



Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências

**PETROLOGIA E METALOGENIA DO  
DEPÓSITO DE COBRE BOM JARDIM DE  
GOIÁS (GO)**

**STELLA BIJOS GUIMARÃES**

Dissertação de Mestrado n° 227

**Orientadora: Profa. Márcia Abrahão Moura**

Brasília-DF, julho de 2007



Universidade de Brasília  
Instituto de Geociências

**PETROLOGIA E METALOGENIA DO  
DEPÓSITO DE COBRE BOM JARDIM DE  
GOIÁS (GO)**

**STELLA BIJOS GUIMARÃES**

Dissertação de Mestrado n° 227

**Banca examinadora:**

**Prof. Dr. José Carlos Frantz (UFRGS)**

**Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura (UnB-orientadora)**

**Prof. Dr. Raul Minas Kuyumijan (UnB)**

"Onde quer que Deus o tenha colocado,  
essa é a sua vocação.  
Não é o que fazemos,  
mas o amor com o  
que fazemos que conta."  
(Madre Tereza de Calcutá)

## Lista de Figuras

Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso ao Depósito Bom Jardim de Goiás.....	2
Figura 1.2: Localização dos furos de sonda no alvo 1 da CPRM (Oliveira, 2000).....	4
Figura 2.1: Mapa geológico regional da porção norte da Província Tocantins (Dardenne, 2000).....	9
Figura 2.2: Mapa geológico do Arco Magmático de Goiás na região sudoeste de Goiás (Pimentel et al., 1999, Pimentel <i>et al.</i> , 2000).....	12
Figura 2.3: Mapa geológico da região de Bom Jardim de Goiás, mostrando a localização do depósito (Seer, 1985).....	15
Figura 2.4: Coluna estratigráfica do Grupo Bom Jardim de Goiás. Espessuras estimadas (Seer, 1985). .....	17
Figura 3.1: Esboço geológico da principal área mineralizada (Alvo 1), na região de Bom Jardim de Goiás (Alvo 1) (Oliveira, 2000).....	22
Figura 3.2: Diagrama de composição modal (modificado de Streckeisen, 1967) para rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.....	24
Figura 3.3: A) Granito rosa (BJP4) apresentando enclaves máficos; B) Fotomicrografia do Granito rosa mostrando quartzo (qtz), biotita cloritizada (bio), titanita (tit), e magnetita; C) Granito vermelho (BJP13a); D) Fotomicrografia do granito vermelho, mostrado feldspato potássico (kf), lamelas de clorita (clo) e grãos de titanita (tit); E) Granito cinza (BJP17); F) Fotomicrografia do granito cinza mostrando lamelas de biotita marrom entre os grãos de feldspato.....	26
Figura 3.4: a) Afloramento ponto BJP11 mostrando dique diabásio no Granito Serra Negra; b) Bloco de brecha com fragmentos de diabásio (BJP11c); c) Amostra de basalto BJP11b2 de cor cinza escuro e granulação fina; d) Fotomicrografia do basalto BJP3 mostrando pleocroísmo verde a verde pálido da actinolita; e) Fotomicrografia do basalto BJP11a mostrando vesícula preenchida por quartzo, actinolita e magnetita; f) Fotomicrografia de fragmento da brecha BJP11c constituído de actinolita, clorita, plagioclásio e magnetita.....	30
Figura 3.5: A) Afloramento de rocha vulcânica na área do Depósito Bom Jardim de Goiás delimitado pela CPRM, com moderada presença de vênulas e em B) com abundantes venulações (BJP7); C) Fotomicrografia (BJ22-23,87m) de rocha vulcânica não alterada do subtipo 1 mostrando matriz cinerítica; D) Fotomicrografia (BJ39-	



39,72m) de rocha vulcânica não alterada do subtipo 2 mostrando presença de cristais de quartzo, feldspato e pirita em matriz cinerítica; E) Fotomicrografia (BJ22-20,0m) de rocha vulcânica do subtipo 2 apresentando fragmentos de <i>pumice</i> (P); F) Fotomicrografia (BJ22-201,45m) de rocha vulcânica de subtipo 2 com amígdalas preenchidas por vidro com auréola de biotita.....	34
Figura 3.6: A) Amostra BJ35-22,66 a 22,83m de rocha vulcânica sem vênulas; B) Amostra BJ17-51,45 a 51,53m, com veios de quartzo e apresenta mudança na coloração da rocha devido presença de vênulas; C) Amostra BJ39-39,60 a 39,76m mostrando a alteração (albitização) provocada pela presença de veio mineralizado; D) Fotomicrografia (BJP7b) mostrando predominância de grãos de quartzo provocado pela silicificação; E) Fotomicrografia da amostra BJ34-143,95m mostrando veio com clorita (clo) + quartzo (qtz) e cloritização da rocha vulcânica.....	37
Figura 3.7: A) Fotomicrografia da amostra do furo BJ 35-22,60m apresentando veios do tipo a compostos por biotita em tufo cristalino, B) Fotomicrografia da amostra do furo BJ34-200,45m de tufo cinerítico com vênulas do tipo b que se entrecortam C) Fotomicrografia da amostra do furo BJ35-217,60m, mostrando veio do tipo d, composto por pirita (py) e calcopirita (cpy) em tufo cinerítico; D) Fotomicrografia do furo BJ34-70,75m, de veio do tipo e, de clorita (clo) com alguns grãos de titanita (tit) nas bordas, em tufo cinerítico; E) Fotomicrografia da amostra do BJ 22-42,0m, mostrando veio do tipo f com actinolita (act) com textura tipo pente, quartzo e pirita (opaco) em tufo cinerítico; F) Fotomicrografia de um veio do tipo g, composto somente por carbonato em tufo cinerítico (amostra do BJ34-277,07m).....	38
Figura 3.8: Diagrama de classificação de rochas piroclásticas quanto ao tamanho do grão (depois de Fisher, 1961). C=cinza vulcânica, L= lapilli, B&B=blocos e bombas (White & Houghton, 2006).....	41
Figura 3.9: Esquema do furo estéril BJ34 da CPRM nas profundidades amostradas neste trabalho. Os dados de 130m a 145m foram compilados de Seer (1985).....	43
Figura 3.10: Esquema do furo mineralizado BJ39 da CPRM nas profundidades amostradas neste trabalho.....	44
Figura 4.1: Amostras de granitos da região de Bom Jardim de Goiás posicionadas em diagrama de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.....	45

Figura 4.2:Diagrama AFM (A=Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O, F=FeO total, M= MgO) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os trends cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).....	46
Figura 4.3: Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para as amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO. ....	47
Figura 4.4: Diagramas de variação de elementos-traço para as amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.....	48
Figura 4.5 Espectro de elementos terras raras das amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).....	49
Figura 4.6: Espectro de variação de elementos das amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao manto primordial, conforme fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).....	50
Figura 4.7: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce et al. (1984) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás.....	50
Figura 4.8: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce (1996) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás.....	51
Figura 4.9: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás nos diagramas de discriminação geotectônica para rochas magmáticas sin-colisionais (syn-C), pós-colisionais + sin-subducção (P), anorogênicas não hiperálcalinas (A) e hiperálcalinas (H), propostos por Thiéblmon & Cabanis (1990).....	52
Figura 4.10: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás no diagrama de Harris <i>et al.</i> (1986) discriminando granitos intra-placa (WP), arco vulcânico (VA), pós-colisionais (grupo III) e sin-colisionais (II).....	53
Figura 4.11: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás no diagramas utilizado por Harris <i>et al.</i> (1986) para separar granitos do grupo III e de arcos vulcânicos (grupo I).....	53
Figura 4.12: Amostras de rocha básicas da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama TAS (Total Alkali- Silica) de Le Bas <i>et al.</i> (1992).....	54
Figura 4.13: Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para rochas básicas da região de Bom Jardim de Goiás.....	55

Figura 4.14: Diagrama AFM (A=Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O, F=FeO total, M= MgO) para basaltos da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os trends cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).....	56
Figura 4.15 Espectro de elementos terras raras dos basaltos da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).....	56
Figura 4.16: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama K <sub>2</sub> O-TiO <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (Pearce <i>et al.</i> , 1975) para discriminar basaltos oceânicos e continentais.....	57
Figura 4.17: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama Zr – Ti/100 – Y*3 proposto por Pearce & Cann (1973) para a classificação de ambiente tectônico.....	57
Figura 4.18: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama Th – Hf/3 – Ta para a classificação de ambiente tectônico (Wood, 1980).....	58
Figura 4.19: Diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker para rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás. ....	60
Figura 4.20: Diagramas de variação de elementos-traço para as amostras de rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás.....	61
Figura 4.21: Rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás em diagrama TAS (Total Alkali- Silica) de Le Bas <i>et al.</i> (1992).....	62
Figura 4.22: Diagrama AFM (A=Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O, F=FeO total, M= MgO) para rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os <i>trends</i> cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).....	62
Figura 4.23: Diagrama SiO <sub>2</sub> x Zr/TiO <sub>2</sub> de Winchester & Floyd (1977) para as rochas vulcânicas de Bom Jardim de Goiás.....	63
Figura 4.24: Espectro de elementos terras raras das rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).....	64
Figura 4.25: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce <i>et al.</i> (1984) para as rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás.....	64
Figura 4.26: Rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama Th – Hf/3 – Ta (Wood, 1980) para classificação de ambiente tectônico.....	65
Figura 4.27: a) biotita castanha preservada do Granito Serra Negra (BJP11d); b) biotita castanha parcialmente transformada para clorita do Granito Serra Negra (BJP4a); c) biotita castanha em tufo cristalino (BJ31-78,60m); d) biotita castanha cloritizada de tufo cristalino (BJ22-23,87m).....	67

Figura 4.28: Composição das biotitas do Granito Serra Negra e dos tufos cristalinos do depósito Bom Jardim em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al$ , em que estão representados os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litínicas. A área hachurada representa o campo da maioria das biotitas naturais (Deer <i>et al.</i> , 1992).....	67
Figura 4.29: Diagrama proposto por Nachit (1986) para as biotitas de diferentes tipos de rochas. A) campos de biotitas primárias; B) domínio de biotitas primárias reequilibradas, C) domínio das biotitas secundárias.....	68
Figura 4.30: Diagrama proposto por Nachit (1986) para distinguir diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al da biotita.....	69
Figura 4.31: Análises das biotitas do Granito Serra Negra e dos tufos cristalinos no diagrama $FeO - MgO - Al_2O_3$ , de Abdel-Rahman (1994) para discriminação de biotitas de suítes alcalinas anorogênicas (A), suítes peraluminosas, incluindo suítes do tipo S (P), e suítes orogênicas cálcio-alcalinas (C).....	70
Figura 4.32: Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake <i>et al.</i> (1997) para os anfibólios do Granito Serra Negra.....	71
Figura 4.33: Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake <i>et al.</i> (1997) para os anfibólios dos tufos cristalinos.....	71
Figura 4.34: Diagrama $MgO \times FeO$ utilizado para distinguir as cloritas do Granito Macacos e dos tufos (BJ35, BJ22 e BJ 34).....	73
Figura 4.35: Comportamento das cloritas do Granito Macacos e de tufos cristalinos a) $SiO_2 \times MnO$ ; b) $SiO_2 \times FeO$ ; c) $SiO_2 \times MgO$ .....	74
Figura 4.36: Classificação das cloritas do Granito Macacos e dos tufos cristalinos em um diagrama ternário Fe-Mn-Mg proposto por (Bailey, 1980, 1988).....	74
Figura 4.37: Análises de cloritas mostrando correlação para solução sólida entre $Fe^{2+}$ e Mg.....	75
Figura 4.38: Gráfico de evolução do Nd para as rochas da região de Bom Jardim de Goiás.....	79
Figura 4.39: Gráfico de distribuição das razões isotópicas de Nd e Sr das rochas da região de Bom Jardim de Goiás.....	81
Figura 4.40: Diagrama multielementar das amostras de rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao manto primordial, conforme fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).....	84
Figura 5.1: Vista da área do Depósito Bom Jardim de Goiás delimitado pela CPRM (Alvo 1).....	86

