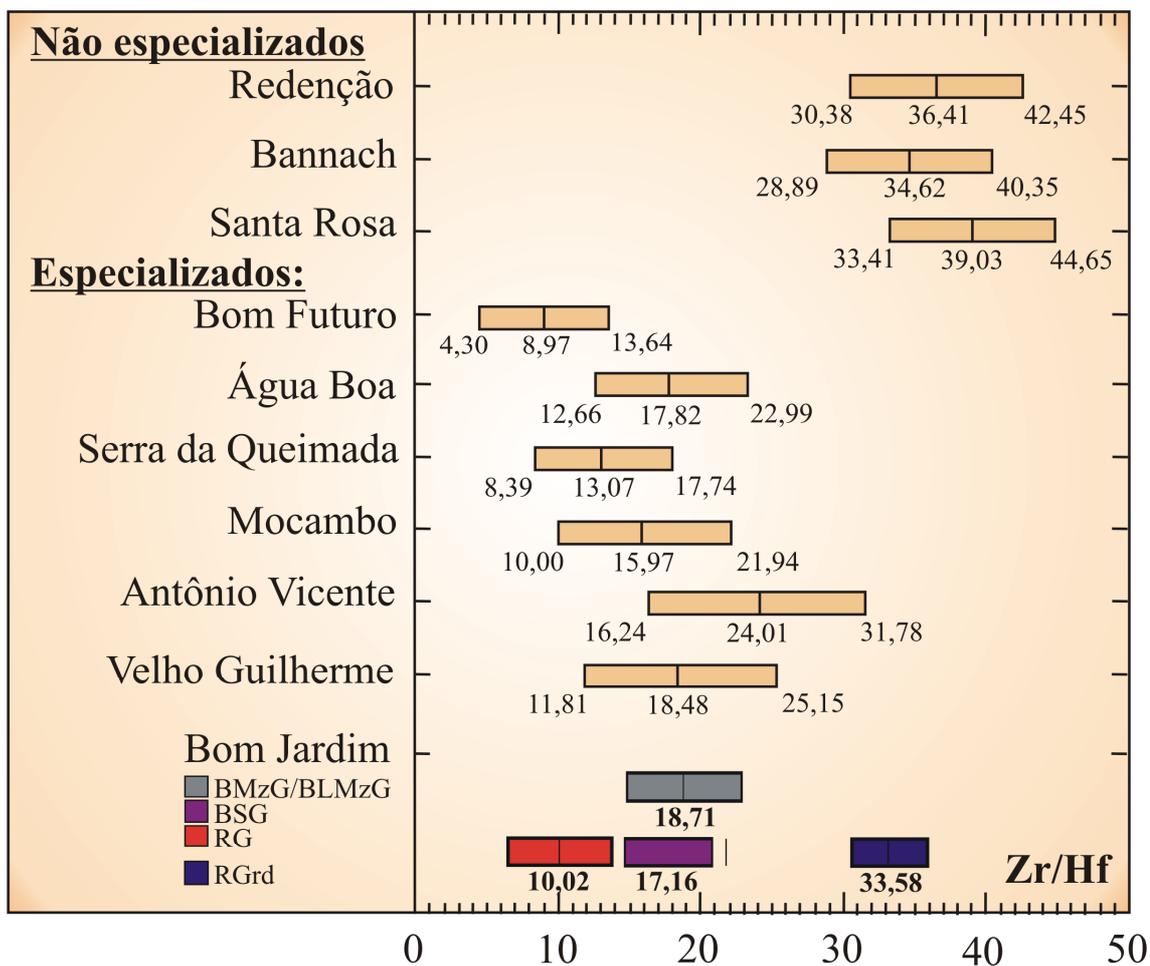
Levando-se em consideração que granitos especializados em Sn, W, Ta+Nb possuem zircões com uma assinatura geoquímica característica, geralmente enriquecidos em Hf, Y, Th e U e com baixas razões Zr/Hf (*cf.* Kempe *et al.* 1997; Wang *et al.* 2000), verifica-se, com base no estudo apresentado, que o GBJ se enquadra nesta categoria. Os dados de MEV mostram também que os zircões desse corpo assemelham-se aos dos demais granitos especializados das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia (Lamarão *et al.* 2006, 2007). Tal fato indica que análises semiquantitativas em zircão obtidas por EDS através de MEV podem ser utilizadas

preliminarmente não apenas como traçadoras de regiões fonte e indicadoras da natureza geoquímica de suas rochas ígneas hospedeiras, mas também numa avaliação preliminar do potencial metalogenético para granitos mineralizados em Sn, W, Nb+Ta.



BMzG/BLMzG: Biotita monzogranito/ Leucomonzogranito; BSG: Biotita sienogranito; RG: Rochas greisenizadas; Rgrd: Rochas granodioríticas;

Figura 7.12 - Diagrama comparativo Zr/Hf versus Hf+Y+Th+U para zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da região de Rio Maria (Lamarão *et al.*, 2007).



BMzG/BLMzG: Biotita monzogranito/ Leucomonzogranito; BSG: Biotita sienogranito; RG: Rochas greisenizadas; RGrd: Rochas granodioríticas;

Figura 7.13 - Diagrama comparativo envolvendo razões Zr/Hf médias de zircões do GBJ e outros corpos das Províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga e Rondônia e da Região de Rio Maria (Lamarão *et al.*, 2007).

CAPÍTULO 8 – GEOQUÍMICA

8.1 – INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados geoquímicos das diferentes fácies do GBJ com o objetivo de caracterizar sua tipologia, série granitóide e afinidade tectonomagmática, além de compreender mais claramente sua evolução petrológica. São comparados também os dados químicos das rochas granodioríticas que ocorrem associadas à borda leste do corpo.

Foram feitas análises químicas em dezesseis amostras representativas das diferentes fácies assim distribuídas: quatro amostras dos BMzG, cinco amostras dos BLMzG, três amostras dos BSG e quatro amostras de RG. Foram analisadas também duas amostras pertencentes às RGrd para comparação. As composições químicas dessas amostras, assim como algumas razões e índices específicos constam da Tabela 8.1. A seleção das amostras levou em consideração o grau de alteração das mesmas e sua distribuição geográfica no corpo. Foram analisados os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O e Na_2O), menores (TiO_2 , P_2O_5 e MnO), traços (Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, V, Hf, Sn, Th, U, Ta, W, F e Li) e terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu). As análises foram realizadas no laboratório ACME – Analítica Laboratórios Ltda. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*) e os elementos traços (exceto F e Li) e terras raras por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*). O F foi analisado pelo método SIE (*Specific Ion Electrode*) e o Li por via úmida.

As rochas que compõem o GBJ possuem conteúdos elevados de SiO_2 , geralmente superiores a 73%, exceto a amostra SAL-100 com 71% de SiO_2 . Os BSG e as RG são as rochas mais fortemente afetadas por alterações tardi- a pós-magmáticas e são hospedeiras de mineralizações de Sn e W, muito embora algumas amostras de rochas monzograníticas demonstrem também o efeito dessas alterações, através de seus teores mais elevados de Rb, F, Li e W (Tabela 8.1). Dois conjuntos geoquimicamente distintos podem ser individualizados para as RG. O primeiro formado pelas amostras SAL-100 e SAL-66a e o segundo pelas amostras SAL-68 e SAL-66c, os quais passam a ser denominados, para efeito de interpretação dos dados, de RG1 e RG2, respectivamente. As rochas greisenizadas RG1 e RG2 apresentam conteúdos médios de SiO_2 de 73,08 e 75,06%, respectivamente. De um modo geral, as rochas mais evoluídas (BLMzG, BSG e RG) possuem conteúdos de TiO_2 , CaO , MgO , Sr, Ba, ETRL e razões Ba/Rb, Zr/Hf, Th/U

e Eu/Eu^* mais baixas, e os de Rb, Y, F, Li, Nb, Sn, W, U, ETRP e razões Rb/Sr, $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ e Rb/Zr mais elevadas, com algumas exceções nas RG, em relação às rochas BMzG (Tabela 8.1).

8.2 – ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os conteúdos de SiO_2 do GBJ variam de 71,00 a 76,94%, demonstrando tratar-se de rochas altamente evoluídas. Nos BMzG e BLMzG os teores de SiO_2 variam de 73,01 a 76,94%, com médias de 74,09 e 75,76%, respectivamente. Nos BSG os conteúdos de SiO_2 variam de 75,56 a 76,75%, com média de 76,30%. As RG1 possuem conteúdos médios de SiO_2 de 73,08% e as RG2 de 75,06%. As RGrd associadas ao corpo Bom Jardim possuem conteúdos médios de SiO_2 de 62%.

TiO_2 , MnO, MgO, CaO e P_2O_5 são muito baixos em todas as rochas do GBJ. O Al_2O_3 situa-se em torno de 13% nos BMzG/BLMzG, BSG e RG2, com as RG1 mostrando valores um pouco mais elevados (14,40%). Na_2O e K_2O apresentam valores médios normais e pouco variáveis, exceto nas RG. Nos BMzG os valores médios são de 3,53% e 5,31% e nos BLMzG de 3,40% e 4,74%, respectivamente. Nos BSG esses óxidos forneceram valores médios de 4,35%. As RG são extremamente pobres em Na_2O (0,02 a 0,08%), porém mostram conteúdos diferentes de K_2O , com teores médios de 1,70% para as RG1 e 4,58% para as RG2. O Fe_2O_3 raramente ultrapassa 2,0% nas rochas monzograníticas, apresentando valores médios de 1,62% nos BMzG e 1,32% nos BLMzG. Nos BSG esse valor cai para 0,72%. As RG apresentam conteúdos mais elevados de Fe_2O_3 , com valores médios de 7,17% para as RG1 e 3,72 para as RG2, muito provavelmente em decorrência da presença de siderofilita–fengita nessas rochas.

As RGrd associadas ao GBJ possuem conteúdos de TiO_2 , MgO, CaO, Al_2O_3 e Fe_2O_3 comparativamente mais elevados, com teores médios de 0,79, 2,86, 4,02, 14,74 e 6,24%, respectivamente. O Na_2O médio nessas rochas é de 3,56%, levemente superior aos valores encontrados para as rochas BMzG e BLMzG (3,53 e 3,40%, respectivamente) e inferior ao das rochas BSG (4,35%). O K_2O médio nas rochas granodioríticas é de 4,03%, inferior ao das rochas BMzG/BLMzG, BSG e RG2. O comportamento desses elementos *versus* sílica pode ser visto na Figura 8.1.

Tabela 8.1 Análises químicas das amostras do Granito Bom Jardim e de rochas granodioríticas associadas