Figura 5.2: A) Tufo cinerítico apresentando veio de quartzo e sulfetos disseminados (BJ 35- 195,20 a 195,35m); B) Tufo cinerítico mostrando pirita ± calcopirita maciça (BJ 35 –219,34 a 219,44m); C) Tufo cinerítico com pirita maciça em veio com quartzo (BJ 31– 78,80 a 78,90m); D) Pirita e calcopirita em veio de quartzo (BJ 39–49,39 a 49,46m); E) Tufo cristalino com veios de pirita ± calcopirita. Os veios mais escuros são de clorita ± titanita ± quartzo ± carbonato (BJ 34–72,40 a 72,55m); F) Tufo cinerítico brechado (toda extensão rosa) com pirita ± calcopirita preenchendo espaços (BJ39 – 49,10-49,21m).....	88
Figura 5.3: A) Fotomicrografia da amostra de um tufo cinerítico (BJ35-219,34m), mostrando aspecto maciço da calcopirita (cpy) e pirita (py); B) Fotomicrografia da amostra do BJ31-101,67m dos grãos euédricos, disseminados de pirita em tufo cinerítico; C) Fotomicrografia de veio de quartzo em tufo cinerítico da amostra BJ39-49,46m com calcopirita como matriz com inclusões de pirita; D) Fotomicrografia da amostra BJ39-49,46m de veio de quartzo em tufo cinerítico mostrando a calcopirita preenchendo fraturas e inclusa em pirita; E) Fotomicrografia da amostra BJ35-195,20m, mostrando veio de calcopirita em tufo cinerítico; F) Fotomicrografia da amostra BJ39-49,19m de tufo cinerítico brechado mostrando grãos de magnetita (mag), pirita (py) e calcopirita (cpy) com cuprita (cup) nas bordas.....	89
Figura 5.4: Fotomicrografia do furo BJ39-49,16m, mostrando grão de ouro de 0,20 mm incluído em pirita.....	90
Figura 5.5: Espectro de EDS em pirita da amostra BJ35-219,34m mostrando picos de Co.....	92
Figura 5.6: Diagramas de correlação entre elementos analisados em sulfetos do Depósito Bom Jardim de Goiás.....	94
Figura 5.7: Espectro de elementos terras raras das amostras de sulfetos do depósito Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).....	94
Figura 5.8: Representação esquemática do espectro de depósitos minerais no espaço VMS–pórfiro –epitermal–sedex proposto por Gifkins <i>et al.</i> (2005).....	96
Figura 5.9: Modelo de mineralização e zonas de alteração típicas de depósito vulcanogênico maciço (VMS) (Gifkins <i>et al.</i> , 2005).....	98

## Lista de Tabelas

Tabela 1.1: Discriminação dos métodos utilizados para análise química de rocha (QR) e química dos sulfetos (QS) e elementos analisados no Laboratório ACME.....	5
Tabela 3.1: Tabela de composição modal das rochas descritas no Depósito Bom Jardim de Goiás.....	42
Tabela 4.1: Resultados isotópicos de Sm-Nd para amostras da região do Depósito Bom Jardim de Goiás.....	77
Tabela 5.1: Resultados das análises de amostras de minério do Depósito Bom Jardim de Goiás. Resultados em ppm. Somente Au é apresentado em ppb.....	91
Tabela 5.2: Resultados de análises de microsonda eletrônica em grão de ouro incluso em pirita do Depósito Bom Jardim de Goiás.....	93
Tabela 5.3: Tabela de comparação entre os Depósitos Epitermais, de Sulfeto Maciço (VMS) (compilado de Sillitoe (1995), Hedenquist <i>et al.</i> (2000) e Hedenquist & Lowenstern (1994)) e o Depósito Bom Jardim de Goiás.....	99

## Resumo

O Depósito de cobre Bom Jardim de Goiás situa-se no extremo oeste do Estado de Goiás, na borda oeste do Arco Magmático de Arenópolis. O Serviço Geológico do Brasil (CPRM) definiu uma reserva de 4.575.660t de minério, com teor médio de 0,92% de cobre.

As rochas hospedeiras da mineralização são vulcanoclásticas atribuídas à Formação Córrego da Aldeia do Grupo Bom Jardim de Goiás, de idade interpretada como próxima de 900 Ma. Caracterizam-se por presença de cristais, de fragmentos líticos, cinza vulcânica e *pumices*. Foram classificadas como tufo cristalino e tufo cinerítico e são comumente cortadas por veios e vênulas sem orientação preferencial, contendo os seguintes minerais hidrotermais: biotita, quartzo, clorita, calcita, pirita, calcopirita, titanita, actinolita, epidoto, plagioclásio e magnetita. Os tufos são cálcio-alcálicos e possuem composição predominantemente riódacítica a dacítica e características geoquímicas de magmas de arcos vulcânicos. A biotita magmática dos tufos possui composição intermediária entre annita e flogopita ( $Mg/(Mg+Fe) \sim 0,5$ ;  $Al \sim 2,5$ ) e características químicas de biotitas de suítes orogênicas cálcio-alcálicas. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  situam-se entre +3,5 e +7,4 e a idade-modelo varia de 0,8 e 1,1 Ga, coerentes com magma juvenil gerado em ambientes de arcos magmáticos.

Afloram a leste do Depósito Bom Jardim dois tipos de hornblenda-biotita Monzogranito, rosa e branco, interpretados como Granito Serra Negra. Os granitos são isotropos, equigranulares, de granulação média. A oeste do depósito ocorre biotita sienogranito grosso, vermelho, interpretado como Granito Macacos. Os granitos possuem idade provavelmente em torno de 580 – 600 Ma. O Granito Serra Negra contém enclaves de máficos, resultantes provavelmente de mistura de magmas do tipo *mixing*. Os granitos possuem características geoquímicas de granitos cálcio-alcálicos, do tipo I, gerados em ambiente pós-colisional. A biotita do Granito Macacos encontra-se cloritizada, enquanto a do Granito Serra Negra possui composição intermediária entre annita e flogopita ( $Mg/(Mg+Fe) \sim 0,4$ ;  $Al \sim 2,2$ ) e características químicas de biotitas de suítes intra-placa. Os valores de  $T_{DM}$  situam-se entre 1,1 a 1,9 Ga e podem representar a idade de formação de crosta continental ( $\epsilon_{Nd}(t) = -5$  a  $-2$ ) ou mistura de fontes de idades diferentes. Os dados isotópicos são coerentes com os dados de litogeoquímica e química mineral.

Rochas básicas afaníticas ocorrem intercaladas às rochas vulcanoclásticas do depósito e como diques cortando os granitos. O basalto intercalado aos tufos possui

composição de basaltos de arcos vulcânicos, enquanto os diques que cortam os granitos têm composição de basaltos toleíticos intra-placa. Os valores de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  e de idade-modelo são respectivamente +3 - +4 e 1,1 - 1,2 Ga para as rochas básicas analisadas.

O Depósito Bom Jardim de Goiás não apresenta halos de alteração. São reconhecíveis apenas uma zona de intensa silicificação associada às vênulas mineralizadas e zona de cloritização mais externa, com epidotização localizada. A mineralização de cobre de Bom Jardim de Goiás ocorre disseminada e confinada ao sistema de venulações nos tufos, sem qualquer relação com os granitos que afloram na região do Depósito. O minério compreende principalmente pirita e calcopirita e é representada pela paragênese de minério: pirita + calcopirita  $\pm$  *electrum*  $\pm$  pirrotita  $\pm$  magnetita  $\pm$  esfalerita  $\pm$  ilmenita  $\pm$  hematita.

Embora não haja expressiva zona de sulfetos maciços no depósito, as características do depósito permitem sugerir que a mineralização ocorre em uma zona de *stockwork* rica em vênulas com pirita e calcopirita, podendo ser comparada a depósitos do tipo sulfeto maciço vulcanogênico.



## *Abstract*

The Bom Jardim de Goiás Deposit is located at western Goiás State, on the western border of the Arenópolis magmatic arc. A reserve of 4,575,660 t, containing 0,92% Cu, was estimated by Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

The country rocks comprise vulcanoclastic rocks assigned to the Córrego da Aldeia formation from the Bom Jardim de Goiás Group, with age interpreted as close to 900 Ma. The rocks are characterized by the presence of crystals, lithic fragments, ash and pumices. They were classified as crystalline and cineritic tuffs and are commonly cut by veins and veinlets without a preferential orientation, containing the following hydrothermal minerals: biotite, quartz, chlorite, calcite, pyrite, chalcopyrite, titanite, actinolite, epidote, plagioclase and magnetite. The tuffs are calc-alkaline and have composition predominately riodacitic to dacitic and geochemical characteristics of magmas from volcanic arcs. The magmatic biotite from the tuffs has composition intermediary between annite and phogopite ( $(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})) \sim 0.5$ ;  $\text{Al} \sim 2.5$ ) and chemical characteristics of biotites from orogenic calc-alkaline suites.  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values lie between +3.5 and +7.4 and the model ages vary from 0.8 to 1.1 Ga. These values are coherent to juvenile magmas generated in volcanic arcs settings.

Two types of hornblende-biotite monzogranite outcrop east of the deposit, pink and white. Both are interpreted as Serra da Negra granites. The monzogranites are equigranular and medium grained. West of the deposit a biotite sienogranite was identified. The granite, interpreted as Macacos Granite, is red, isotropic and coarse grained. The granites ages are probably about 580-600 Ma. The Serra Negra granite contains mafic enclaves, which probably resulted from magma mixing. The granites have geochemical characteristics of I-type calc-alkaline granites, formed in post-collisional setting. The biotite from the Macacos Granite is completely transformed to chlorite, while the biotite from the Serra da Negra Granite has composition intermediary between annite and phogopite ( $(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})) \sim 0.4$ ;  $\text{Al} \sim 2.2$ ) and chemical characteristics of biotites from intra-plate suites. The  $T_{\text{DM}}$  values lie between +1.1 and +1.9 Ga and may represent either the formation of the continental crust ( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5$  to  $-2$ ) or mixing of sources of different ages. The isotopic data are coherent with the geochemical data.

Afanitic basic rocks occur either intercalated with the vulcanoclastic rocks from the deposit or as dikes cutting the granites. The basalt from the deposit has composition similar to those of tholeiitic basalts from volcanic arc settings, while the dikes have

composition of intra-plate tholeiitic basalts. The  $\epsilon\text{Nd}(t)$  and  $T_{\text{DM}}$  values are respectively +3 to +4 and 1.1-1.2 Ga for the analyzed basic rocks.

The Bom Jardim de Goiás Deposit does not contain alteration halos. Only a zone of intense silicification associated with the mineralized veinlets and an external zone of chloritization with restricted epidote, are recognized. The copper mineralization occurs disseminated and confined to the veins and veinlets in the tuffs, with no relationship with the granites that outcrop in the deposit region. The ore is mainly pyrite and chalcopyrite and is represented by the following ore paragenesis: pyrite + chalcopyrite  $\pm$  pirrotite  $\pm$  gold electrum  $\pm$  esfalerite  $\pm$  magnetite  $\pm$  ilmenite  $\pm$  hematite.

Although there is no expressive zone of massive sulfide in the deposit, its characteristics allow suggest that the mineralization occurs in a stockwork zone rich in veinlets filled by pyrite and chalcopyrite, comprising a deposit similar to volcanic massive sulfide deposits.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1. APRESENTAÇÃO

O Depósito Bom Jardim de Goiás situa-se no extremo oeste do Estado de Goiás. A área tornou-se objeto de interesse de pesquisa na década de 1970, quando o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) identificou anomalias radiométricas no canal do potássio na borda oeste do Granito Serra Negra, que foram interpretadas como associadas a anfíbolitos dispostos em estrutura semicircular portadores de disseminações sulfetadas (Oliveira, 2000).

Os trabalhos de pesquisa realizados pela CPRM permitiram a delimitação de um depósito de sulfeto de cobre disseminado, alojado em rochas vulcânicas da Seqüência vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás. A empresa realizou 6.725,40 m de sondagem e delimitou uma reserva de 4.575.660 t de minério, com teor médio de 0,92% de cobre. O corpo de minério foi interpretado como sendo do tipo lenticular, disseminado e constituído de rochas silicificadas freqüentemente cortadas por vênulas quartzosas. O minério foi identificado como constituído predominantemente por calcopirita e com teores de ouro de até 0,9 ppm (Oliveira, 2000).

Além dos trabalhos desenvolvidos pela CPRM, o depósito foi estudado por Seer (1985), cuja pesquisa enfatizou as relações entre o Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás, a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás. Dados geocronológicos e características isotópicas de Nd e Sr foram obtidos em amostras de granitos e de seqüências vulcano-sedimentares da região de Arenópolis por Pimentel *et al.* (1991, 1999). Pimentel & Fuck (1992) definiram que a região em que está inserido o Depósito Bom Jardim de Goiás como parte do Arco Magmático de Goiás, que consiste de crosta juvenil Neoproterozóica (~ 900 a 600 Ma) resultante da progressiva amalgamação de arcos de ilha.

A presente pesquisa visou a contribuir para o avanço do conhecimento petrológico e metalogenético sobre o Depósito Bom Jardim de Goiás e sobre a região sudoeste de Goiás. Os dados obtidos podem fornecer subsídios para o melhor entendimento dos

depósitos hospedados no Arco Magmático de Goiás, revelando possíveis alvos para o incremento da exploração mineral no Estado de Goiás.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Depósito Bom Jardim de Goiás localiza-se a 28 km a sul da cidade de Bom Jardim de Goiás, no extremo oeste do Estado de Goiás. O acesso, a partir de Brasília, faz-se pela BR-060 até a cidade de Goiânia, desta até a cidade de Piranhas pela GO-060, e de Piranhas a Bom Jardim de Goiás pela BR-158 (Figura 1.1).

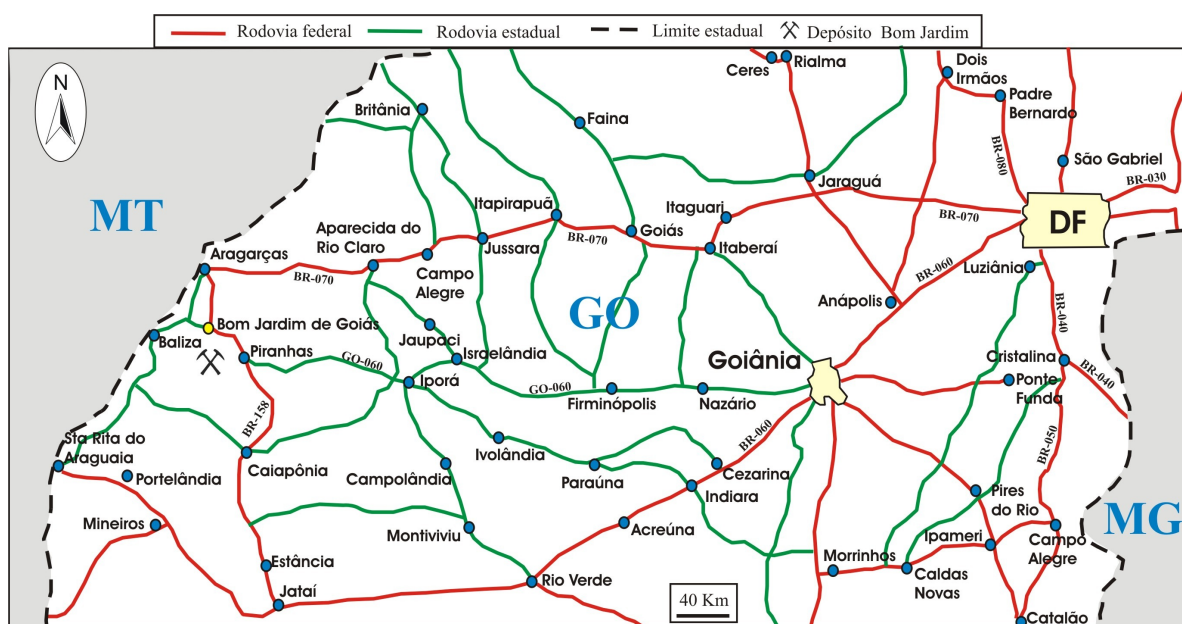


Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso ao Depósito Bom Jardim de Goiás.

## 1.3. OBJETIVOS

Os trabalhos existentes sobre o Depósito Bom Jardim de Goiás têm caráter predominantemente regional, em que o principal objetivo foi a cartografia geológica da região, ou prospectivo. Apesar de a CPRM ter delimitado um depósito, não foram realizados estudos visando à elaboração de modelo metalogenético. Os dados de litogeoquímica das rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização são predominantemente de elementos maiores e não são suficientes para estudos petrológicos avançados. Também não existem dados de química mineral e de caracterização de fluidos mineralizadores.

O presente trabalho pretende aprofundar o conhecimento petrológico e metalogenético sobre o Depósito Bom Jardim de Goiás por meio de técnicas de caracterização de depósitos minerais ainda não empregadas no depósito, como química de rocha total, incluindo análises de elementos maiores e menores, química mineral e dados isotópicos.

#### 1.4. MÉTODOS UTILIZADOS

O estudo do Depósito Bom Jardim de Goiás foi realizado por meio da análise de amostras de furos de sondagem realizados pela CPRM (Alvo 1), de granitos, de rochas vulcânicas e de rochas máficas que ocorrem fora do depósito delimitado pela CPRM.

O Departamento de Recursos Minerais da CPRM (Superintendência de Goiânia-GO) disponibilizou todo o acervo gerado pela empresa sobre o depósito, que inclui testemunhos de sondagem, mapas, relatórios internos e lâminas delgadas.

Para que os objetivos propostos fossem atingidos, os seguintes métodos de estudo foram empregados:

1) Compilação dos dados existentes sobre a área;

2) Etapa de campo, que teve como base os mapas elaborados pela CPRM e por Seer (1985). As amostras coletadas em campo tiveram o intuito de reconhecimento das unidades previamente mapeadas e da definição da relação das rochas encaixantes com as mineralizadas, fundamental para a interpretação do ambiente geológico e estabelecimento do modelo metalogenético para o depósito;

3) Seleção de testemunhos de sondagem, que se realizou na Superintendência da CPRM em Goiânia-GO. Com base nos relatórios da empresa, foram selecionados os furos de maior relevância disponíveis. A amostragem incluiu 11 furos e 60 lâminas delgadas;

4) Petrologia das rochas encaixantes e mineralizadas, que englobou:

i) estudo petrográfico de amostras coletadas na etapa de campo e dos testemunhos de sondagem fornecidos pela CPRM, por meio de descrição de lâminas delgadas e seções polidas no Laboratório de Microscopia da UnB. O estudo petrográfico englobou amostras de furos de sonda estéreis (BJ-22 e BJ-34), furos mineralizados (BJ-11, BJ-17, BJ-27, BJ-31, BJ-35, BJ-39) (Figura 1.2) e amostras coletadas em campo. Foram confeccionadas 110 lâminas delgadas polidas e 4 seções polidas dos furos de

sondagem, além de 20 lâminas delgadas polidas de amostras coletadas na etapa de campo;

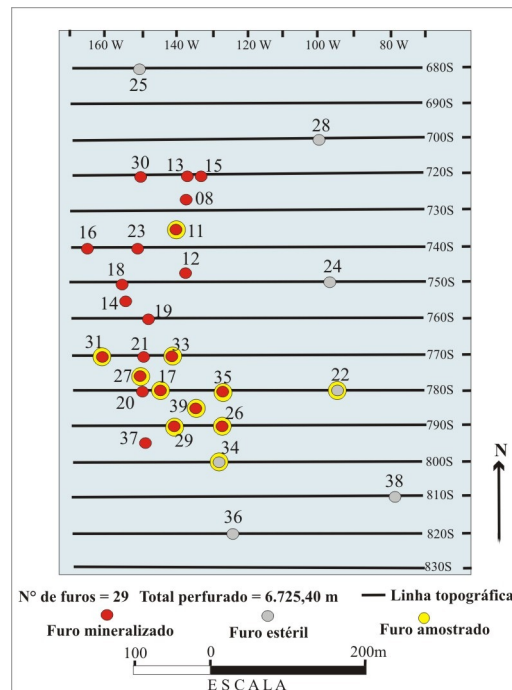


Figura 1.2: Localização dos furos de sonda no alvo 1 da CPRM (Oliveira, 2000).

ii) química de rocha total. Após a etapa de petrografia, 26 amostras foram selecionadas para análises de elementos maiores e elementos-traço no Laboratório ACME, Canadá. Análises de elementos-traço e outros elementos de interesse econômico em amostras muito ricas em sulfetos também foram realizadas. Os elementos analisados e os métodos de análise utilizados estão discriminados na tabela 1.1. As amostras foram pulverizadas em panela de ágata no Laboratório de Geocronologia da UnB;

iii) obtenção de dados de Sm-Nd e Sr-Sr no Laboratório de Geocronologia da UnB. A partir dos resultados das análises litogeoquímicas, foram selecionadas 12 amostras para obtenção desses dados.

As análises isotópicas foram executadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília segundo procedimentos descritos por Gioia & Pimentel (2000). A extração de Sm, Nd e Sr foi feita por sucessivos ataques de ácidos. A concentração de Sm e de Nd foi determinada por diluição isotópica, que mistura a amostra com *spike* de  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ . Posteriormente, ETR e Sr foram concentrados em colunas cromatográficas de troca catiônica com resina Bio-Rad AG 50W-X8 200-400

*mesh*. O segundo passo compreendeu separação de Sm e Nd por meio de cromatografia por fase reversa em colunas com HDEHP (di-2-etil-hexil ácido fosfórico) em recipiente de Teflon. Alíquotas de Sm, Nd e Sr foram carregadas sobre filamentos de Re de dupla evaporação, e as medidas isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262 em modo estático. Foram feitas correções de fracionamento de massa usando um valor de razão  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 8,3752 e a incerteza foi definida usando NIST 987, e é cerca de 0,015 ( $2\sigma$ ). Para razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , as incertezas são melhores que 0,1% ( $2\sigma$ ) e 0,003% ( $2\sigma$ ) respectivamente, de acordo com análises repetidas do padrão internacional BHVO-1. A relação  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada usando a relação  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219.

Tabela 1.1: Discriminação dos métodos utilizados para análise química de rocha (QR) e química dos sulfetos (QS) e elementos analisados no Laboratório ACME.

<b>Método de análise</b>	<b>Elementos analisados (limite de detecção)</b>
ICP-ES Fusão com LiBO <sub>2</sub> (QR)	SiO <sub>2</sub> (0,04%), Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (0,03%), Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (0,04%), CaO (0,01%), MgO (0,01%), Na <sub>2</sub> O (0,01%), K <sub>2</sub> O (0,04%), MnO (0,01%), TiO <sub>2</sub> (0,01%), P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (0,01%), Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (0,001%), Ba (5ppm), Ni (20 ppm), Sc (1ppm), Sr (10ppm), Y (10ppm), Zr (10ppm).
Forno LECO (QR)	C (0,01%), S (0,01%)
ICP-MS Fusão com LiBO <sub>2</sub> (QR/QS)	Ba (0,5 ppm), Be (1ppm), Co (0,5 ppm), Cs (0,1 ppm), Ga (0,5 ppm), Hf (0,5ppm), Nb (0,5ppm), Rb (0,5ppm), Sn (1ppm), Sr (0,5 ppm), Ta (0,1ppm), Th (0,1ppm), U (0,1ppm), V (5ppm), W (0,1ppm), Y (0,1 ppm), Zr (0,5ppm), La (0,5ppm), Ce (0,5ppm), Pr (0,02 ppm), Nd (0,4ppm), Sm (0,1 ppm), Eu (0,05ppm), Gd (0,05ppm), Tb (0,01ppm), Dy (0,05ppm), Ho (0,05ppm), Er (0,05ppm), Tm (0,05ppm), Yb (0,05ppm), Lu (0,01ppm).
ICP-MS Fusão com água régia (QR)	Au (0,5ppb), Ag (0,1ppm), As (1ppm), Bi (0,1 ppm), Cd (0,1ppm), Cu (0,1ppm), Hg (0,1ppm), Mo (0,1 ppm), Ni (0,1ppm), Pb (0,1ppm), Sb (0,1ppm), Se (0,5ppm), Tl (0,1ppm), Zn (1ppm).
ICP-MS Fusão com água régia (QS)	Ag (0,1ppm), As (0,5ppm), Au (0,5ppb), B (1ppm), Bi (0,1ppm), Co (0,1ppm), Cu (0,1ppm), Mo (0,1ppm), Ni (0,1ppm), Pb (0,1ppm), Sb (0,1ppm), Sc (0,1ppm), Se (0,5ppm), Zn (1ppm).

iv) análise química de minerais das rochas não mineralizadas e de minerais da paragênese do minério no Laboratório de Microanálises do Instituto de Ciências Exatas (ICEx) da UFMG e na Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. O laboratório do ICEx da UFMG é equipado com Microsonda Eletrônica JEOL JXA 8900. As condições analíticas foram tensão de aceleração de 15 kV e corrente de 20  $\mu$ A.

Os padrões utilizados para calibração foram Ian Stelle e Astimex para os filossilicatos e anfibólios, e Canmet para sulfetos. A Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília é CAMECA SX-50 e opera com 1,5 kV e 15 nA e abertura do feixe variando de 1 a 7  $\mu\text{m}$ . Os padrões utilizados são substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

#### 1.5. NOMENCLATURA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

A nomenclatura adotada para as amostras de testemunhos de sondagem estudadas neste trabalho foi: sigla BJ, referente ao Depósito Bom Jardim de Goiás, seguida do número do furo de sondagem realizado pela CPRM e da profundidade em que a amostra foi retirada. Exemplo: BJ34-143,25m.