Fácies	Granito Bom Jardim										Rochas greisenizadas														
	Rochas Granodioríticas	Fácies Biotita Monzogranítica	Fácies Biotita Leucomonzogranítica	Fácies Biotita Sienogranítica	RG1	RG2	Fácies Biotita Leucomonzogranítica	Fácies Biotita Sienogranítica	RG1	RG2	RG1	RG2													
Amostras	SAL-40A	SAL-41	Média	SAL-32	SAL-42	Média	SAL-60	SAL-56	SAL-70B	SAL-60A	SAL-57	Média	SAL-73B	SAL-64A	SAL-49	Média	SAL-100	SAL-66A	Média	SAL-68	SAL-66C	Média			
SiO ₂ (% peso)	60,81	63,18	62,00	73,01	73,47	73,81	76,06	74,09	74,95	75,12	75,87	75,91	76,94	75,76	75,56	76,58	76,75	76,30	71,00	75,16	73,08	74,74	75,37	75,06	
TiO ₂	0,79	0,78	0,79	0,19	0,20	0,27	0,20	0,22	0,01	0,09	0,07	0,01	0,08	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,06	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	
Al ₂ O ₃	14,99	14,49	14,74	13,69	13,73	12,96	12,38	13,19	14,10	12,77	12,57	13,53	12,10	13,01	13,77	13,00	13,56	13,44	15,87	12,92	14,40	14,01	12,69	13,35	
Fe ₂ O ₃	6,61	5,87	6,24	1,61	1,30	2,12	1,44	1,62	1,19	0,93	1,61	1,28	1,58	1,32	0,55	0,93	0,67	0,72	7,58	6,76	7,17	3,48	3,95	3,72	
MnO	0,08	0,07	0,08	0,03	0,03	0,04	0,06	0,04	0,07	0,01	0,04	0,07	0,08	0,05	0,01	0,02	0,03	0,02	0,26	0,24	0,25	0,31	0,35	0,33	
MgO	2,95	2,76	2,86	0,18	0,15	0,25	0,16	0,19	0,01	0,05	0,02	0,01	0,06	0,03	0,01	0,02	0,10	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	
CaO	4,23	3,81	4,02	0,81	0,81	0,96	0,26	0,71	0,04	0,63	0,75	0,04	0,74	0,44	0,17	0,20	0,07	0,15	0,96	0,83	0,90	0,02	0,02	0,02	
Na ₂ O	3,42	3,69	3,56	3,69	3,73	3,66	3,05	3,53	3,94	3,72	3,46	3,72	2,14	3,40	4,56	3,91	4,57	4,35	0,02	0,03	0,03	0,08	0,07	0,08	
K ₂ O	4,31	3,75	4,03	5,57	5,49	4,67	5,52	5,31	4,68	5,09	4,31	4,59	5,01	4,74	4,27	4,71	4,07	4,35	1,22	2,17	1,70	4,74	4,41	4,58	
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,23	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	
LOI	1,20	1,10	1,15	1,00	1,00	1,00	0,80	0,95	0,90	1,50	1,20	0,90	1,10	1,12	1,00	0,50	0,30	0,60	2,80	1,80	2,30	2,50	3,00	2,75	
Total	99,63	99,72	99,68	99,83	99,96	99,81	99,98	99,90	99,90	99,92	99,91	100,07	99,85	99,93	99,92	99,93	100,1	100,0	99,8	100,0	99,9	99,92	99,90	99,91	
Rb (ppm)	164,70	127,901	146,30	290,90	299,70	261,70	324,90	294,30	860,10	513,20	653,90	851,30	676,90	711,08	683,60	752,60	936,10	790,77	791,30	957,9	874,6	1847,7	1822,7	1835,2	
Ba	1626,1	1267,3	1446,7	602,9	873,0	704,6	496,9	669,3	33,2	154,0	45,1	30,5	171,6	86,8	12,2	26,4	15,5	18,03	1,80	17,30	9,55	23,40	16,30	19,85	
Sr	462,20	360,50	411,35	92,50	112,30	107,30	53,00	91,28	13,00	21,30	22,20	13,50	25,70	19,14	5,30	9,60	5,30	6,73	24,40	22,00	23,20	13,20	21,30	17,25	
Zr	206,7	244,6	225,6	158,3	215,0	232,8	217,3	205,8	55,3	137,6	116,4	59,6	188,6	111,5	170,0	110,0	53,3	111,1	97,6	90,4	94,0	42,2	34,6	38,4	
Nb	8,50	9,80	9,15	13,70	15,00	16,60	17,20	15,63	81,20	28,80	55,60	79,30	34,00	55,78	59,50	38,90	67,40	55,27	28,30	34,40	31,35	95,80	57,40	76,60	
Y	22,10	20,70	21,40	34,40	36,50	33,90	33,60	34,60	23,30	66,50	127,10	23,30	83,30	64,70	51,00	41,40	13,50	35,30	76,00	74,10	75,05	3,20	3,40	3,30	
Ga	17,90	18,40	18,15	19,90	21,40	20,40	20,10	20,45	34,10	24,10	27,90	33,20	24,30	28,72	29,80	27,10	31,00	29,30	35,20	32,80	34,00	45,50	39,90	42,70	
F	730	390	560	1530	2060	1810	500	1475	310	3450	6260	3800	4760	3032	890	2400	1940	1743	2446	18630	21545	2410	2980	2695	
Li	20,20	21,40	20,80	8,70	22,80	17,50	10,30	14,83	22,10	60,80	117,30	21,70	26,70	49,72	51,40	129,20	222,80	134,47	697,50	699,10	698,30	127,70	213,00	170,35	
Hf	5,70	6,70	6,20	5,80	7,50	7,50	8,40	7,30	6,80	7,40	7,50	7,50	9,60	7,76	16,90	7,40	6,20	10,17	5,70	5,70	5,70	7,10	5,30	6,20	
Sn	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	2,00	1,00	1,50	12,00	2,00	28,00	12,00	10,00	12,80	8,00	15,00	15,00	12,67	22,00	218,00	120,00	315,00	83,00	199,00	
Th	13,80	15,60	14,70	37,20	33,40	49,20	65,50	46,33	13,70	57,10	59,20	14,50	60,80	41,06	41,50	47,40	15,70	34,87	47,30	52,80	50,05	13,50	8,70	11,10	
U	3,20	4,00	3,60	12,50	9,50	7,70	12,90	10,65	2,90	18,30	20,70	3,10	24,30	13,86	33,80	16,80	11,00	20,53	18,90	19,40	19,15	4,20	3,90	4,05	
W	73,00	18,70	45,85	36,30	30,10	29,30	81,40	44,28	52,50	34,70	113,20	54,40	93,80	69,72	51,80	26,90	56,40	45,03	11,90	86,70	49,30	179,20	73,20	126,20	
V	132,00	130,00	131,00	14,00	11,00	14,00	10,00	12,25	5,00	5,00	5,00	5,00	6,00	5,20	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	9,00	5,00	7,00

Tabela 8.1 continuação

Fácies	Granito Bom Jardim										Granito Bom Jardim														
	Rochas Granodioríticas					Fácies Biotita Monzogranítica					Fácies Biotita Leucomonzogranítica					Fácies Biotita Sienogranítica					Rochas greisenizadas				
	Amostras					Média					Média					Média					Média				
Terras raras (ppm)	SAL-40A	SAL-41	Média	SAL-29	SAL-32	SAL-42	Média	SAL-60	SAL-56	SAL-70B	SAL-60A	SAL-57	Média	SAL-73B	SAL-64A	SAL-49	Média	SAL-100	SAL-66A	Média	SAL-68	SAL-66C	Média		
La	197,47	177,02	187,74	380	348,32	390,02	210,14	297,32	36,39	186,84	178,66	32,71	214,64	129,85	108,34	79,72	45,38	77,81	130,01	138,18	134,10	20,03	15,94	17,99	
Ce	154,10	141,09	147,24	299	270,89	309,30	232,80	252,75	38,25	164,60	142,81	35,27	193,92	114,97	114,75	93,59	56,28	88,21	119,77	131,84	125,81	28,06	22,10	25,08	
Nd	82,31	76,61	79,49	148	119,04	141,20	77,46	105,80	14,99	77,67	94,98	13,51	97,09	59,65	52,98	33,77	15,83	34,19	63,32	76,40	69,86	12,03	9,92	10,98	
Sm	43,51	39,61	41,56	81	55,19	66,88	42,21	52,27	12,99	50,65	76,62	11,69	64,94	43,38	40,26	24,68	11,69	25,54	48,05	56,49	52,27	9,74	7,14	8,44	
Eu	20,51	20,17	20,36	34	14,31	12,93	6,20	10,95	0,86	4,14	2,07	0,86	1,90	1,97	0,86	1,03	0,86	0,92	1,38	2,24	1,81	0,86	0,86	0,86	
Gd	21,73	19,63	20,64	35	30,25	31,18	21,34	26,53	9,25	34,02	54,58	9,69	41,61	29,83	23,54	15,42	5,87	14,94	33,33	37,98	35,66	2,06	2,30	2,18	
Dy	14,40	13,18	13,78	82	23,53	23,10	20,15	21,90	19,09	22,57	33,33	23,28	42,86	33,65	41,45	26,81	14,46	27,57	39,33	37,57	38,45	2,47	3,17	2,82	
Ho	12,17	12,17	12,19	84	20,28	18,34	19,40	19,09	22,57	33,33	46,21	31,08	50,72	41,53	54,40	35,30	19,16	36,29	47,23	45,30	46,27	3,86	4,70	4,28	
Er	13,07	11,81	12,47	76	23,07	19,82	23,13	21,45	31,39	41,20	53,25	53,12	58,81	53,91	81,10	49,30	33,98	54,79	61,30	46,03	53,67	9,69	11,57	10,63	
Yb	11,81	10,96	11,34	47	20,82	18,78	25,92	21,50	52,27	45,85	59,48	56,32	61,05	56,24	83,89	51,60	37,02	57,50	60,65	50,02	55,34	12,60	12,60	12,60	
Lu	12,60	13,00	12,89	48	21,27	17,72	28,36	21,96	55,53	47,66	60,65	63,06	26,34	41,82	128,98	78,40	176,62	128,00	32,43	43,54	37,99	139,98	85,57	112,78	
Rb/Sr	0,36	0,35	0,34	32	2,67	2,44	6,13	3,60	66,16	24,09	29,45	63,06	26,34	41,82	128,98	78,40	176,62	128,00	32,43	43,54	37,99	139,98	85,57	112,78	
Ba/Rb	9,87	9,91	9,86	37	2,91	2,69	1,53	2,30	0,04	0,30	0,07	0,04	0,25	0,14	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
Rb/Zr	0,80	0,52	0,67	24	1,39	1,12	1,50	1,46	15,55	3,73	5,62	14,28	3,59	8,55	4,02	6,84	17,56	9,48	8,11	10,60	9,35	43,78	52,68	48,23	
A/NK	1,46	1,43	1,44	33	1,14	1,17	1,13	1,14	1,22	1,10	1,21	1,22	1,35	1,22	1,14	1,13	1,14	1,13	1,13	1,13	1,13	5,39	8,56	2,66	
A/CNK	0,83	0,85	0,84	31	1,01	1,01	1,08	1,03	1,21	1,00	1,07	1,21	1,18	1,13	1,11	1,09	1,13	1,11	1,11	1,11	1,11	5,12	3,31	4,21	
FeO tot/MgO	2,24	2,13	2,18	34	8,67	8,48	9,00	8,77	119,00	18,60	80,50	128,00	26,33	74,49	55,00	46,50	6,70	36,07	252,67	676,00	464,33	174,00	197,50	185,75	
ΣETR	583,69	535,25	559,78	64	946,97	1049,27	707,11	851,50	296,96	720,08	820,86	289,49	872,17	599,91	642,26	435,54	253,48	444,76	643,29	661,64	652,47	104,47	94,00	99,24	
ΣETRL	477,38	434,34	455,57	68	793,44	907,40	562,61	708,13	102,62	479,76	493,07	93,18	570,59	347,84	316,33	231,76	129,18	225,76	361,15	402,91	382,03	69,86	55,10	62,48	
ΣETRP	85,79	80,75	83,26	22	139,22	128,94	138,30	132,42	193,48	236,18	325,72	195,45	299,68	250,10	325,07	202,75	123,44	217,09	280,76	256,49	268,63	33,75	38,04	35,90	
(La ^a /Y ^b) _n	11,28	10,90	11,07	24	11,29	14,02	5,47	9,68	0,47	2,75	2,03	0,42	2,46	1,63	0,90	1,09	0,90	0,96	1,43	2,03	1,73	1,40	0,93	1,16	
Eu/Eu*	0,67	0,72	0,73	2	0,35	0,28	0,21	0,29	0,08	0,10	0,03	0,08	0,04	0,07	0,03	0,05	0,10	0,06	0,03	0,05	0,04	0,19	0,21	0,20	

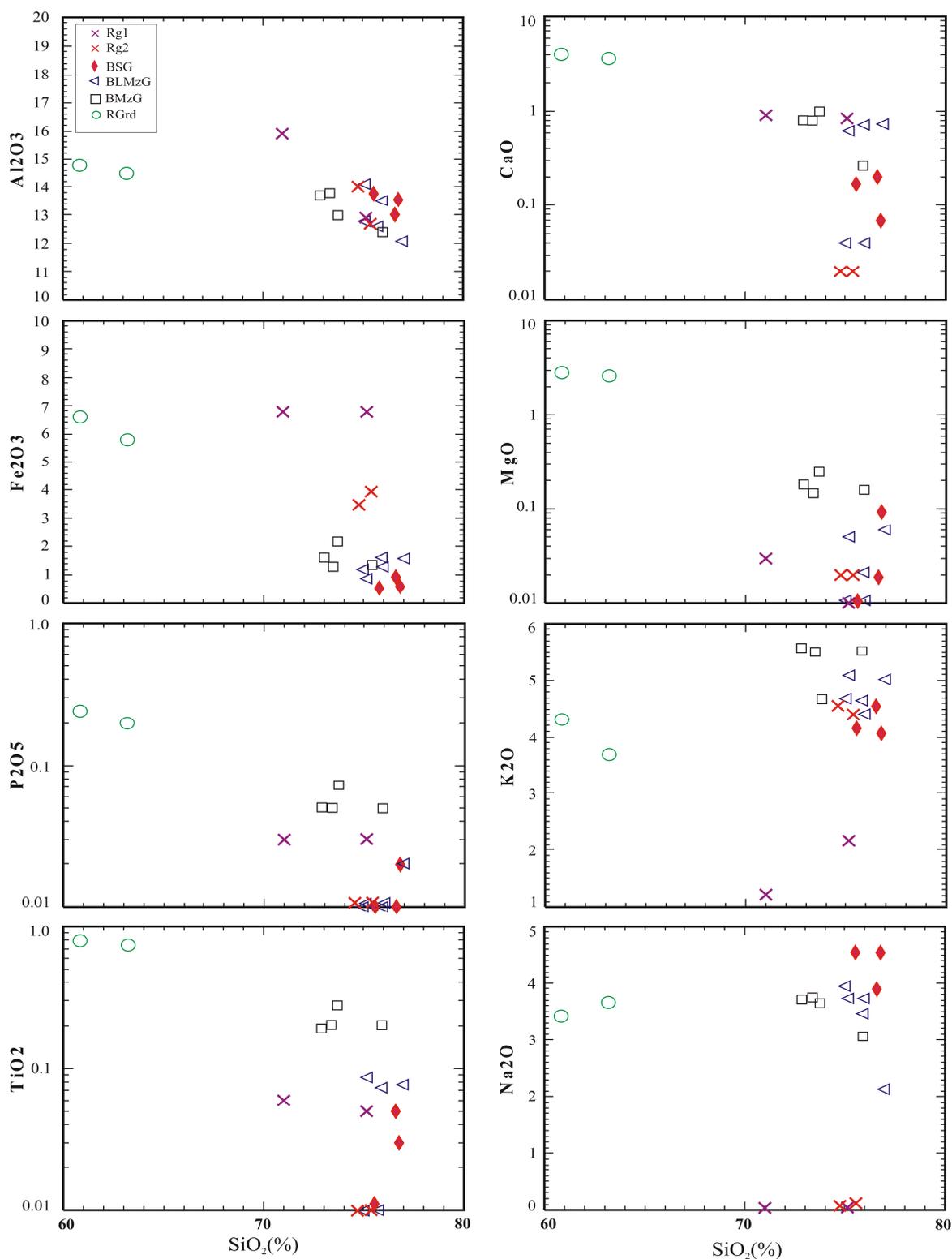


Figura 8.1- Diagramas de Harker para as rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas.

RG - Rocha Greisenizada; BSG - Biotita sienogranito; BLMzG - Biotita leucomonzogranito; BMzG - Biotita monzogranito; RGrd - Rochas granodioríticas

8.3 – ELEMENTOS TRAÇO

8.3.1 – Comportamento dos elementos Rb, Ba e Sr

Rb, Ba e Sr são elementos litófilos cujo comportamento em diagramas de variação é de grande utilidade para uma estimativa dos processos envolvidos na evolução de rochas ígneas (Hanson 1978, 1989). O Rb mostra enriquecimento no sentido das rochas mais evoluídas, comportando-se nitidamente como um elemento incompatível (Figura 8.2A). Nos BMzG, BLMzG e BSG os conteúdos de Rb variam de 261,70 a 324,9 ppm, de 513,2 a 860,1 ppm e de 683,6 a 936,1 ppm, respectivamente. Nas RG as concentrações de Rb são elevadas, variando de 791,3 a 957,9 ppm nas RG1 e de 1822,7 a 1847,7 ppm nas RG2. As RGrd possuem conteúdo médio de Rb de 146,30 ppm.

Ba e Sr mostram comportamento inverso ao do Rb nas rochas estudadas, decrescendo acentuadamente no sentido das rochas mais evoluídas, exceto as RG com valores de Sr mais elevados que o das rochas sienograníticas (Figura 8.2B, C). Nas RGrd os conteúdos médios de Ba e Sr são de 1446,7 e 411,35 ppm, respectivamente.

Nos diagramas Rb x Sr, Rb x Ba e Sr x Ba (Figura 8.3A, B, C) são plotados vetores (compilados de Dall'Agnol *et al.* 1999a) que indicam modificações na composição do magma em decorrência do fracionamento das fases minerais indicadas (anfíbólio, biotita, plagioclásio e feldspato potássico). O aumento nos teores de Rb no sentido das rochas monzograníticas-sienograníticas pode ser explicado, utilizando-se desses vetores, pelo fracionamento de plagioclásio+hornblenda e, em menor proporção, da biotita, enquanto o empobrecimento de Ba e Sr estariam ligados predominantemente ao fracionamento do feldspato potássico.

A razão Rb/Sr funciona como bom indicador de cristalização fracionada em magmas félsicos (Blevin & Chappell 1995). Tal fracionamento fica bem evidente na Figura 8.4A, com as razões Rb/Sr aumentando no sentido das rochas mais fracionadas. Nos diagramas Rb/Sr x Ba/Rb e Rb/Sr x Ba/Sr (Figura 8.4B e 8.4C) as rochas estudadas mostram um aumento acentuado das razões Rb/Sr no sentido das rochas mais evoluídas, acompanhado de uma diminuição das razões Ba/Rb e Ba/Sr neste mesmo sentido. Este comportamento define um *trend* de fracionamento mais evidente na Figura 8.4B, sugestivo de mudanças controladas predominantemente por processos de cristalização fracionada.

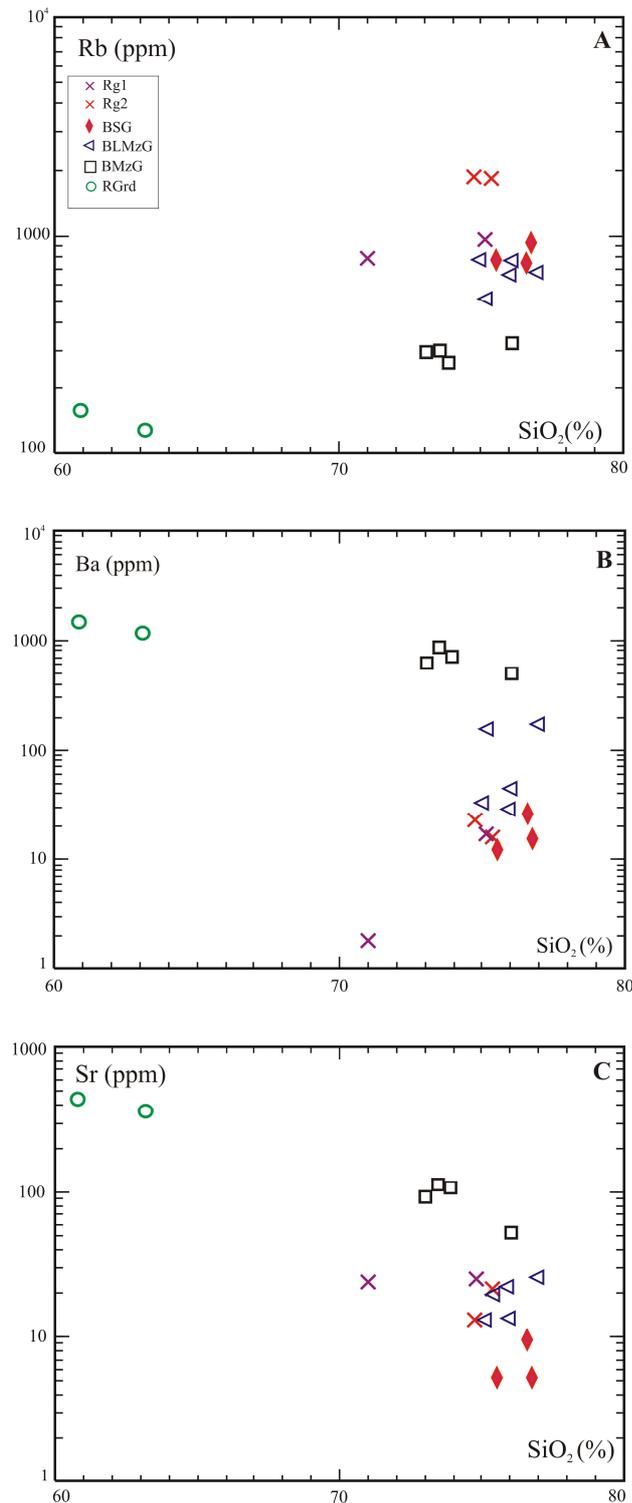


Figura 8.2 - Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas associadas nos diagramas: (A) $RbxSiO_2$; (B) $BaxSiO_2$ e (C) $SrxSiO_2$

RG - Rocha greisenizada; BSG - Biotita sienogranito; BLMzG - Biotita leucomonzogranito; BMzG - Biotita monzogranito; RGrd - Rochas granodioríticas.

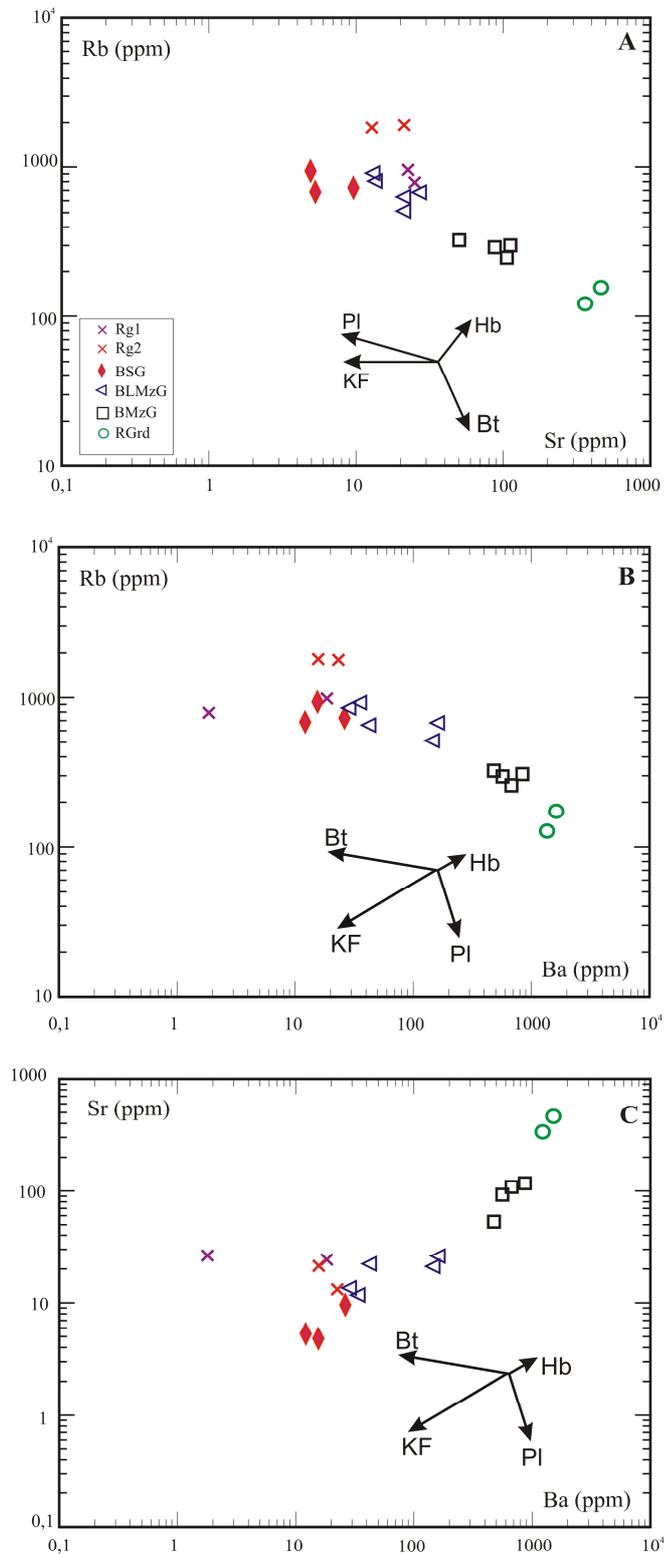


Figura 8.3- Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas (A) RbxSr; (B) RbxBa e (C) SrxBa. Vetores compilados de Dall'Agnol *et al.* (1999a).