Para as amostras coletadas durante a etapa de campo foi utilizada a seguinte nomenclatura: sigla BJ (Depósito Bom Jardim de Goiás) acompanhada pela letra P, que representa ponto de campo, seguida pelo número do ponto. Em pontos em que foram coletadas mais de uma amostra, após o número do ponto de campo foram adicionadas letras. Exemplo: BJP13a.



## CAPÍTULO 2

### GEOLOGIA REGIONAL

#### 2.1 INTRODUÇÃO

O Depósito Bom Jardim de Goiás está geologicamente inserido na província estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1977).

A Província Tocantins localiza-se a leste do Cráton São Francisco e a oeste do Cráton Amazônico, e é interpretada como resultante da convergência dos crátons no Neoproterozóico. Configura um sistema de dobras e empurrões que gerou metamorfismo e retrabalhamento crustal durante a Orogênese Brasileira (650-530 Ma), que possui vergência para leste (Dardenne, 2000).

De leste para oeste, a partir do Cráton São Francisco, a porção oriental da Província Tocantins engloba a Faixa Brasília, Maciço de Goiás, o Arco Magmático de Goiás, onde se encontra a área de estudo, e as Faixas Araguaia e Paraguai (Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 1994) (Figura 2.1).

A Faixa Paraguai corresponde à cobertura metassedimentar da porção sudeste do Cráton Amazônico. É dividida da base para o topo em três unidades: Grupo Cuiabá (de origem glacial); Grupo Corumbá (essencialmente carbonático) e Grupo Alto Paraguai (arenitos e arcóseos) (Alvarenga *et al.*, 2000).

A Faixa Araguaia, de direção geral N-S, é dividida em dois domínios principais: a) Zona Interna, composta de gnaisses, micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo, sendo o embasamento exposto em estruturas dômicas (ex. domos de Colméia, Xambioá e Lontra); e b) Zona Externa, constituída de psamitos e pelitos do Grupo Tocantins (Hasui *et al.*, 1984). O limite entre a Zona Externa e o Cráton Amazônico é marcado pelo lineamento Tocantins-Araguaia, o qual é sublinhado por uma série de corpos máficos-ultramáficos que representariam fragmentos de ofiolitos (Gorayeb, 1989).

A Faixa Brasília constitui importante unidade geotectônica neoproterozóica e compreende um cinturão de dobras e falhas de empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977; Dardenne, 2000). O grau metamórfico e a deformação aumentam de leste para oeste, o que permitiu dividir a Faixa Brasília em zonas cratônica, externa e interna. A zona cratônica é representada por exposições do embasamento e coberturas fanerozóicas e pré-cambrianas (Dardenne,

2000, Fuck *et al.*, 1994). A Zona Externa é composta por rochas metassedimentares dos Grupos Paranoá e Canastra e pelas Formações Vazante e Ibiá, além de exposições do embasamento (Dardenne, 2000). O embasamento é composto por rochas arqueanas, paleo e mesoproterozóicas retrabalhadas no evento Brasileiro (Dardenne, 2000). A Zona Interna inclui unidades alóctones de micaxistos e rochas associadas ao Grupo Araxá e áreas de embasamento. O Grupo Araxá é composto essencialmente por rochas metavulcânicas e metassedimentares, com intrusões de metagabros, metadioritos e granitos, e apresenta, a norte, características de *mélange* ofiolítica. O embasamento foi metamorfizado em alto grau durante o Ciclo Brasileiro. É representado pelo Complexo Anápolis-Itaçu e rochas associadas, constituído por rochas de diferentes naturezas, como ortogranulitos máficos-ultramáficos, granulitos aluminosos, seqüência vulcano-sedimentar e granitos (Fuck *et al.*, 1994; Dardenne, 2000).

O Maciço de Goiás (Almeida *et al.*, 1977) é uma cobertura dobrada que tem idades entre Arqueano e Mesoproterozóico e que contém os complexos máficos e ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava. Os complexos estabelecem contato a oeste com as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente, e foram afetados por metamorfismo progressivo de alto grau em fácies anfibolito a granulito (Ferreira Filho *et al.*, 1994) (Figura 2.1).

O Arco Magmático de Goiás, definido por Pimentel & Fuck (1992), é constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos associados a rochas metavulcânicas e metassedimentares (Figura 2.1). O arco é cortado por Zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N45°-80°W e N30°-50°E e por falhas de cavalgamento com direções N30°-50°E e NS, formadas durante o Brasileiro (Araújo Filho & Kuyumjian, 1996; Pimentel *et al.*, 1997). Limita-se a oeste com as Faixas Paraguai e Araguaia, e a leste, com o Maciço de Goiás. Subdivide-se em dois blocos: Arco de Arenópolis, a sul, e Arco de Mara Rosa, a norte.

A área do Depósito Bom Jardim de Goiás compreende terrenos do Arco Magmático de Goiás situados na borda oeste do Arco Magmático de Arenópolis, entre a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás. As rochas do arco são, em parte, cortadas por falhas transcorrentes que integram o Lineamento Transbrasileiro, de direção geral N45°E (Figura 2.2) (Seer, 1985; Oliveira, 2000).

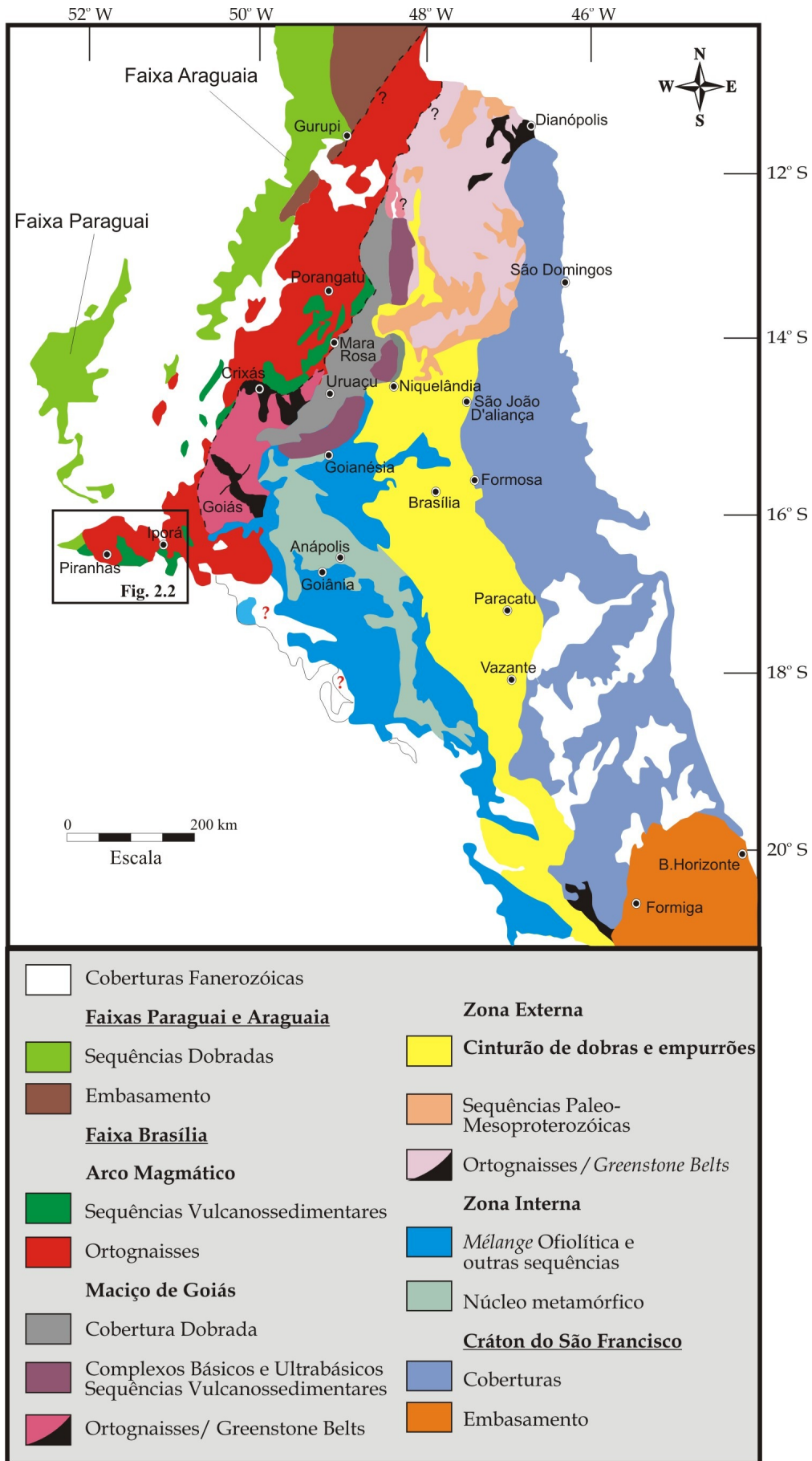


Figura 2.1: Mapa geológico regional da porção norte da Província Tocantins (Dardenne, 2000).

## 2.2 O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Localizado a oeste da porção ocidental da Faixa Brasília, o Arco Magmático de Goiás está compreendido entre as cidades de Bom Jardim de Goiás e Sanclerlândia, no oeste de Goiás, estendendo-se para o norte até a região de Mara Rosa e Porangatu e dali para o sudeste do Estado de Tocantins (Fuck *et al.*, 2001). Dois segmentos principais são identificados no arco, denominados Arco de Arenópolis, na parte sul, e Arco de Mara Rosa, a norte (Pimentel *et al.* 2000).

O Arco Magmático de Goiás, constituído por crosta juvenil neoproterozóica, compreende rochas vulcano-sedimentares metamorfizadas e ortognaisses de composição tonalítica, em Mara Rosa, e tonalítica a granodiorítica, em Arenópolis, pré-colisionais, metaluminosas e típicas de ambiente de arco de ilha. Depósitos de ouro e metais-base estão relacionados com as seqüências vulcano-sedimentares (Pimentel *et al.* 2000). Ocorrem, ainda, intrusões graníticas de natureza tardi a pós-tectônica, a maioria das quais típicos leucogranitos com duas micas (Arco de Mara Rosa) ou granitos cujo magma foi derivado da fusão de rochas do arco (Arco de Arenópolis) (Pimentel *et al.* 2000). Esse evento magmático pós-orogénico compreendeu, além de geração de granitos, formação de pequenos corpos intrusivos de natureza máfica-ultramáfica (Pimentel *et al.*, 2000).

Há ainda duas diferenças importantes entre os dois segmentos de arco: em Arenópolis, nas associações supracrustais, predominam rochas vulcânicas dacíticas a andesíticas sobre as rochas sedimentares de origem detrítica (Amaro, 1989); em Mara Rosa as rochas sedimentares detríticas são mais abundantes e são poucas as ocorrências de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias. Os granitos pós-orogénicos de arco de Arenópolis são metaluminosos e similares a granitos dos tipos I e A, enquanto os do arco de Mara Rosa são tardi a pós-orogénicos, tipicamente leucocráticos, de natureza aluminosa (Junges, 1998).

Segundo Pimentel *et al.* (2000), a evolução do Arco Magmático de Goiás deve ter tido início de 900 a 850 Ma, com a formação de arcos de ilhas intra-oceânicos. Rochas vulcânicas cálcio-alcalinas e corpos plutônicos tonalíticos/granodioríticos constituem o magmatismo característico de arco. Entre 770-760 Ma ocorreu o primeiro evento metamórfico de alto grau, referente à colisão entre o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás com o Cráton São Francisco. Um período de intensa atividade ígnea e tectônica entre 670-600 Ma alojou inúmeros corpos tonalíticos/ granodioríticos/

graníticos além de corpos máficos-ultramáficos acamadados. Um segundo evento metamórfico entre 630-600 Ma representou provavelmente a colisão final entre o Cráton Amazônico e o Cráton São Francisco, que encerrou a bacia oceânica e formou a Faixa Brasília. Ao final do Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma, desenvolveram-se importantes zonas de cisalhamento transcorrentes que fazem parte do Lineamento Transbrasiliense. Posteriormente, encerraram-se os eventos no Arco Magmático de Goiás e houve soerguimento regional e magmatismo pós-orogênico.

### 2.2.1. O Arco Magmático de Arenópolis

O Arco Magmático de Arenópolis estende-se desde as proximidades de Bom Jardim de Goiás, a oeste, até próximo à cidade de Buriti Alegre, a sudeste. É balizado pela Faixa Paraguai, a oeste, e pelo Maciço de Goiás, a leste. É formado por ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos, unidades supracrustais e granitos dos tipos I e A, tardi a pós-orogênicos associados a corpos máficos e ultramáficos (Pimentel & Fuck, 1992) (Figura 2.1).