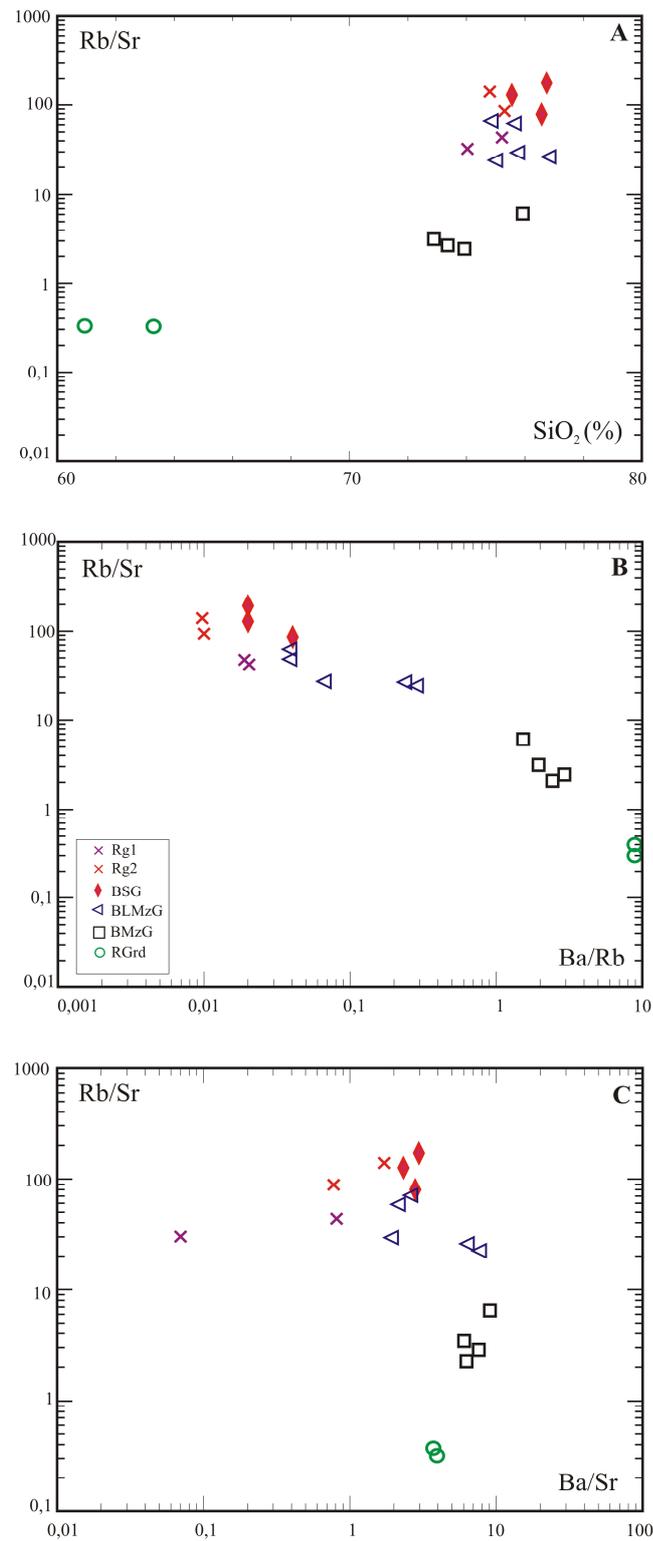


Figura 8.4- Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas (A) Rb/Sr x SiO₂; (B) Rb/Sr x Ba/Rb e (C) Rb/Sr x Ba/Sr.

8.3.2 Comportamento dos elementos Zr, Nb, Y e Ga

O Zr apresenta comportamento semelhante ao do Ba, embora com *trend* evolutivo menos definido (Figura 8.5A). Nos BMzG, BLMzG e BSG os conteúdos médios de Zr são de 205,85, 111,50 e 111,10 ppm, respectivamente. Nas RG1 o conteúdo médio de Zr é de 94 ppm e nas RG2 de 38,4 ppm. A diminuição de Zr nas amostras estudadas estaria ligada, muito provavelmente, ao fracionamento de zircão, principal concentrador desse elemento. As RGrd apresentam conteúdo médio de Zr de 225,65 ppm.

Nb e Y apresentam comportamento muito semelhante e tendem a aumentar no sentido das fácies mais evoluídas, embora suas concentrações nas rochas BLMzG, BSG e RG mostrem certa superposição e um *trend* pouco definido (Figuras 8.5B e C). Nas RG, à semelhança do observado com os elementos Rb e Zr, Nb e Y mostram concentrações distintas e se separam claramente nos diagramas (Figuras 8.5B e C). Nas RG1 o teor médio de Nb é de 31,35 ppm e o de Y de 75,05 ppm. Nas RG2 a concentração média desses elementos é, neste mesmo sentido, de 76,60 e 3,30 ppm. Nas RGrd os teores de Nb são muito baixos, com média de 9,15 ppm e os de Y, 21,40 ppm.

Os teores de Ga são moderados em todas as fácies, com médias que variam de 20,45 ppm nos BMzG, 28,72 ppm nos BLMzG, 29,30 ppm nos BSG e valores mais elevados nas rochas greisenizadas RG1 (34,00 ppm) e RG2 (42,70 ppm). As RGrd possuem as mais baixas concentrações de Ga, com valor médio de 18,15 ppm (Figura 8.5 D).

8.3.3 Comportamento dos elementos F, Li, Sn e W

Considerando-se que as rochas mais evoluídas do GBJ estão afetadas por processos tardi-a pós-magmáticos e que o F desempenha papel importante em fluidos residuais (Fuge 1972; Bailey 1977), torna-se necessário avaliar o comportamento desse elemento nas rochas em questão, bem como sua relação com outros elementos presentes. De um modo geral os elementos acima mostram enriquecimento no sentido BMzG/BLMzG-BSG-RG, com algumas superposições de teores (Tabela 8.1) que não impossibilitam, entretanto, a definição de um *trend* composicional evolutivo.

O F ocorre em quantidades variáveis e elevadas no conjunto de rochas estudadas. Suas maiores concentrações estão nas RG1 com 24.460 e 18.630 ppm, RG2 com 2.980 e 2.410 ppm e nos BSG com concentrações variando de 2.400 a 890 ppm (Tabela 8.1). Nas

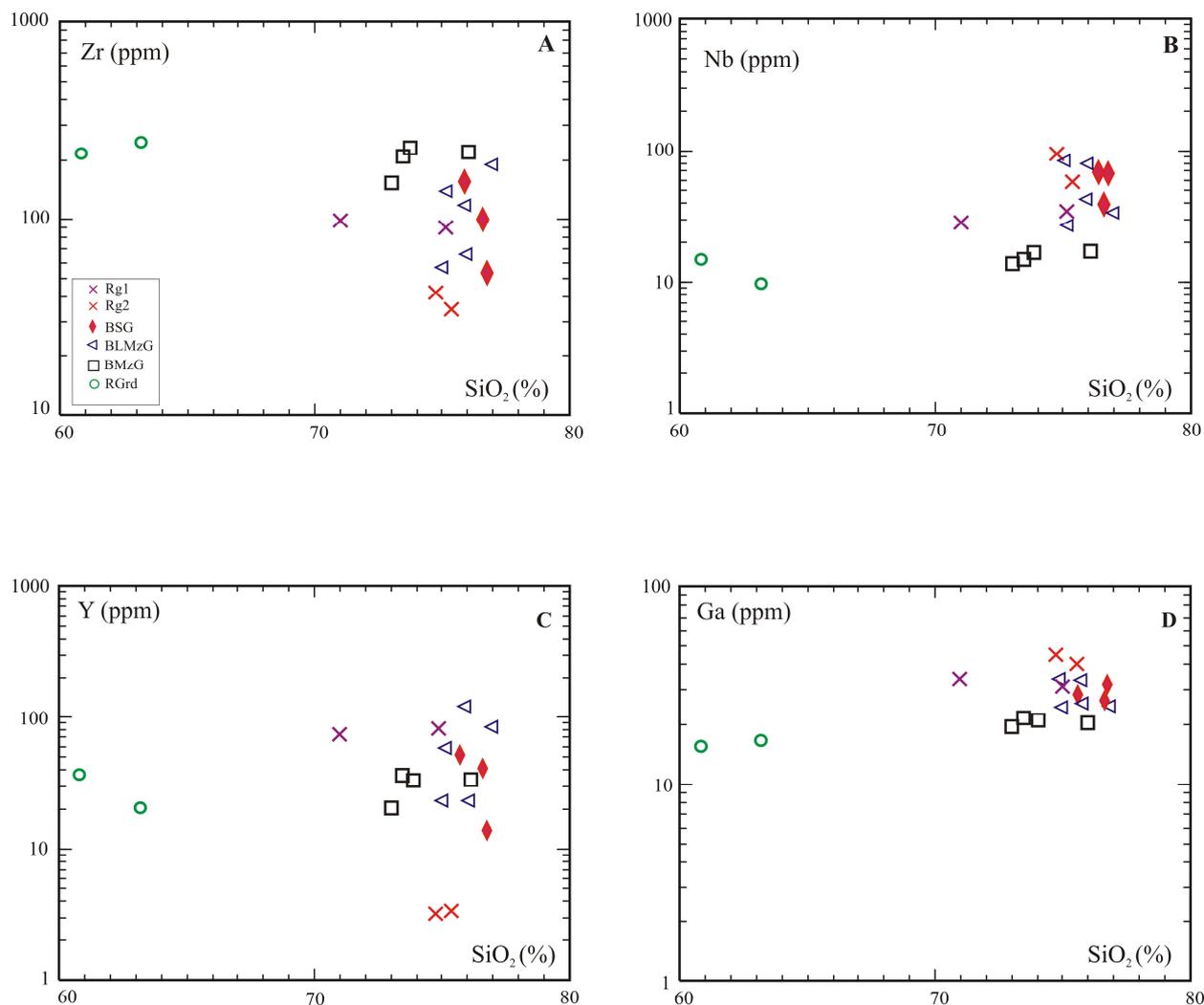


Figura 8.5 - Variação composicional das rochas do GBJ e rochas granodioríticas nos diagramas (A) Zr x SiO₂; (B) Nb x SiO₂; (C) Y x SiO₂ e (D) Ga x SiO₂.

rochas monzograníticas os conteúdos de F são bastante variáveis; nos BMzG situam-se entre 500 e 2.060 ppm, com média de 1.475 ppm, e nos BLMzG entre 310 e 6.260 ppm, com média de 3.032 ppm. Este comportamento mostra-se coerente com os dados petrográficos, uma vez que as rochas mais evoluídas e afetadas por transformações tardi a pós-magmáticas do GBJ hospedam quantidades consideráveis de topázio e fluorita, fontes importantes de F. Essa relação pode ser

melhor visualizada na Figura 8.6A. As RGrd são mais empobrecidas em F, com conteúdos de 730 e 390 ppm.

O Li apresenta um padrão de distribuição similar ao do F, desenvolvendo uma correlação positiva com a sílica (Figura 8.6B). É mais elevado nas rochas greisenizadas RG1 (média de 698,30 ppm) e RG2 (média de 170,35 ppm) e nas rochas sienograníticas (média de 134,47 ppm). Nas rochas monzograníticas os valores médios de Li são de 14,83 ppm nos BMzG e de 49,72 ppm nos BLMzG. Nas rochas granodioríticas o teor médio de Li encontrado foi de 20,80 ppm.

O Sn mostra maiores concentrações nas rochas greisenizadas RG1 e RG2 com médias de 120 e 199 ppm, respectivamente. Monzogranitos e sienogranitos possuem valores variáveis de Sn. Nos BMzG e BLMzG as concentrações médias de Sn são de 1,50 e 12,80 ppm, respectivamente, e na fácies BSG de 12,67 ppm. Percebe-se, no entanto, teores aproximados de Sn nas fácies BLMzG e BSG, ocasionando certa superposição no diagrama Sn x SiO₂ (Figura 8.6 C).

O W tem distribuição mais errática em comparação ao Sn, porém apresenta conteúdo médio mais elevado nas rochas greisenizadas RG2 (126,20 ppm). Nas RG1 e BSG o teor médio de W é de 49,30 e 45,03 ppm, respectivamente, enquanto nos BLMzG e BMzG é, neste mesmo sentido, de 69,72 e 44,28 ppm. Nas rochas granodioríticas a amostra SAL-40A apresentou teor anormalmente elevado de W (73,00 ppm) e a amostra SAL-41 teor de 18,70 ppm.

O comportamento de F x Sn nas rochas do GBJ é melhor visualizado na Figura 8.7A, onde eles desenvolvem uma correlação positiva, embora com superposição entre rochas leucomonzograníticas e sienograníticas, mostrando um *trend* de enriquecimento no sentido das rochas greisenizadas. Comportamento semelhante foi descrito por Teixeira (1999) nas rochas do maciço Antônio Vicente. Este mesmo comportamento não é tão claro em relação ao W (Figura 8.7B), onde as rochas mostram maior dispersão. Entretanto, as concentrações de W crescem, de um modo geral, no sentido das rochas greisenizadas. Tal fato sugere que fluídos tardi a pós-magmáticos enriquecidos em voláteis, sobretudo F, tiveram uma participação direta na mineralização de Sn e W.

Quando relacionado à razão Rb/Sr, o F tende a desenvolver um *trend* positivo (Figura 8.7C) em virtude das rochas greisenizadas apresentarem maiores razões Rb/Sr e conteúdos de F.

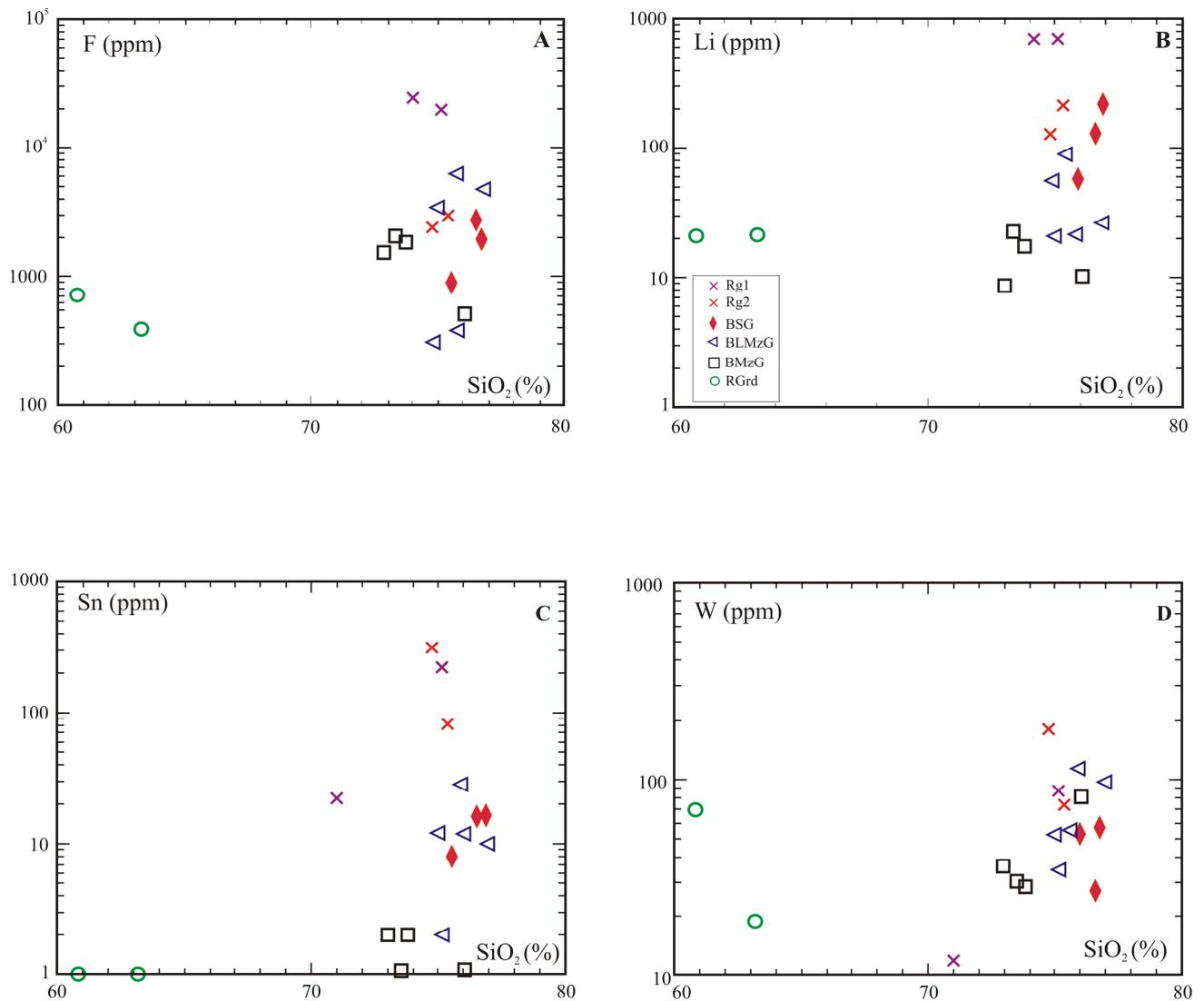


Figura 8.6 - Variação composicional das rochas do GBJ nos diagramas (A) F x SiO₂; (B) Li x SiO₂; (C) Sn x SiO₂ e (D) W x SiO₂.

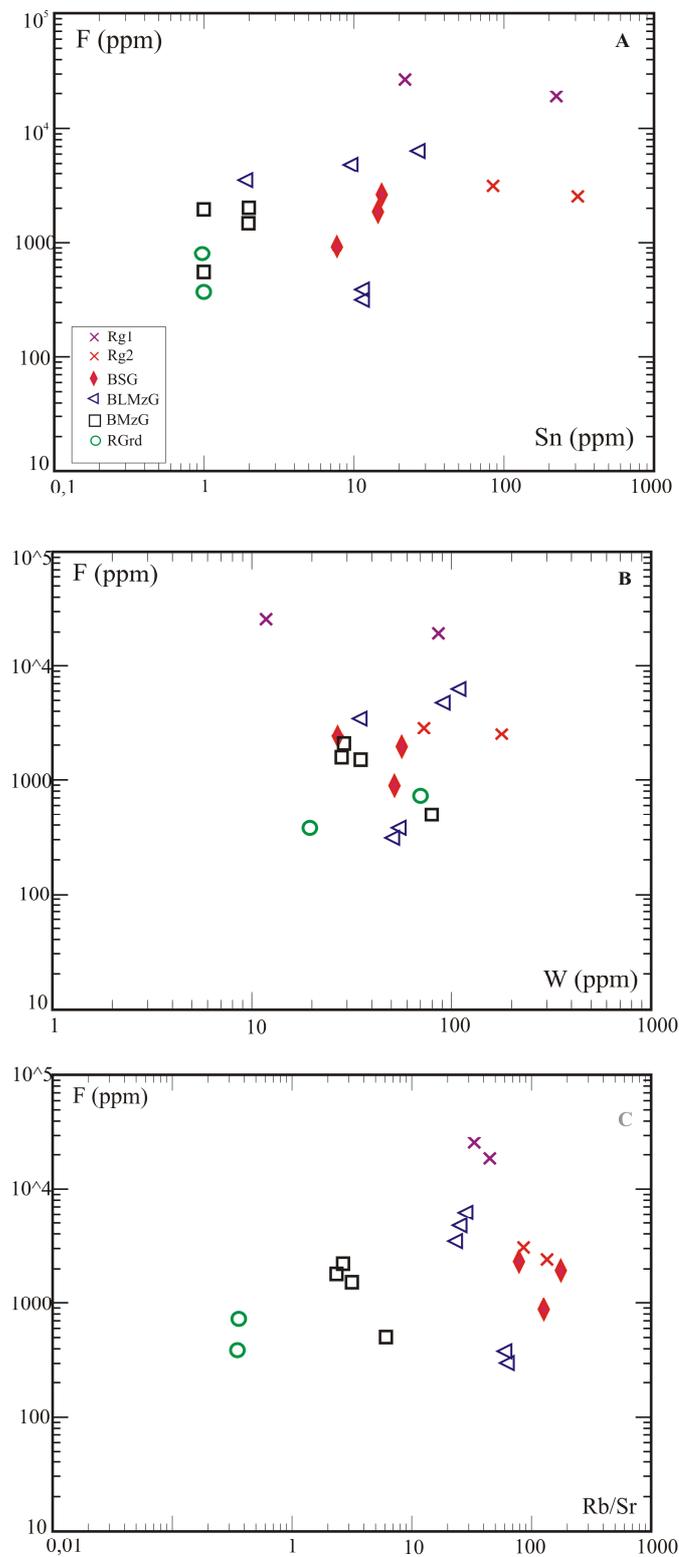


Figura 8.7- Diagramas mostrando a variação composicional das rochas do GBJ nos diagramas (A) F x Sn, (B) F x W; (C) F x Rb/Sr.

8.4 – SATURAÇÃO EM ALUMINA (ISA)

No diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol x $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol as rochas do GBJ apresentam caráter levemente peraluminoso, com as razões moleculares A/CNK chegando a 1,21 nas rochas sienograníticas (Figura 8.8). As rochas granodioríticas associadas possuem conteúdos moleculares A/CNK de 0,83 e 0,85, plotando no campo metaluminoso. As rochas greisenizadas apresentaram razões moleculares A/NK e A/CNK muito elevadas (Tabela 8.1), não sendo incluídas no gráfico.

8.5 – AFINIDADE TECTONOMAGMÁTICA

Alguns diagramas envolvendo elementos traço são utilizados para discriminar e caracterizar ambientes tectônicos. A utilização desses diagramas nem sempre é aceita como indicativa do ambiente tectônico de colocação desses granitóides uma vez que existem granitóides geoquimicamente semelhantes, porém formados em ambientes diferentes (*cf.* Whalen *et al.* 1987). Dentre os diagramas indicativos de ambiência tectônica os mais utilizados são os de Pearce *et al.* (1984), envolvendo Y x Nb e Rb x (Y+Nb).

No diagrama Y x Nb (Figura 8.9A), as rochas do GBJ plotam predominantemente no campo intraplacas com as RG2, muito pobres em Y, situando-se no limite entre os campos de granitos intraplacas e de arco vulcânico+sin-colisionais. As rochas granodioríticas plotam no campo de granitos de arco vulcânico. No diagrama Rb x (Y+Nb), todas as amostras do GBJ plotam no limite entre os campos intraplacas e sin-colisionais, demonstrando o caráter mais evoluído e, conseqüentemente, mais enriquecido em Rb (Figura 8.9B). As RG2, com conteúdos mais expressivos de Rb, adentram este último campo. As rochas granodioríticas mostram comportamento semelhante ao do diagrama anterior.

Comportamento semelhante ao das rochas do GBJ é observado no granito estanífero Antônio Vicente (Teixeira *et al.* 2005). Tal posicionamento sugere que o GBJ possui afinidades geoquímicas com granitos fanerozóicos originados em ambiente intraplacas, ou, alternativamente, em ambiente pós-colisional conforme definido por Pearce (1996). O posicionamento das rochas granodioríticas no campo de granitos de arco vulcânico sugere que as mesmas não fazem parte do corpo Bom Jardim, devendo tratar-se, muito provavelmente, de um outro corpo granitóide. Tal suposição é visualizada também nos diagramas geoquímicos

mostrados anteriormente, onde observa-se uma nítida separação dessas com as rochas que compõem o GBJ.

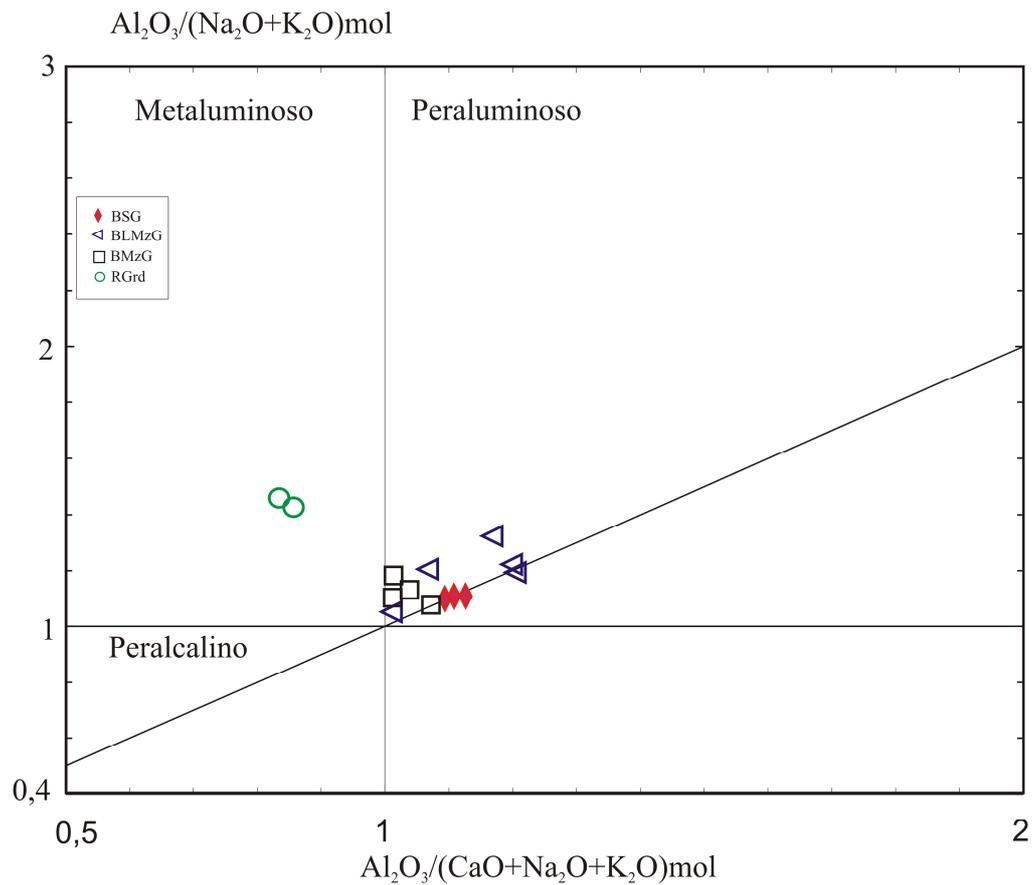


Figura 8.8- Diagrama A/CNK x A/NK (Maniar & Piccoli 1989) mostrando a distribuição das rochas do GBJ.