Os ortognaisses (metatonalito e metagranodiorito), denominados Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã, Firminópolis e Turvânia, apresentam metamorfismo de fácies anfíbolito e exibem texturas e estruturas plutônicas bem preservadas, tais como enclaves máficos, texturas porfiríticas e feições de mistura de magmas (Figura 2.2). Determinações isotópicas U-Pb em zircão indicam idades entre 940 e 630 Ma para os ortognaisses (Pimentel *et al.*, 1996b).

O Granito Macacos e Granito Serra do Tatu são granodioritos que possuem localmente caráter metaluminoso a levemente peraluminoso. Formam faixas estreitas e alongadas de direção NNE e NNW e são afetados por falha, o que conferiu textura milonítica a estas rochas (Rodrigues *et al.* 1999; Pimentel *et al.* 2000).

As seqüências vulcano-sedimentares são, de oeste para leste, Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis e Jaupaci (Figura 2.2). São constituídas por rochas metavulcânicas com subvulcânicas associadas, de composição que varia de basaltos toleíticos a riolitos, metamorfisados em fácies xisto verde e anfíbolito (Seer, 1985; Pimentel & Fuck, 1986). Nas unidades superiores dessas seqüências são identificadas principalmente rochas metassedimentares detríticas. Estas seqüências vulcânicas já foram consideradas como similares a *greenstone belts* arqueanos (Ianzez



mais antigos são similares a granitos do tipo I (Granitos Caiapó, Serra do Iran, Israelândia e Serra do Impertinente), enquanto os mais jovens são alcalinos, característicos de granitos do tipo A (Granitos Serra Negra e Iporá).

## 2.3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE BOM JARDIM DE GOIÁS

### 2.3.1. Histórico

A região de Bom Jardim de Goiás foi alvo de trabalho final de graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília em 1974, quando se efetuou a primeira caracterização detalhada das rochas da região. Trabalhos posteriores (Pena, 1974; Fragomeni & Costa, 1976; Marques *et al.*, 1980) compreenderam revisão da geologia regional, estudos voltados à pesquisa mineral, além dos de caráter prospectivo e de mapeamento de detalhe realizados pela CPRM (Costa *et al.*, 1979), resultantes da identificação de anomalias radiométricas no canal do potássio na borda oeste do Granito Serra Negra, que foram interpretadas como associadas a anfibolitos portadores de disseminações sulfetadas.

Fragomeni & Costa (1976) definiram o “Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás” como um conjunto de rochas vulcânicas básicas a ácidas e sedimentares clásticas e químicas de baixo grau metamórfico, com idade de  $711 \pm 53$  Ma (K-Ar em rocha total em metabasalto), e o situaram na base do Grupo Cuiabá.

Posteriormente, Costa *et al.* (1979) reordenaram a estratigrafia interna do complexo e realizaram estudos de viabilidade econômica da jazida. Esses estudos revelaram uma jazida de cobre passível de exploração econômica, com reserva total de aproximadamente 4,5 Mt de minério e teor médio de 0,92% de cobre. A distribuição da mineralização foi considerada muito descontínua, ocorrendo na forma de disseminações, vênulas e veios, interconectados ou não entre si, e os níveis de concentrações de sulfetos mostram limites difusos entremeados com faixas de rocha estéril (Costa *et al.*, 1979). Foi reconhecida ainda uma massa de mais de 50% de pirita e calcopirita finamente granular associada a grafita, formando um corpo de “sulfeto maciço” com 2,10 m de espessura, restrita ao furo de sondagem da CPRM BJ17.

Barbosa (1979) propôs que o “Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás” fosse elevado à categoria de Grupo, embora não tenha feito a subdivisão estratigráfica do Grupo.

Marques *et al.* (1980) redefiniram a estratigrafia do Complexo e desenvolveram estudos litogeoquímicos. Concluíram que as rochas vulcânicas provêm de uma magma primário único, de caráter toleítico, que evoluiu segundo 2 *trends* distintos: a) toleítico, de alta temperatura e pobre em voláteis e, b) cálcio-alcálico, de baixa temperatura, rico em água, que representa produto de contaminação crustal. Sugeriram que os voláteis do *trend* cálcio-alcálico tenham desempenhado um papel importante na transferência de metais, propiciando a sua concentração, e assim apresentando interesse prospectivo.

Seer (1985) redefiniu o Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim para Grupo Bom Jardim de Goiás e propôs as seguintes subdivisões estratigráficas: Formação Córrego da Furna, Formação Córrego da Aldeia, Formação Córrego do Urubu, Formação Aldeinho e Formação Morro Selado (Figura 2.3).



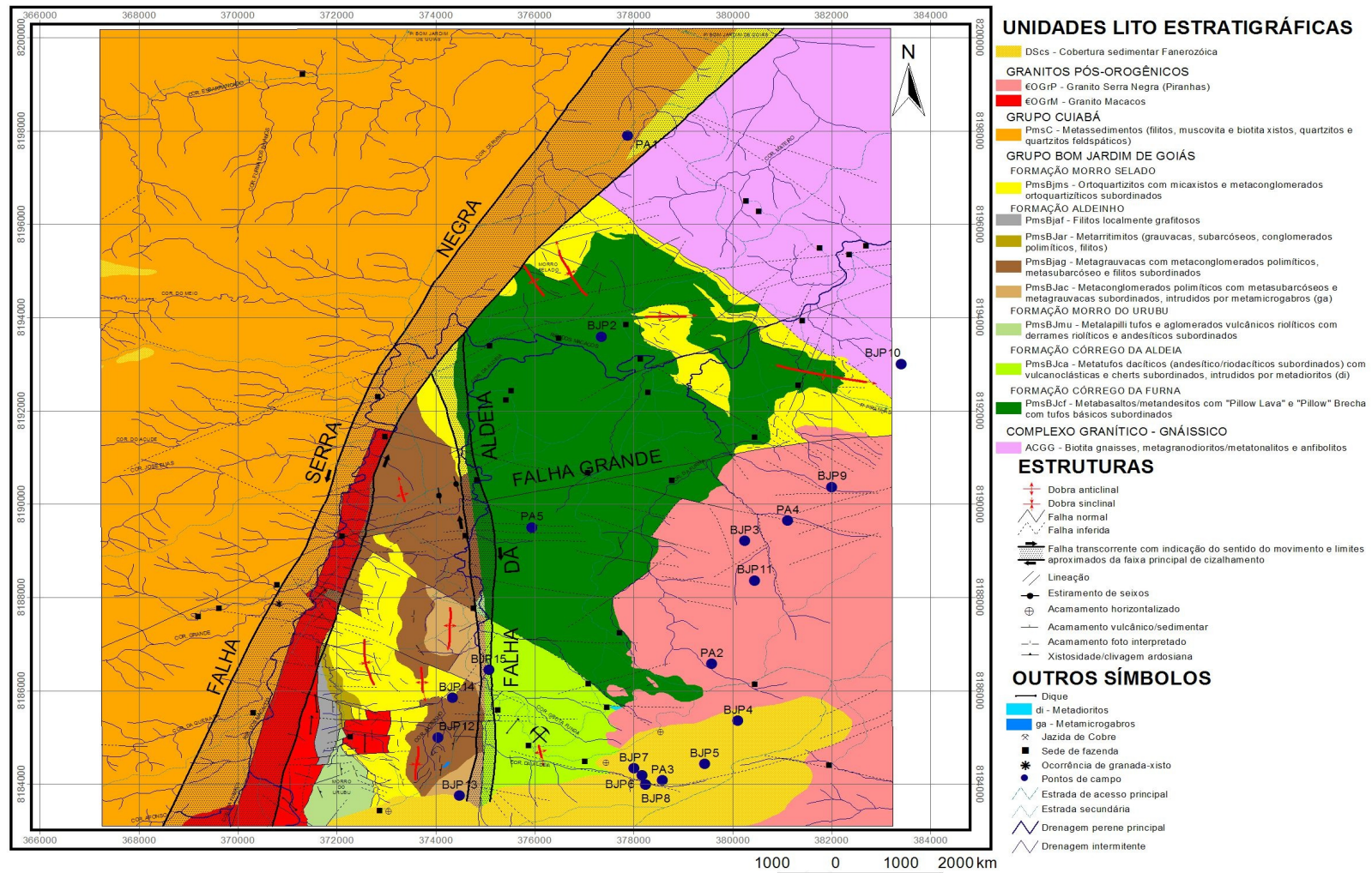


Figura 2.3: Mapa geológico da região de Bom Jardim de Goiás, mostrando a localização do depósito (Seer, 1985).

### 2.3.2. Descrição das unidades geológicas

As rochas do Grupo Bom Jardim de Goiás ocupam uma área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>. A nordeste limitam-se com o Complexo Granito-Gnáissico por falha; a sudeste, com o Granito Serra Negra; a oeste, com as rochas metassedimentares relacionadas ao Grupo Cuiabá, por meio da Falha Serra Negra e com o Granito Macacos, por falha. A sul encontra-se encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Seer, 1985) (Figura 2.3).

O Complexo Granito-Gnáissico compreende gnaisses, anfibolitos e metagranodioritos – metatonalitos. Os gnaisses são compostos por biotita, quartzo e plagioclásio. Contêm, em menor quantidade, cordierita, andaluzita, apatita, epidoto, zircão, turmalina e minerais opacos (Seer, 1985). Os anfibolitos possuem granulação média, foliação e lineações minerais marcadas, e são constituídos principalmente por hornblenda e plagioclásio. Os minerais acessórios são quartzo, epidoto, titanita, apatita e minerais opacos. Os metagranodioritos e metatonalitos são rochas de cor cinza esbranquiçada, com foliação característica, compostas por plagioclásio e quartzo, com biotita, titanita, epidoto, granada, clorita e minerais opacos em menor quantidade (Seer, 1985).

O Granito Serra Negra, também denominado Granito Piranhas (Rodrigues *et. al*, 1999), é isótropo, rosa, com variações locais para branco e rosa avermelhado. Tanto na borda quanto no centro, o batólito contém plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita como minerais essenciais e titanita, zircão e magnetita como acessórios. Dados isotópicos obtidos por Pimentel & Fuck (1994) na região de Piranhas revelaram idade de  $508 \pm 18$  Ma (Rb-Sr) e razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0,710 para esse granito.

O Granito Macacos é rosa a rosa avermelhado de granulação média a grossa. Segundo Seer (1985) este é interpretado como intrusivo nos xistos do Grupo Cuiabá, emitindo inúmeros veios aplíticos e pegmatíticos nos mesmos. É afetado pela Falha Serra Negra gerando milonitização em parte do granito. Parte dele foi deslocado por aproximadamente 8 km ao longo da falha (Seer, 1985).

O Grupo Cuiabá é representado por rochas metassedimentares detríticas, filitos e xistos e quartzitos subordinados. Os filitos são cinza claro a castanho e possuem clivagem ardosiana, crenulações e veios de quartzo de várias gerações e com espessuras variáveis. Os xistos são muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos e muscovita-biotita xistos e suas cores são cinza claro a cinza acastanhado quando inalterados. Os quartzitos

são cinza claro, cinza acastanhado a cinza esverdeado. Compreendem biotita quartzitos e, em menor proporção, biotita-muscovita quartzitos, clorita-muscovita quartzitos e quartzitos feldspáticos (Seer, 1985).

### 2.3.2.1. O Grupo Bom Jardim de Goiás

O Grupo Bom Jardim de Goiás, definido e descrito por Seer (1985), compreende rochas metavulcânicas e metassedimentares reunidas nas seguintes formações: Córrego da Furna, Córrego da Aldeia, Córrego do Urubu, Aldeinho e Morro Selado (Figuras 2.3 e 2.4).