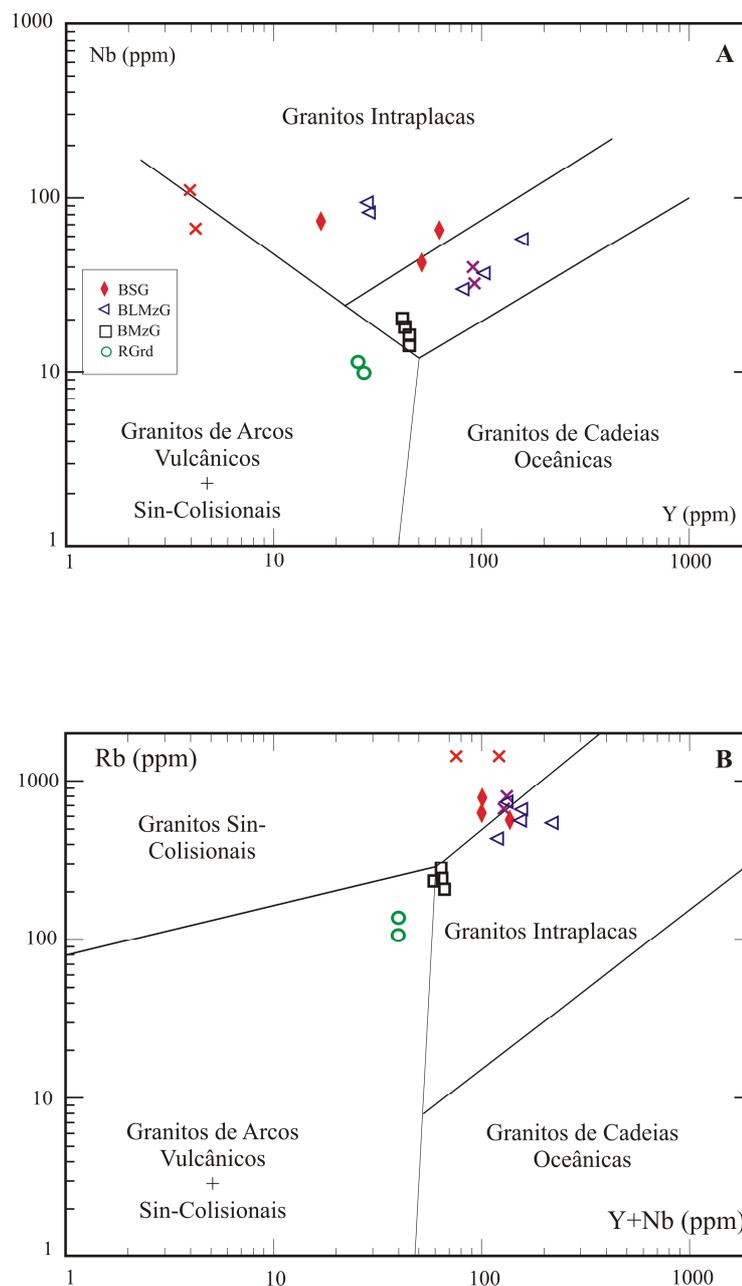


Figura 8.9- Diagramas discriminantes de paleoambiência tectônica (Pearce *et al.* 1984) mostrando a distribuição das amostras do GBJ. (A) Y x Nb; (B) Rb x (Y+Nb).

8.6 – TIPOLOGIA

De acordo com Whalen *et al.* (1987), granitóides tipo-I normais e altamente fracionados podem ser distinguidos de granitóides tipo-A por meio de diagramas envolvendo elementos incompatíveis como Zr, Nb, Ce, Y e Ga, uma vez que para um determinado grau de fracionamento os granitos tipo-A possuem conteúdos comparativamente mais elevados desses elementos. Nos diagramas $Zr+Nb+Ce+Y$ vs. $(K_2O+Na_2O)/CaO$ e $Zr+Nb+Ce+Y$ vs (FeO/MgO) (Figuras 8.10A, B), as amostras do GBJ incidem no campo dos granitos tipo-A, com algumas se aproximando do campo de granitos fracionados, confirmando sua afinidade geoquímica com os mesmos. A exceção fica por conta das rochas granodioríticas que plotam, em ambos diagramas, no limite entre os campos dos granitos tipo-A e dos granitos tipo-M, I, S não fracionados.

8.7 - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

Na Tabela 8.1 são apresentadas as concentrações e razões dos ETR e nas Figuras 8.11 e 8.12 os padrões de fracionamento das diferentes fácies do GBJ e das RGrd associadas, respectivamente, normalizados ao condrito segundo valores de Evensen *et al.* (1978).

Os BMzG, BLMzG e BSG apresentam, de um modo geral, similaridades nos padrões de distribuição de ETR, mostrando fracionamento dos ETR leves (ETRL) em relação aos ETR pesados (ETRP) e fortes anomalias negativas de Eu. BMzG e BLMzG possuem valores absolutos de ETR entre 702,64 e 1049,27 ppm e entre 289,49 e 872,817 ppm respectivamente. Já a fácies BSG apresenta valores entre 253,48 e 642,26 ppm. As razões $(La/Yb)_n$ dessas rochas variam, nesse mesmo sentido, de 5,47 a 14,02, de 0,42 a 2,75 e de 0,90 a 1,09. As anomalias negativas de Eu nas rochas do GBJ são comparativamente mais pronunciadas do que a das rochas granodioríticas ($Eu/Eu^* = 0,21$ a $0,35$ nos BMzG e $0,03$ a $0,1$ nos BLMzG e BSG) proporcionando um padrão de fracionamento do tipo “gavota”, indicativo de um maior fracionamento de plagioclásio e biotita durante a diferenciação, o que é compatível com os conteúdos mais baixos de Ba e Sr dessas rochas em comparação ao das rochas granodioríticas.

As rochas greisenizadas mostram padrões distintos, com as RG1 (SAL-66a e 100) mais enriquecidas e as RG2 (SAL-68 e 66c) mais empobrecidas em ETR. As primeiras possuem conteúdo total de ETR de 661 e 643 ppm, razões $(La/Yb)_n$ de 2,03 e 1,43, anomalias negativas de Eu mais pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,05$ e $0,03$) e um padrão de fracionamento similar ao das

rochas monzograníticas e sienograníticas. As duas últimas têm concentrações de ETR de 104 e 94 ppm, razões $(La/Yb)_n$ de 1,4 e 0,93 e anomalias de Eu comparativamente menos pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,21$ e $0,19$). As RGrd, por sua vez, apresentam conteúdos de ETR de 583,69 e 535,25 ppm, razões $(La/Yb)_n$ de 11,28 e 10,90 e anomalias negativas de Eu muito pequenas ($Eu/Eu^* = 0,67$ e $0,72$), contrastando com o padrão de fracionamento das rochas do GBJ.

De acordo com Clark (1984) os ETR mostram-se dispersos em muitos processos formadores de rochas, ocorrendo como constituintes menores ou traços nas fases minerais onde eles não são componentes essenciais. Nas rochas graníticas os ETR encontram-se concentrados principalmente nos minerais acessórios tais como apatita e monazita, os quais tendem a hospedar os ETRL (Clark op. cit.). As fases minerais formadoras de rochas tais como plagioclásio, feldspato potássico e biotita (nessa ordem de abundância) atuam como hospedeiros dos ETR remanescentes (Condie & Lu 1971). Isso é explicado devido aos ETR possuírem um pequeno coeficiente de partição entre mineral/fusão para minerais com sítios de coordenação catiônico pequeno, tais como olivina, piroxênio, magnetita e feldspatos (Henderson 1996). Durante o resfriamento de sistemas magmáticos básicos, onde esses elementos são comuns, eles tendem a residir na fusão e suas concentrações aumentam significativamente em sucessivas frações de fusões quando o fracionamento dos cristais prossegue. Devido a esse comportamento, os ETR são referidos como elementos incompatíveis (Henderson 1996).

Os estudos petrográficos por microscopia convencional e através de MEV mostraram a existência de diferentes fases minerais acessórias portadoras de ETRL e ETRP. As fases minerais portadoras de ETRL são representadas por allanita e monazita e as portadoras de ETRP por zircão e Xenotímio. Acredita-se também que os mesmos possam estar contidos em fases essenciais como plagioclásio e feldspato potássico, embora eventualmente possam ocorrer nas micas.

Embora as fases essenciais dos granitóides estudados não tenham sido analisadas com vistas a quantificar seus conteúdos de ETR e, tomando-se por base as considerações apresentadas por Clark (1984) e Henderson (1996), pode-se assumir que os principais minerais portadores dos ETRL nos granitóides e greisen estudados são os minerais acessórios citados acima. Entretanto, como ocorrem segundo finíssimos grãos e em baixas concentrações, não foi possível quantificá-los em termos modais. Assim, acredita-se que as pequenas variações nos conteúdos desses elementos, apresentadas pelas rochas deste granitóide, sejam uma função das quantidades modais

dessas fases menores identificadas nas rochas estudadas. Adicionalmente, tais variações devem ser decorrentes da ausência de uma ou mais fases em determinada facies granitóide e greisen. Como exemplo disso, nota-se que as rochas greisenizadas são mais empobrecidas em ETR (ver Tabela 8.2) em relação às demais fácies devido os minerais acessórios, hospedeiros desses elementos, ocorrerem em pouquíssimas quantidades nestas amostras, conforme pode ser visto no Capítulo 5 (Aspectos Petrográficos).

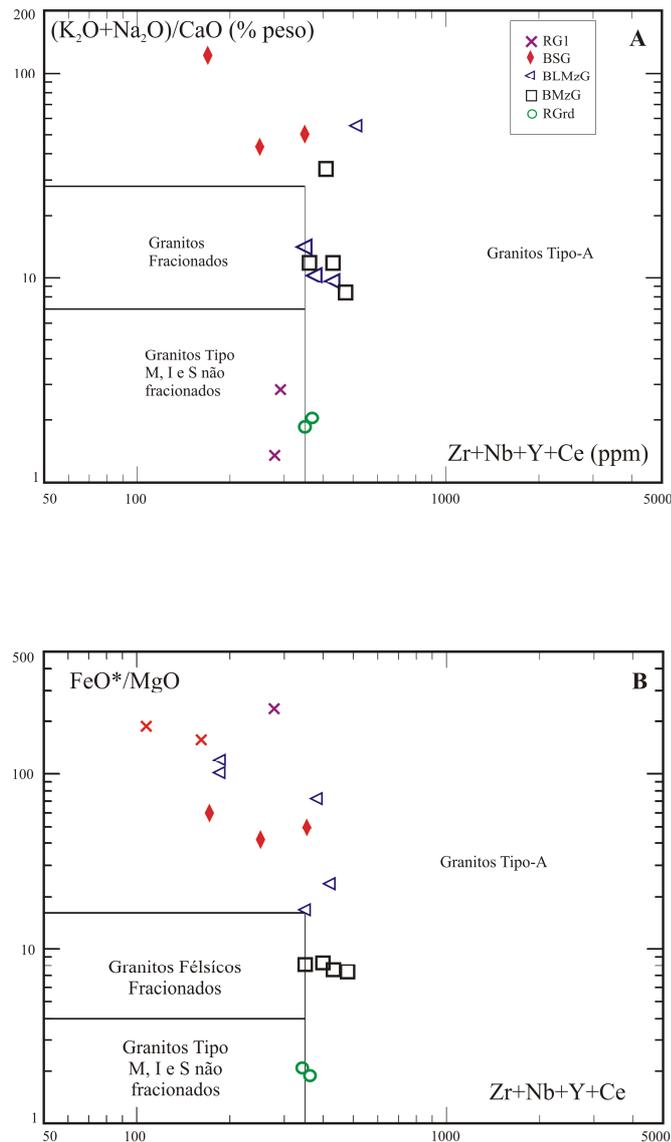


Figura 8.10- Diagramas de Whalen *et al.* (1987) mostrando a distribuição composicional das amostras do GBJ e das rochas granodioríticas associadas. (A) Zr+Nb+Y+Ce x (K₂O+Na₂O)/CaO; (B) Zr+Nb+Y+Ce x