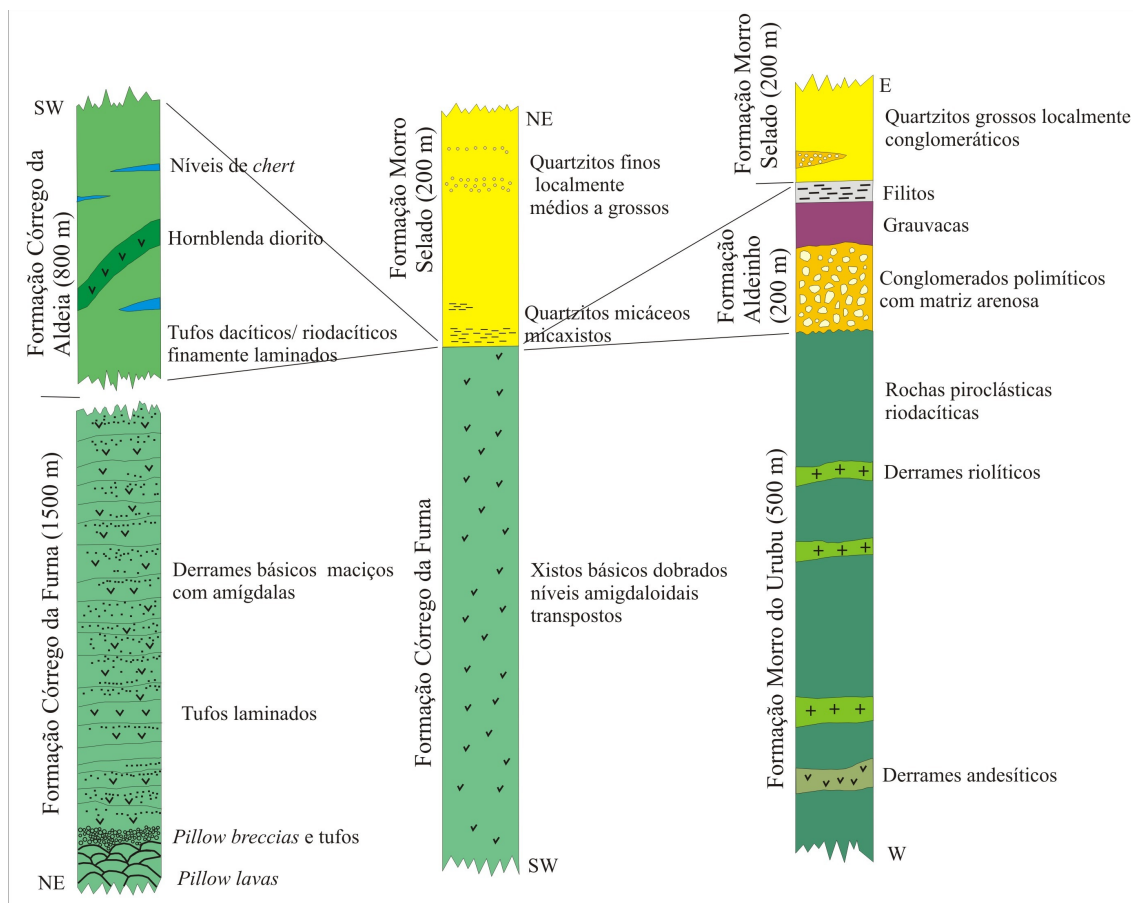


Figura 2.4: Coluna estratigráfica do Grupo Bom Jardim de Goiás. Espessuras estimadas (Seer, 1985).

#### 2.3.2.1.1. Formação Córrego da Furna

A Formação Córrego da Furna foi definida como uma seqüência de derrames basálticos - andesíticos e rochas piroclásticas básicas. Seer (1985) descreveu, da base

para o topo, *pillow lavas* e *pillow brechas* com tufos básicos grossos, derrames maciços e tufos finos laminados (Figura 2.4).

Seer (1985) ainda reconhece nesta formação tufos básicos que ocorrem como blocos e seixos nas proximidades das *pillow lavas* no córrego da Furna. Os tufos finos e laminados são observados com intercalações de lavas ricas em amígdalas. Os derrames maciços são predominantes sobre as demais litologias e são comumente ricos em amígdalas.

#### 2.3.2.1.2. Formação Córrego da Aldeia

A Formação Córrego da Aldeia foi definida como constituída por tufos finos de composição dacítica, finamente laminados, de cor cinza acastanhada. Mais raramente podem ocorrer tufos afaníticos, tufos grossos, lapilli tufos, lâminas de *chert* e corpos dioríticos intrusivos (Seer, 1985) (Figura 2.4).

Seer (1985) observou nos tufos feições de acamamento gradacional e contatos bruscos, lâminas de *chert* com espessuras milimétricas, diques de hornblenda dioritos, além de grande quantidade de vênulas que os cortam, em geral, constituídas por quartzo, actinolita, carbonato, calcopirita, pirita, pirrotita, hematita e magnetita. Estas vênulas provocam forte alteração nos tufos mudando a cor original (de castanha para rosa e branco) (Seer, 1985).

#### 2.3.2.1.3. Formação Morro do Urubu

Esta formação constitui-se principalmente de rochas metapiroclásticas ácidas com derrames metarriolíticos associados. As rochas piroclásticas, em geral lapillitos e aglomerados com tufos e tufos lapillíticos em menor proporção, são mal selecionadas, encontrando-se bombas e blocos em meio a matriz tufácea grossa a lapillítica. As bombas são arredondadas, fusiformes, com terminações retorcidas. Os blocos são angulosos e os *lapillis* geralmente arredondados, ambos compostos por riolitos (Seer, 1985).

As rochas desta formação estão bem preservadas, mas localmente encontram-se intensamente foliadas e metamorfozadas para fácies xisto verde (Seer, 1985).

#### 2.3.2.1.4. Formação Aldeinho

A Formação Aldeinho, segundo Seer (1985), é uma seqüência de metaconglomerados polimíticos, metasubarcóseos, metagrauvas, metassiltitos e filitos (Figura 2.4) interdigitados lateral e verticalmente.

Os metaconglomerados polimíticos são imaturos composicionalmente. Contêm blocos de até um metro de diâmetro, são mal estratificados e compostos por fragmentos de granito isótropo, granito orientado, granodiorito, riolito, rochas vulcânicas intermediárias e básicas, arenito, siltito, argilito, quartzo, feldspatos e micas, além de gnaisses e xistos. A matriz é arenosa com alguma contribuição de argila (Seer, 1985).

Os metasubarcóseos têm coloração rosa a violeta, causada por oxidação de minerais de ferro, e formam estratos de poucos metros de espessura. As metagrauvas afloram como camadas de poucos centímetros a poucos metros de espessura, e possuem cor esverdeada quando inalteradas. Para o topo estratigráfico predominam metassiltitos e filitos quase sempre intemperizados (Seer, 1985).

#### 2.3.2.1.5. Formação Morro Selado

Esta é a formação mais jovem do Grupo Bom Jardim de Goiás e é representada por xistos, ortoquartzitos e metaconglomerados. Seus afloramentos ocorrem ao longo das cristas de morros e dá sustentação ao relevo. Configuram as grandes dobras da região.

Os ortoquartzitos são médios a grossos, com termos finos em menor proporção, possuem marcas de onda simétricas e assimétricas bem preservadas, com comprimentos de onda que variam de 3 a 4 cm e amplitude de no máximo 1 cm. Lentes de metaconglomerados ocorrem associadas e chegam a atingir 1 m de comprimento (Seer, 1985).

A camada de micaxistos ocorre em quase todo o contato com as rochas metavulcânicas da Fm. Córrego da Furna. É bastante delgada, não ultrapassando três metros de espessura, podendo desaparecer em alguns locais (Seer, 1985).

#### 2.3.2.1.6. Evolução do Grupo Bom Jardim de Goiás

Segundo Seer (1985), a evolução do Grupo Bom Jardim de Goiás processou-se nas proximidades dos terrenos granito-gnáissicos, como testemunhado pela presença de seixos de rochas destes na Formação Aldeinho juntamente com clastos oriundos de área-fonte vulcânica. As rochas vulcânicas extravasaram em ambiente subaquoso e depois em ambiente subaéreo, e os processos vulcânicos foram explosivos, como evidenciado pela presença de brechas, tufos básicos grossos, tufos andesíticos e dacíticos, aglomerados riolíticos e lapillitos (Seer, 1985).

A sedimentação é marcada por espessos conjuntos de conglomerados polimíticos, subarcóseos, grauvas e argilitos, que se interdigitam lateral e verticalmente, denunciando o dismantelamento da seqüência vulcânica e de rochas anteriormente deformadas e metamorfizadas, relacionadas ao Maciço de Goiás. Intrusões de microgabros nesses sedimentos indicam continuidade dos processos magmáticos durante a sedimentação (Seer, 1985).

Ao final do vulcanismo e da sedimentação terrígena, seguiu-se a sedimentação de argilitos, quartzo arenitos e de ortoconglomerados possivelmente durante a fase de calma tectônica que precedeu a deformação de todas as rochas (Seer, 1985).

O tectonismo e o metamorfismo superimpostos às rochas da região estudada e da Faixa Paraguai-Araguaia podem ter sido gerados durante a colisão dos crátons. Seguindo essa interpretação, o Grupo Bom Jardim de Goiás representaria um arco vulcânico e o Grupo Cuiabá, uma fossa oceânica, que foram intensamente dobrados e metamorfizados durante a colisão (Seer, 1985). Os dobramentos foram mais intensos na borda leste da Faixa e sua intensidade diminui para oeste no sentido do Cráton Amazônico (Almeida, 1984). Em Bom Jardim de Goiás, foi atingida a zona da biotita do fácies xisto verde, com desenvolvimento local de granada.

Estudos litogeoquímicos realizados por Pimentel & Fuck (1987) em rochas metavulcânicas e metaplutônicas na região de Arenópolis - Piranhas confirmam que a formação e evolução do Grupo Bom Jardim de Goiás estão relacionados ao desenvolvimento de um arco magmático, em zona de convergência de duas massas continentais, as quais terminaram por se chocar e soldar no final do processo. Algumas evidências observadas por Pimentel & Fuck (1987) foram: a) seqüência de rochas metavulcânicas e metapiroclásticas de composição básica, intermediária e ácida, b) corpos intrusivos com feições subvulcânicas, c) caráter cálcio-alcalino do magmatismo, d) presença de texturas piroclásticas em rochas da seqüência vulcano-sedimentar.

Pimentel *et al.* (1985) obtiveram idade de  $564 \pm 5\text{Ma}$  para as rochas metavulcânicas da região de Arenópolis encarada como idade mínima.

## CAPÍTULO 3

# GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA REGIÃO DO DEPÓSITO BOM JARDIM DE GOIÁS

### 3.1 INTRODUÇÃO

A região do Depósito Bom Jardim de Goiás compreende rochas vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim de Goiás e rochas graníticas (Figura 3.1). A sul da área ocorrem rochas correspondentes à Bacia do Paraná (Grupo Paraná), constituídas por rochas sedimentares devonianas subdivididas nas Formações Furnas e Vila Maria (Oliveira, 2000).

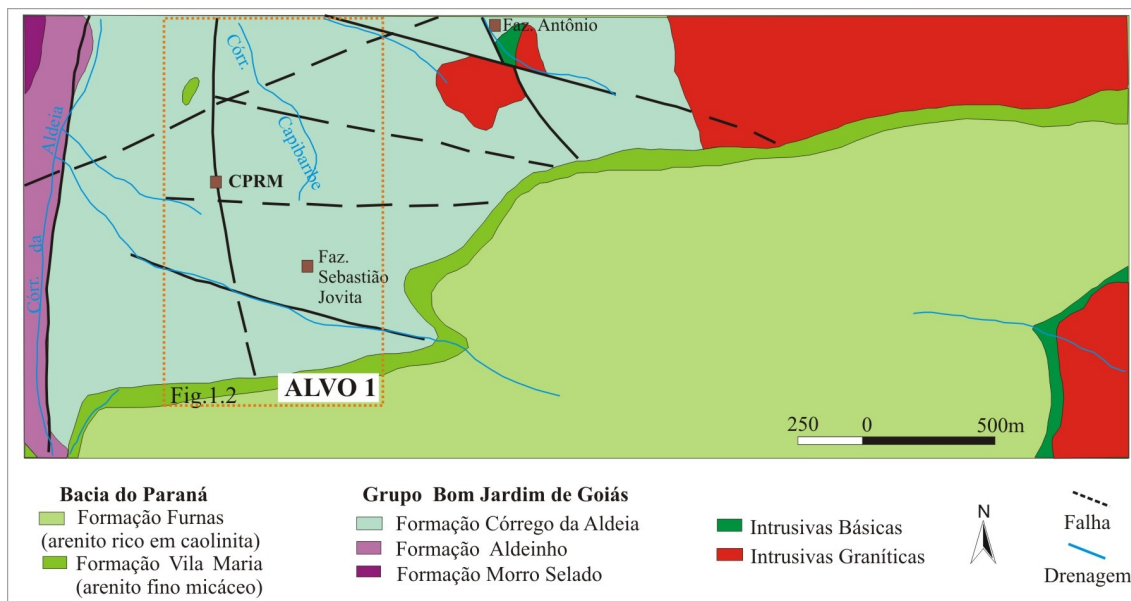


Figura 3.1: Esboço geológico da principal área mineralizada (Alvo 1), na região de Bom Jardim (Alvo 1) (Oliveira, 2000).



### 3.2 GRANITOS

Na região do Depósito Bom Jardim de Goiás foram identificados três tipos de granitos: granito rosa (BJP4a, BJP11b e BJP14), predominante, granito branco de granulometria fina (BJ11f) e granito vermelho de granulação média a grossa (BJP13a). Os granitos rosa e vermelho afloram na forma de blocos decamétricos a métricos arredondados, em formas de relevo aplainadas, e, quando às margens de drenagens, na forma de lajedos. O granito branco ocorre na forma de dique cortando o granito rosa.

O granito rosa petrograficamente classifica-se como monzogranito (Figura 3.2). É equigranular, constituído por quartzo (40%), plagioclásio (30%), feldspato potássico (20%) e biotita (10%) como minerais essenciais, e titanita, zircão, allanita e magnetita como acessórios (Figura 3.3b). O quartzo ocorre como cristais de 0,25 a 4,0 mm de diâmetro e como inclusões em feldspato. Por vezes forma intercrescimento gráfico. Os fenocristais de plagioclásio, de 0,5 a 5,0 mm de diâmetro, apresentam-se pouco alterados e possuem geminação lei da albita. Em alguns grãos houve exsolução e formação de anti-peritita. Os grãos de feldspato potássico possuem geminação *Carlsbad* e dimensões de 0,25 a 1,0 mm. Estão freqüentemente alterados, com aspecto turvo. A biotita (0,25 a 1 mm) é euédrica e possui pleocroísmo de marrom a amarelo escuro. Localmente altera para clorita, de pleocroísmo verde, e magnetita.

Na região de Piranhas-GO ocorre granito semelhante (amostra BJP16), mapeado primeiramente por Faria *et al.* (1975), e por Rosito *et al.* (1971) que o incluiu na Formação Piranhas.

Na região de Bom Jardim de Goiás, o granito rosa apresenta algumas particularidades. O plagioclásio e o feldspato potássico estão alterados, com presença comum de sericita e de epidoto (~ 0,25 mm) formados pela alteração de plagioclásio. A presença de hornblenda, com leve pleocroísmo esverdeado, de hábito losangular e dimensões de 0,10 a 0,5 mm foi verificada. Localmente esse granito contém enclaves máficos arredondados (Figura 3.3a), compostos de plagioclásio (20%), hornblenda (40%), biotita (10%), feldspato potássico (14%) e quartzo (15%) como minerais essenciais, e magnetita e allanita como acessórios (1%). A existência de hornblenda no granito é de provável assimilação dos enclaves máficos. Nos enclaves, os grãos de quartzo são arredondados e o feldspato potássico (0,25 mm) e o plagioclásio (0,25 a 2 mm) estão bastante alterados para sericita, que marca a zonação do plagioclásio.

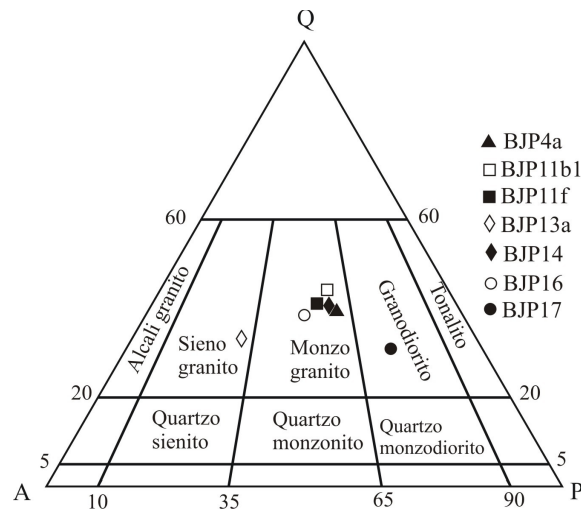


Figura 3.2: Diagrama de composição modal (modificado de Streckeisen, 1967) para granitos da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.

O granito branco (BJP11f) contém feldspato potássico (40%), plagioclásio (28%), quartzo (25%) e biotita (5%) como minerais essenciais, e os acessórios magnetita, zircão e allanita, que juntos somam 2%. Petrograficamente, classifica-se como monzogranito (Figura 3.2). Os grãos de quartzo (0,10 a 2,0 mm) são euédricos a subarredondados, e às vezes estão inclusos em feldspato. O plagioclásio está pouco alterado e ocorre como ripas de 0,5 a 2,5 mm de comprimento, apresentando geminação lei da albita. O feldspato potássico é euédrico, possui dimensões de 0,5 a 2,0 mm, e geminação *Carlsbad*, com pouca alteração. As lamelas de biotita possuem de 0,25 a 1,0 mm de comprimento, com pleocroísmo de marrom a amarelo pálido, sendo que algumas lamelas encontram-se cloritizadas. Zircão, allanita e magnetita ocorrem disseminados na rocha, sendo que a allanita forma prismas de 0,5 mm, amarelos e zonados. O zircão (0,10mm) está em geral incluso em biotita, formando halos pleocróicos. A magnetita primária ocorre inclusa em quartzo e biotita.

Localmente, o granito branco contém enclaves máficos com 92 % de anfibólio, 5% de quartzo, 2 % de biotita e 1% de magnetita. O anfibólio, de cor verde, com leve pleocroísmo esverdeado, foi interpretado como sendo hornblenda. A biotita é idêntica à que ocorre no granito, com pleocroísmo marrom a amarelo. Os enclaves máficos possuem a mesma característica daqueles presentes no granito rosa, porém são pouco mais arredondados e possuem golfos de corrosão.

O granito vermelho (BJP13a) é equigranular a porfirítico, de granulação média a grossa. Quando porfirítico, apresenta fenocristais de feldspato potássico vermelhos com até 5 cm de comprimento (Figura 3.3c). Os minerais essenciais são feldspato potássico

(55%), quartzo (20%), plagioclásio (20%) e clorita (4%). E os acessórios, titanita, apatita, zircão e magnetita que juntos somam 1% (Figura 3.3d). Os fenocristais de feldspato potássico predominam na rocha e estão pouco alterados para sericita. Possuem dimensão de 1 a 5 mm, cor avermelhada e geminação do tipo *Carlsbad*. O plagioclásio é euédrico, de dimensões de 0,5 a 1,0 mm, e apresenta geminação lei da albita. Os grãos de quartzo são euédricos a subédricos, de 0,10 a 1,0 mm. A clorita ocorre como lamelas de 0,5 a 2,5 mm, com pleocroísmo esverdeado, e localmente com cor de interferência azulada. Em algumas lamelas podem-se observar relictos de biotita de pleocroísmo marrom a amarelo, o que nos permite afirmar que a clorita é produto de transformação de biotita castanha. Com base na sua composição modal, foi classificado como sienogranito (Figura 3.2).

O granito cinza (Figura 3.3e), coletado nas proximidades da região de Piranhas-GO (BJP17), é constituído por plagioclásio (40%), quartzo (22%), feldspato potássico (20%), biotita (10%) e anfibólio (5%) como minerais essenciais, e apatita, titanita, magnetita (2%) como acessórios, além de clorita (1%) como produto de alteração. Classifica-se como granodiorito no diagrama de Streckeisen (Figura 3.2). Os grãos de quartzo (0,25 a 1,5 mm) são euédricos, pouco arredondados, localmente com extinção ondulante. O plagioclásio ocorre como fenocristais euédricos, pouco alterados para sericita, apresentam geminação lei da albita e dimensões de 0,5 a 2,25 mm. Os fenocristais de feldspato potássico, de dimensões de 0,5 a 2,0 mm, são pouco alterados e contêm a geminação *Carlsbad*. As lamelas de biotita (0,10 a 0,25 mm) apresentam pleocroísmo de marrom a amarelo pálido, estão comumente cloritizadas e são intersticiais (Figura 3.3f). O anfibólio (hornblenda), verde escuro a verde pálido, ocorre como grãos de 0,25 a 0,75 mm. A magnetita ocorre como grãos anedrais de 0,05 a 0,75 mm de diâmetro, disseminados na rocha. Titanita (~0,25 mm) e apatita (~0,10 mm) também ocorrem disseminados.

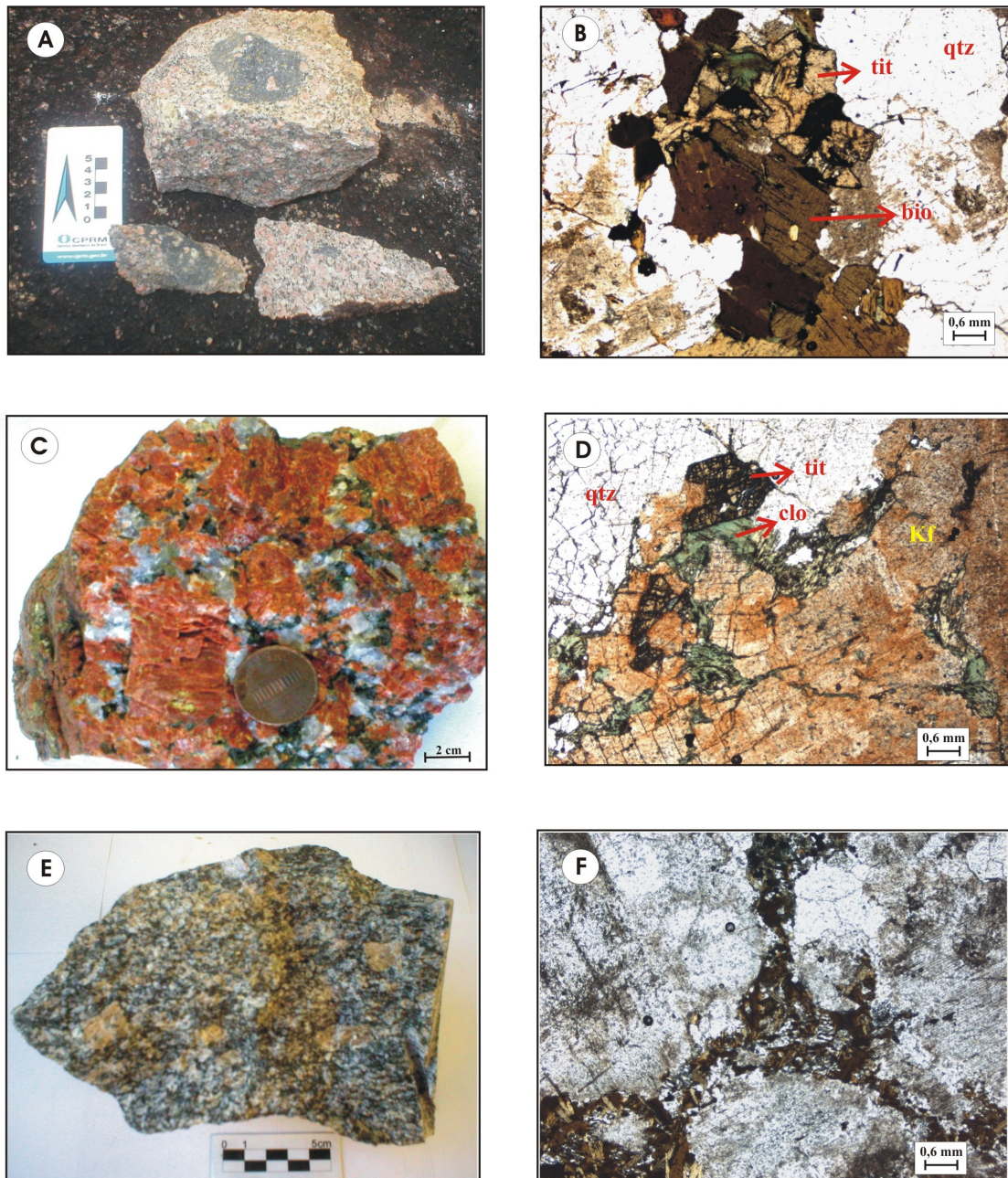


Figura 3.3: A) Granito rosa (BJP4) apresentando enclaves máficos; B) Fotomicrografia do Granito rosa mostrando quartzo (qtz), biotita cloritizada (bio), titanita (tit), e magnetita; C) Granito vermelho (BJP13a); D) Fotomicrografia do granito vermelho, mostrado feldspato potássico (kf), lamelas de clorita (clo) e grãos de titanita (tit); E) Granito cinza (BJP17); F) Fotomicrografia do granito cinza mostrando lamelas de biotita marrom entre os grãos de feldspato.

### 3.2.1. Discussões

Os trabalhos de mapeamento, identificação e classificação dos maciços graníticos e rochas adjacentes da região de Piranhas realizados por Faria *et al.* (1975), e a definição da Formação Piranhas por Rosito *et al.* (1971), juntamente com estudos geoquímicos e geocronológicos realizados por Ianhez *et al.* (1984) e por Pimentel & Fuck (1987), contribuem para que o granito rosa observado em Piranhas e na região de Bom Jardim de Goiás seja denominado de Granito Serra Negra. O granito cinza foi caracterizado por Faria *et al.* (1975) como variação faciológica do granito rosa.

Abundantes xenólitos de rochas básicas em toda a região granítica também foram observados associados ao granito Serra Negra rosa na região de Piranhas (Faria *et al.* 1975).