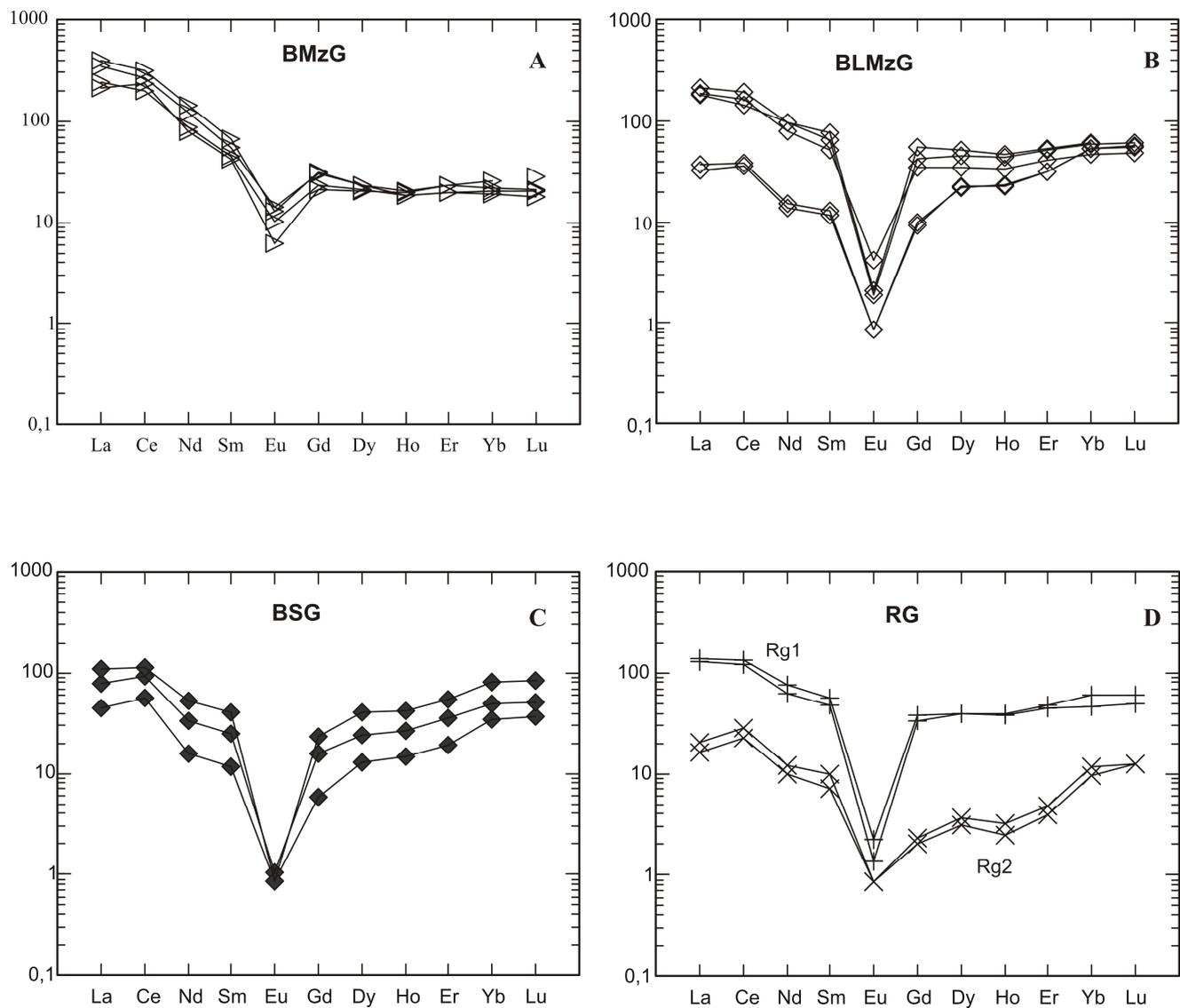


Figura 8.11- Padrões de distribuição de ETR normalizados ao condrito (Evensen *et al.* 1978) para rochas das diferentes fácies do GBJ. BMzG=Biotita monzogranito; BLMzG=Biotita leucomonzogranito; BSG=Biotita

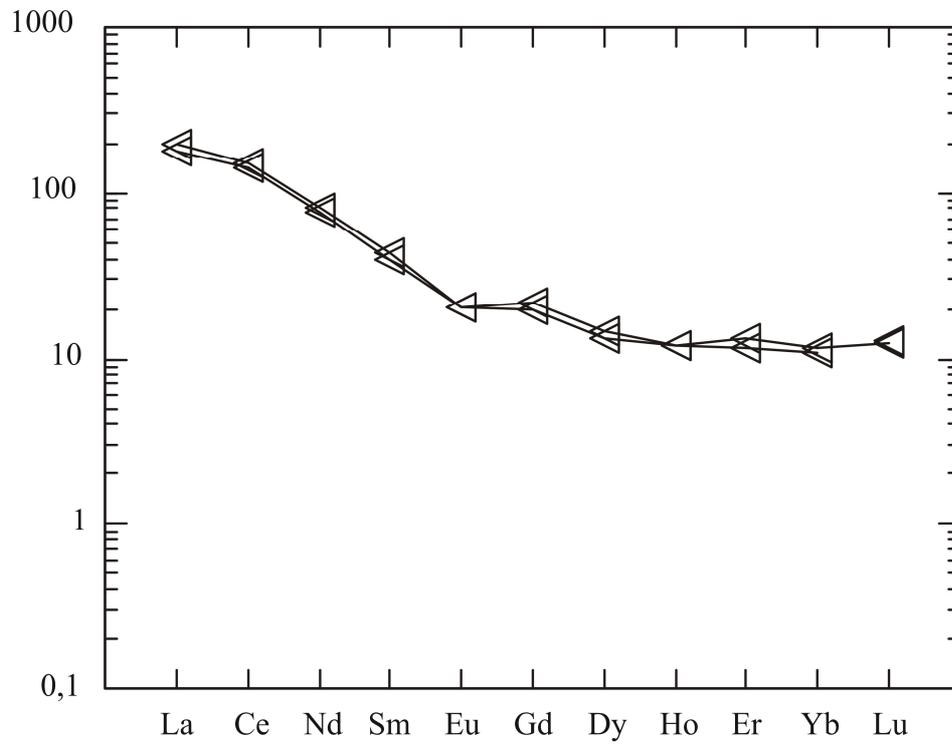


Figura 8.12- Padrões de distribuição de ETR normalizados pelo condrito (Evensen *et al.* 1978) para amostras representativas das Rochas Granodioríticas associadas ao GBJ.

CAPÍTULO 9 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos dados obtidos, as seguintes considerações puderam ser traçadas:

- O Granito Bom Jardim é um corpo subcircular em planta de dimensões batolíticas encaixado em rochas vulcânicas intermediárias a félsicas das Formações Sobreiro e Iriri, do Grupo Uatumã. Assemelha-se petrográfica e geoquimicamente aos granitos especializados (Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Serra da Queimada) da Suíte Velho Guilherme.
- As análises petrográficas e modais indicaram a presença de quatro fácies com passagens graduais entre elas: 1) Biotita monzogranito; 2) Biotita leucomonzogranito; 3) Biotita sienogranito e 4) Rochas greisenizadas. Além dessas, foram identificadas rochas granodioríticas que afloram na borda sudeste do corpo. Tais rochas foram consideradas inicialmente como uma fácies menos evoluída do corpo Bom Jardim. Entretanto, os dados petrográficos e geoquímicos sugerem tratar-se de rochas distintas e não pertencentes àquele corpo granítico.
- As rochas greisenizadas foram interpretadas como as rochas mais evoluídas, geradas por processos hidrotermais intensos, sobretudo na porção apical do granito. São rochas constituídas predominantemente por quartzo, siderofilita, topázio e fluorita, além da ocorrência de cassiterita e wolframita.
- O GBJ apresenta valores de SM que variam de $5,34 \times 10^{-4}$ a $9,18 \times 10^{-4}$ SIv. A análise desses valores, a partir do histograma e polígono de frequência, revela uma distribuição unimodal, representada pelo pico com valor de log -3,16, com maior concentração situando-se no intervalo entre log -3,24 e -3,08.
- A partir dos dados de SM foi possível a elaboração de um gráfico de probabilidade normal, o qual possibilitou a caracterização das populações A, B e C com diferentes comportamentos magnéticos. A população A, formada por 18,75% do total das amostras estudadas, possui os maiores valores de SM ($8,23 \times 10^{-4}$ a $9,18 \times 10^{-4}$ SIv) e corresponde às amostras mais magnéticas do GBJ. A população B, reunindo 62,5% das amostras estudadas, apresentou valores intermediários de SM ($6,41 \times 10^{-4}$ a $7,80 \times 10^{-4}$ SIv), enquanto a população C, com 18,75% da amostragem, apresenta os menores valores de SM ($5,34 \times 10^{-4}$ a $6,18 \times 10^{-3}$ SIv).
- O estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) possibilitou a identificação e caracterização de outras fases minerais que a petrografia convencional não foi capaz de fazê-lo. Nos BMzG/BLMzG foram identificados fluorita, apatita, Ilmenita, hematita, columbita, wolframita, thorita, xenotímio, monazita, rutilo, além de rara cassiterita. Nos BSG e nas RG as

principais fases acessórias são a cassiterita, wolframita, fluorita, topázio, esfalerita, thorita, columbita, galena, xenotímio, monazita, rutilo e, mais raramente, pirita e ouro. Nos BSG observou-se, ainda, a presença esporádica de magnetita e ilmenita, enquanto que nas rochas greisenizadas esses minerais estão ausentes. Nas RGrd associadas predominam magnetita, ilmenita, hematita, rutilo, titanita, thorita, pirita e apatita.

- Com o auxílio do MEV foi possível identificar variações morfológicas e composicionais significativas nos cristais de zircão analisados. Nos BMzG/BLMzG os cristais de zircão são predominantemente subédricos a euédricos, zonados, com até 1,2 mm de comprimento. Nas rochas BSG ocorrem cristais subédricos a anédricos levemente zonados e corroídos nas bordas, mostrando manchas escuras enriquecidas em Ca. As RG possuem cristais subédricos a anédricos, fraturados, corroídos, contendo manchas escuras ou inclusões de thorita. Nas RGrd associadas, o zircão forma cristais geralmente euédricos a subédricos, zonados, com até 1,2 mm de comprimento.
- O Granito Bom Jardim possui zircões geralmente enriquecidos em Hf, Y, Th e U e com baixas razões Zr/Hf. Tais características são típicas de granitos mineralizados a Sn e W.
- Os dados de MEV mostraram também que os zircões do Granito Bom Jardim assemelham-se aos de outros granitos estaníferos das províncias estaníferas do Sul do Pará, Pitinga, Manaus e Rondônia. Tal fato sugere que análises semiquantitativas em zircão obtidas por EDS através de MEV podem ser utilizadas preliminarmente não apenas como traçadoras de regiões fonte e indicativas da natureza geoquímica de suas rochas ígneas hospedeiras, mas também numa avaliação preliminar do potencial metalogenético para granitos mineralizados em Sn e W.
- Com base nos diagramas geoquímicos obtidos admite-se que o magma gerador do Granito Bom Jardim evoluiu predominantemente por cristalização fracionada.
- As rochas do Granito Bom Jardim mostram caráter levemente peraluminoso, com razões molares A/CNK entre 1,0 e 1,23. As rochas granodioríticas associadas possuem conteúdos moleculares A/CNK entre 0,83 e 0,85, plotando no campo metaluminoso. Por fim, as rochas greisenizadas apresentaram razões moleculares A/NK e A/CNK muito elevadas (Tabela 8.1), não sendo incluídas no gráfico.
- Nos diagramas Y x Nb e Rb x (Y+Nb) as rochas do Granito Bom Jardim plotam predominantemente no campo intraplacas. Tal posicionamento sugere que o Granito Bom Jardim

possui afinidades geoquímicas com granitos fanerozóicos originados em ambiente intraplacas, ou, alternativamente, em ambiente pós-colisional, conforme definido por Pearce (1996). O posicionamento das rochas granodioríticas no campo de granitos de arco vulcânico sugere que as mesmas não fazem parte do corpo Bom Jardim. Este comportamento distinto em relação às rochas do corpo Bom Jardim é visualizado também em outros diagramas geoquímicos apresentados.

- Nos diagramas $(Zr+Nb+Ce+Y) \times (K_2O+N_{a_2}O)/CaO$ e $(Zr+Nb+Ce+Y) \times (FeO_t/MgO)$, de Whalen et al. (1987), as amostras do Granito Bom Jardim incidem no campo dos granitos tipo-A, com algumas se aproximando do campo de granitos fracionados, confirmando sua afinidade geoquímica com os mesmos.
- Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos apresentados e discutidos neste trabalho mostraram grande semelhança com os granitos constituintes da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, sugerindo que o Granito Bom Jardim faz parte desta importante suíte granítica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M.; RAMOS, C. R.-1974- Estanho do Sul do Pará. In: *Anais do 28º Congr. Bras. Geol.*, Porto Alegre, SBG, **V.5**, P.11-23.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978 – Evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. IN: *Anais do 30º CONGR. BRAS. GEOL.*, Recife, SBG, **v.6**, p.2393-2407.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-29.
- ALMEIDA, J.A.C. 2005. *Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, PA*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 171 p. (Dissertação de Mestrado).
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo. 212p. (Tese de Livre Docência)
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, **7**, Belém,1988. *Anais*. Belém, SBG, **v.1**, p.324-333.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. 199p. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Dissertação de Mestrado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIO JR, F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(2)**: 454-460.
- BARD, J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques*. Paris, Mason, 192p.
- BASEI, M. A. S. 1978. O vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30., *Anais*, **V.5**, 2408-2422.
- BELOUSOVA, E.A. & GRIFFIN, W.L. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.

- BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. 1987. The Rondonian Tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTER. SYMP. GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. *Excursion Guides*. Salvador, SGRM, p. 49-87.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE, JR., U. B.; PAYOLLA, B. L. ; DALL'AGNOL, R. 1991. The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. In : RAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Helsinki, IGCP – Geol. Surv. Finland, *Abstrac vol.*, **19**.
- BETTENCOURT, J. S & TOSDAL, R.M., LEITE, W. B. Jr., Payolla, b. l., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rodônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazi-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. In: *Precambriam Res.* **95**, 41-67.
- BLEVIN P.L. & CHAPPELL B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Econ. Geol.* **90**, 1604-1619
- BRASIL – Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) – 1972 – *Pesquisa Mineral do Iri/Curuá*. Relatório Preliminar. Belém, Divisão de Recursos Naturais, 62p.
- CHAYES, F. 1956. Petrographic modal analysis. New York, John Willey & Sons. 113p.
- CLARK A.M. 1984. Mineralogy of the rare earth element. In: *Rare Earth Element Geochemistry*, (Ed. P. Henderson), Development in Geochemistry, 2, Elsevier, p. 33-61.
- CLEMENS, J.D., HOLLOWAY, J.R., WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineral.* **71**: 317-324.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J. & CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contr. Mineral. Petrol.* **80**:189-200.
- 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**: 78-88.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**: 199-235.

- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y – 1997 – Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (Coord). *Contribuições à geologia da Amazônia*, 16-90.
- CPRM/DNPM -1997- Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás- Sub-Programa Mapas metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SB-22-Y-B, São Felix do Xingu. CPRM, Superintendência Regional de Belém (*Relatório Final*).
- CREASER, R.A., PRICE R.C., WORNALD R.J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166
- CORFUR F., HANCHAR J.M., HOSKIN P.W.O., KINNY P. 2003. Atlas of zircon textures. In: HANCHAR J.M., HOSKIN P.W.O. (eds) *Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, pp 469-500.
- CUNHA, B. C. C.; POTIGUAR, L. A. T.; IANHEZ, A C.; BEZERRA, P. E. L.; PITTHAN, J. H. L.; SOUZA JR., J. J.; MONTALVÃO, R. M. G. de; SOUZA, A. M. S.; HILDRED, P. R.; TASSINARI, C.G. C. 1981. In: BRASIL. Projeto RADAM/BRASIL. *Folha SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro. P. 21-196 (Levantamento de Rec. Naturais, 22).
- DALL'AGNOL, R. 1980. *Estudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. PhD. Thesis, Université, Paul Sabatier, Toulouse, France. 348p.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J.S., JORGE JOÃO, X.S., MEDEIROS, H., COSTI, H.T., MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (4): 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. 1993b. Diagnostic features of the Tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian Region. In: *Anais Acad. Bras. Ciências*, 65 (Supl 1), pp.33-50.
- DALL'AGNOL, R., PICHAVANT, M., CHAMPENOIS, M. 1997a. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **69** (3): 325-347.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A. DA; MAGALHÃES, M.S. DE; TEIXEIRA, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.* **95**: 9-39.

- DALL'AGNOL, R.; RAMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999a. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic, A-type Granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- DALL'AGNOL, R., SCAILLET, B., PICHAVANT, M. 1999c. *Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. Journal of Petrology*, **40** (11): 1673-1698.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; RÄMÖ, O.T.; MOURA, C.A.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; OLIVEIRA, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2^a Ed. Longmans (eds.). 696 p.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. **Anexos**. Belém, SBG. Vol. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p. 11-54.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134. Special Issue.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.T.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimical of Cosmochemical Acta*, **39**: 55-64.
- FARACO, M.T.; MACAMBIRA, E.M. B.; VALE, A.G.-1991- Potencial mineral da Folha São Félix do Xingu (SB-22-Y-B). Estado do Pará. IN: 3 SIMP GEOL. AMAZ., **Anais**. Belém. p.275-290.
- FROST, B.R, BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J, ELLIS, D.J, FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **40**: 261-293.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão Para Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 201-211
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43.

- HANSON, G.N. 1989. An Approach to Trace Element Modeling Using a Simple Igneous System as an Example. In: B.R. LIPIN & G.A. McKAY (Editors), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, pp. 79 -97. (*Reviews in Mineralogy*, **21**).
- HASUI, Y.; HARALYI, N. I. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Manaus., **Anais**. p. 129-148.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C – 1993. *Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos*. *Geociências*. **12** (1); 7-31.
- HENDERSON, P. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 510 p.
- HIRATA, W.K., RIGON, J.C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A.A.C., MEIRELES, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ. Belém, 1982, **anais**. SBG, v.1, p. 100-110.
- IDESP – 1970 – *Programa de Pesquisa de Carvão Mineral na Bacia do Rio Fresco, afluente do Rio Xingu, Estado do Pará*. Relatório de Pesquisa II, Fase 2. Belém, IDESP.
- ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. 1987. Amazonian Craton (Brazil): granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 426-441
- JUNG, J.; BROUSSE, R. 1959. Classification modale des roches eruptives utilisant les donnees fourniees par le compteur de points. Paris, Masson, 129p.
- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plútonic rocks using R1 R2- diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* **29**: 183-210.
- LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; BARRADAS, J. A. S – 1991 – Geocronologia Rb-Sr da Região de São Félix do Xingu. Resultados preliminares. In: SIMP. GEOL. AMAZ., Belém, 3., **Anais**. Belém, SBG v.1, 21-35.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E.M. B.; PEREIRA, E.D. 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données geochronologiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 320, pp. 937-944.

- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., LIMA, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. IN: Simp. Vulc. Amb. Associad., Porto Alegre, **Bol. Resumos**, v.1, p. 93.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., SOLEDADE G.L.; SILVA J.S. 2007. Variações composicionais de zircão em granitos anorogênicos proterozóicos do Cráton Amazônico: implicações metalogenéticas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4): 693-704.
- LE MAITRE, R.W. – 2002 - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- LOISELLE, M.C.; WONES, D.R.-1979. Characteristics and origin of anarogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, v.11, p.468.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II-France. 212 p (Tese Doutorado). Université Montpellier II, 1992.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **38**: 1134-1142.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. Atlas igneous rocks and their textures, 148p.
- MACAMBIRA, E. M. B. & FERREIRA-FILHO, C. F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Catete – sudeste do Pará. In: KLEIN, E. I.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Ed). *Contribuições à geologia da Amazônia – Belém, SBG – Núcleo Norte*. 318p.
- MACAMBIRA, E. M.B. & TASSINARI, C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra do Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geológicas e Geotectônicas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte, **Anais**, 463.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z. G., KROGH, T. E., LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.* **49**: 329-354.

- MACKENZIE, W. & GUILFORD, C – 1982 – *Atlas of Igneous Rocks. And Their Textures*. Halsted. Pp. 148.
- MAGALHÃES, M.S. 1991. *Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: Implicações Petrológicas*. Belém, UFPA. CG. 274 p. (Dissertação de Mestrado).
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL. 35, Belém. **Anais. SBG.** v 3, p.1488-1499.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do Granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONG. BRAS. GEOL., **32**, Salvador, 1982. *Anais. Salvador, SBG.* v. 2, p. 520 - 548.
- NASCIMENTO, F.G.C. 2006. *Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 177 p. (Dissertação de Mestrado).
- OLIVEIRA, D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico redenção, se do cráton amazônico*. 207 p. Belém, universidade federal do pará. Centro de geociências, pós-graduação em geoquímica e petrologia. (Dissertação de mestrado).
- OLIVERA, M.A. 2005. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitóide Arqueano Rio Maria e Rochas Máfica Associadas, Leste de Bannach*. 144 p. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. (Dissertação de Mestrado).
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology*, **25(4)**: 956-983.
- RAGLAND, P.C., 1989. *Basic analytical Petrology*. **2**. New York, Oxford University Press.
- RODRIGUES, E.M.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL. **37.**, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- ROLLINSON, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Zimbabwe, pp. 1-344.

- SÁ, C. A. S. – 1985 – Esboço da geologia da área do Granito Antônio Vicente, S. Félix do Xingu (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém **Anais**, SBG, v.1, 182-193.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.I., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, **3**: 453-488.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E – 1981 – *Mapa geológico do Brasil e da área Oceânica adjacente, incluindo os depósitos minerais*. Brasília, Ministério de Minas e Energia/DNPM.
- SHAND, S.J. - 1951 - *Eruptive Rocks*. New York, John Wiley & Sons. 488p.
- SHAW, D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **34**: 237-243.
- SILVA, G.G., LIMA, M.I.C., ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S., GUIMARÃES, G. 1974. Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC -22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL -MME. Projeto RADAMBRASIL. *Folhas SC-22-Tocantins*. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM., p. 1-143 (Lev. Rec. Nat. 4).
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1:33.
- TASSINARI,C.C.G – 1996 – *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil*: Revisão dos dados isotópicos, SÃO PAULO. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 139 p. (tese de livre docência)
- TASSINARI, C.C.G.; & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.- 1989 - A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implication. *Precambrian Res.* **42**: 213-227.
- TEIXEIRA, N.P.; ANDRADE, W.L.G. 1992 – Caracterização Petrográfica dos “stocks” graníticos Benedita e Ubim/Sul. Região de São Félix do Xingu/PA. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, série Ciências da Terra*, CNPq, v.4, 3-33.
- TEIXEIRA N.P.; BETTENCOURT J.S.; MOURA C.A.V.; DALL’AGNOL R. 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brasil. Inter. Geol. Corr. Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes. Wisconsin (EUA), Part III, pp. 178-180.

AGRADECIMENTOS

- À Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura;
- Ao Centro de Geociências da UFPa;
- Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão de bolsa - de mestrado;
- Ao Núcleo PRONEX (103-98/MCT/CNPq-Proc. 66.2103/98-0) do CG/UFPa pelo apoio financeiro;
- Ao CNPq – Projeto Magmatismo da Província Mineral de Carajás: processos, colocação e implicações para a evolução crustal – Processo 476075/2003-3;
- A Geóloga Fernanda Nascimento pelo auxílio nas medidas de SM.
- As estudantes de graduação Fabriciana Vieira e Samantha Barriga pelo auxílio no tratamento dos dados de SM.
- Ao colega Geólogo José de Arimatéia pela ajuda na confecção do mapa geológico.
- Ao colega Geólogo Carlos Marcello pela orientação informal que me deu, mas que contribuiu, e muito, na execução deste trabalho.
- Ao Prof. Claudio Nery Lamarão pela orientação acadêmica e profissional, pela paciência e apoio prestado durante a execução deste trabalho.
- Ao motoristas da UFPa Walter Pompeu pelo auxílio na etapa de campo;
- A todos os colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG), do qual faço parte, em especial aos meus amigos Antônio Júnior, Fabriciana, Samantha, Vanessa, Ari e Tayla.
- Aos bibliotecários, secretários e técnicos do Centro de Geociências;
- As minhas amigas de todas as horas Keila e Roberta, pela grande amizade e companheirismo;
- Ao João Manuel, uma pessoa muito especial que mesmo distante, sempre esteve comigo me apoiando e me incentivando a concluir esta etapa da minha vida acadêmica.
- Ao meu Pai, minha Mãe, irmãos e sobrinhos que estiveram sempre presentes nos telefonemas que me deram força e determinação para o alcance deste objetivo; e
- Ao maior de todos, *DEUS*, que sempre esteve ao meu lado me guiando pelos melhores caminhos.

- TEIXEIRA N.P. 1999. **Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará.** Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil. 508p.
- TEIXEIRA N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res.* **119**: 257-275.
- TEIXEIRA N.P.; BETTENCOURT J.S.; MOURA C.A.V.; DALL'AGNOL R.; MACAMBIRA E.M.B. 2002a. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res* **119** 329-353.
- TEIXEIRA N.P.; FERNANDES C.M.D.; MOURA C.A.V.; PINHO S.C.C.; BETTENCOURT J.S. 2002b. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatamã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SIMP. SOBRE VULC. E AMB. ASSOC., 2.; Belém, *Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão*, SBG/ SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, P.28.
- WHALEN J.W. CURRIE K.L. CHAPPEL B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**: 407-419.
- WILLIAMS H.; TURNER F.J.; GILBERT C.H. 1982. Petrography. A introduction to the study of rocks in thin section. Second Edition, W. H. Freeman and Company. San Francisco, 406p.