A presença de anfibólio no granito rosa, não observada na região de Piranhas e de fenocristais de feldspato potássico nas rochas básicas (Figura 3.3a) permitem sugerir que ocorreu mistura de magmas do tipo *mixing*, que, segundo Chappell (1996), se refere a um processo de combinação entre dois componentes formando produtos híbridos. Na visão do autor, a presença de feldspato potássico e quartzo nos enclaves máficos e de piroxênio ou anfibólio nos granitos é uma das maiores evidências de *mixing* de magmas, além de ser feição muito comum na petrogênese de granitos.

Seer (1985) mapeou granito vermelho milonitizado a oeste da Sequência Bom Jardim de Goiás, provavelmente correlacionável ao granito vermelho observado neste trabalho, o qual aqui será designado Granito Macacos segundo nomenclatura de Seer (1985).

## 3.3 ROCHAS BÁSICAS

As rochas básicas observadas na região de Bom Jardim de Goiás, além das que são enclaves nos granitos rosa e branco (BJP4b e BJP11d respectivamente), ocorrem como blocos arredondados centimétricos (BJP13e), em afloramentos métricos em forma de lajedos (BJP3, BJP11b2 e BJP11a) (Figura 3.4a) e como fragmentos em brecha (BJP11c) (Figura 3.4b). Rochas básicas também foram encontradas nos furos BJ34 (143,45m) e BJ39 (224,96 m) intercaladas com rochas vulcânicas.

Intrusivos no granito Serra Negra foram observados diques (BJP3 e BJP11b2) de cor cinza escura, granulação fina (Figura 3.4c), compostas por anfibólio (58%), plagioclásio (25%), clorita (5%), quartzo (2%), epidoto (2%), biotita (1%) e minerais opacos (pirita, calcopirita e magnetita) (2%). O anfibólio, interpretado como actinolita é acicular de 0,10 a 0,5 mm de comprimento e pleocroísmo de verde pálido a verde amarelado (Figura 3.4d), e clivagens características. O plagioclásio ocorre como ripas de 0,25 a 0,5 mm de diâmetro, e apresenta geminação lei da albita. As lamelas de clorita (0,10 a 0,75 mm) apresentam pleocroísmo esverdeado. Os grãos de quartzo (0,10 de diâmetro) são subarredondados e estão disseminados na rocha. O epidoto (0,05 mm) ocorre como um aglomerado de grãos euédricos de pleocroísmo amarelo. É produto de alteração do plagioclásio. A ocorrência de lamelas de biotita é bem restrita, apresentando lamelas de 0,15 mm de comprimento e pleocroísmo de castanho a amarelo pálido. Os minerais opacos identificados nessas rochas são raros grãos de pirita, calcopirita e magnetita que ocorrem disseminados como grãos euédricos de ~ 0,10 mm de diâmetro.

A amostra BJP11a, que ocorre no mesmo contexto geológico da BJP3, possui algumas particularidades: é cinza esverdeado e apresenta vesículas esbranquiçadas de 1 a 3 mm de diâmetro por toda sua extensão. É composto por actinolita (40%), feldspato potássico (25%), plagioclásio (10%), clorita (10%), quartzo (5%), epidoto (5%) e magnetita (5%). A actinolita apresenta-se como grãos aciculares de 0,10 a 0,50 mm, com pleocroísmo de verde pálido a amarelo pálido. O feldspato potássico (0,10 a 0,25 mm) forma grãos euédricos com geminação *Carlsbad*. As ripas de plagioclásio possuem geminação lei da albita e comprimento de 0,10 a 0,25 mm. As lamelas de clorita, de leve pleocroísmo esverdeado, têm 0,25 mm de diâmetro. Os grãos de quartzo ocorrem disseminados na rocha e possuem 0,05 mm de diâmetro. O epidoto (~ 0,10 mm) ocorre disseminado e como aglomerado de grãos apresentando pleocroísmo de incolor a amarelo pálido. A magnetita (0,05 a 0,50 mm) é euédrica a subédrica e ocorre disseminada. As vesículas (1 a 3 mm) são compostas por quartzo ± actinolita ± magnetita e em suas bordas, há material fino marrom, interpretadas como possível cinza vulcânica (Figura 3.4e).

A amostra BJP13e associa-se ao Granito Macacos. Compõe-se de plagioclásio (50%), magnetita (30%), clorita (15%), sericita (5%), quartzo (1%), zircão (<1%) e epidoto (<1%). Os grãos de plagioclásio ocorrem como ripas de 0,25 a 0,5 mm de comprimento e estão comumente sericitizados. As lamelas de clorita (0,5 a 1,0 mm)



possuem pleocroísmo de verde a verde pálido e cor de interferência localmente azulada. Os grãos de quartzo são angulosos, raros e estão disseminados. A magnetita ocorre disseminada, o que confere uma coloração mais escura à rocha. Os grãos (0,10 a 0,5 mm) são anédricos. O zircão é incolor, prismático, de 0,10 a 0,25 mm de diâmetro. O epidoto é produto de alteração do plagioclásio.

Um bloco rolado de uma brecha com aproximadamente 70 cm ocorre às margens do córrego da Furna. Os fragmentos máficos (BJP11c) são angulosos, de até 20 cm de diâmetro, de cor cinza escura (Figura 3.4b) e compostos por actinolita (35%), clorita (20%), plagioclásio (20%), quartzo (3%), epidoto (15%) e hematita e ilmenita disseminadas (7%) (Figura 3.4f). Esses fragmentos foram interpretados como sendo diabásio, e diferem das outras rochas básicas (diques) já descritas pela presença de hematita e ilmenita, que ocorrem como grãos euédricos disseminados. A presença de amígdalas também foi observada nesses fragmentos. Possuem 0,75 mm de diâmetro e são preenchidas por quartzo + clorita. A matriz da brecha é cinza esbranquiçada a esverdeada, composta essencialmente por quartzo (83%), com aglomerados de epidoto (10%) e clorita (5%), além de carbonato (1%) e hematita e ilmenita (1%).

Rochas básicas foram identificadas nos furos BJ34 e BJ39 intercaladas com as rochas vulcânicas. Em BJ34-143,95m, a rocha possui granulação muito fina a afanítica, cor verde, e é composta por clorita e biotita (87%), quartzo ( $\pm 10\%$ ), magnetita (3%), e sericita como produto de alteração de biotita. A clorita, que apresenta cor de interferência azulada, é produto de transformação da biotita, que ocorre somente como algumas lamelas dispersas e como relictos em lamelas de clorita.

A amostra BJ39-224,96m é composta por plagioclásio (40%), actinolita (33%), quartzo (10%), clorita (10%), e zircão, titanita (1%), magnetita e calcopirita (5%) como acessórios. O plagioclásio se apresenta na forma de ripas de 0,10 a 1,0 mm, com geminação lei da albita. A actinolita ocorre como grãos aciculares de 0,25 a 1,5 mm de comprimento. As lamelas de clorita, de pleocroísmo esverdeado, possuem comprimentos de aproximadamente 0,10 mm. Os grãos de quartzo (0,10 mm) não ocorrem de forma disseminada, mas como silicificação. Zircão, titanita, magnetita e calcopirita estão disseminados na rocha. Nas bordas da actinolita e da clorita ocorre carbonato, interpretado como produto de alteração de anfibólio cálcico preexistente.

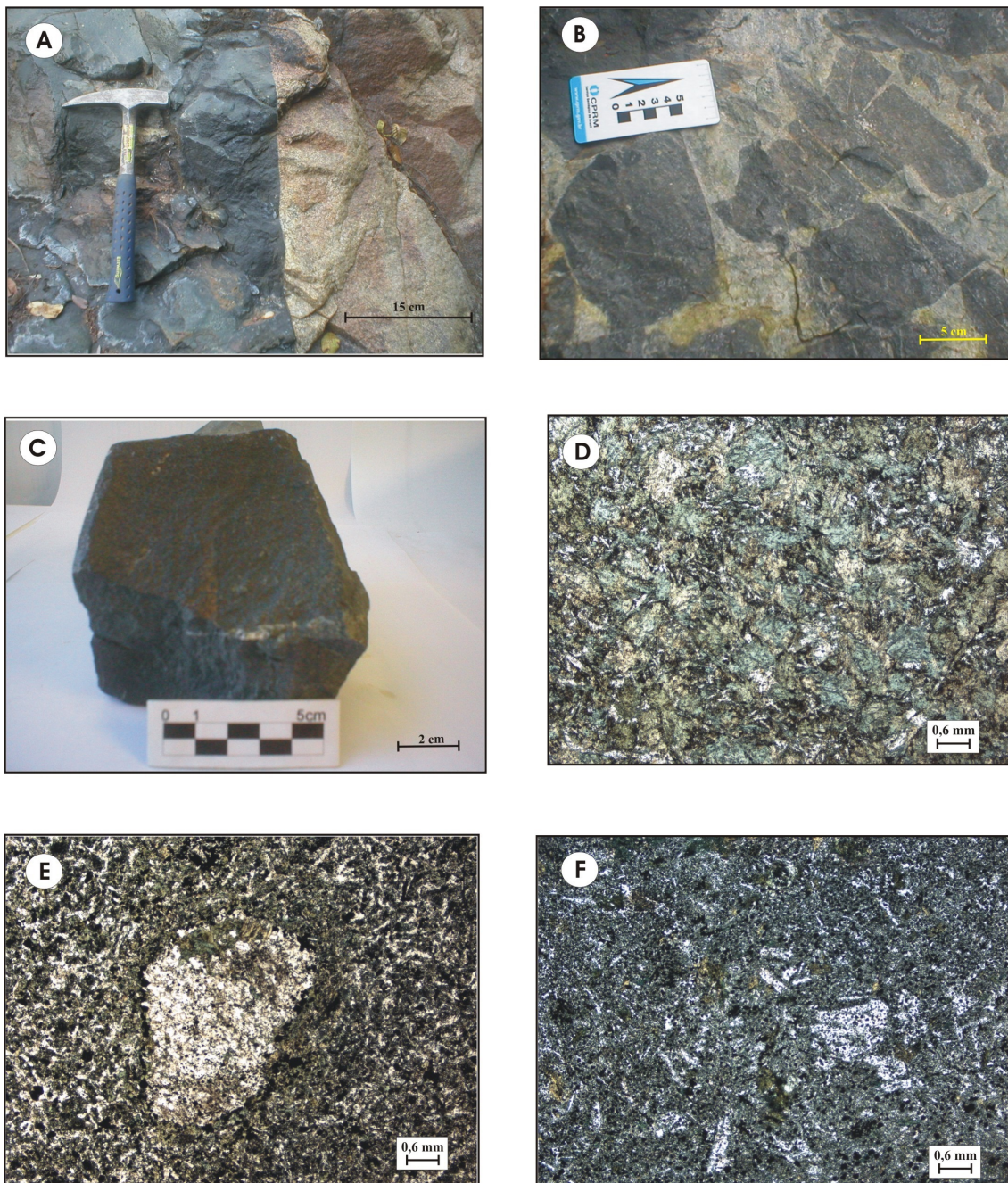


Figura 3.4: a) Afloramento ponto BJP11 mostrando dique diabásio no Granito Serra Negra; b) Bloco de brecha com fragmentos de diabásio (BJP11c); c) Amostra de basalto BJP11b2 de cor cinza escuro e granulação fina; d) Fotomicrografia do basalto BJP3 mostrado pleocroísmo verde a verde pálido da actinolita; e) Fotomicrografia do basalto BJP11a mostrando vesícula preenchida por quartzo, actinolita e magnetita; f) Fotomicrografia de fragmento da brecha BJP11c constituído de actinolita, clorita, plagioclásio e magnetita.



### 3.4 ROCHAS VULCÂNICAS

As descrições das rochas vulcânicas intermediárias a ácidas aqui apresentadas são de furos de sonda estéreis (BJ-22 e BJ-34), e mineralizados (BJ-11, BJ-17, BJ-27, BJ-31, BJ-35, BJ-39) e de três amostras (BJP6b, BJP7b, BJP8a) coletadas na área do depósito Bom Jardim de Goiás.

As rochas vulcânicas foram divididas em alteradas e não alteradas. As não alteradas são aquelas afetadas por poucas vênulas e que apresentam melhor preservação de estruturas. Estão melhor expostas nos furos estéreis. As rochas vulcânicas alteradas são aquelas que apresentam grande quantidade de veios e vênulas de variadas composições e com maior presença de sulfetos, tanto disseminados quanto em vênulas. Ocorrem predominantemente nos furos mineralizados. A presença de venulações nas rochas vulcânicas do Depósito Bom Jardim de Goiás (Figuras 3.5a e b) provoca alteração da cor original, que varia de cinza-escuro quando pouco ou nada alterado, passando a cinza acastanhado, cinza esverdeado e rosa esbranquiçada, dependendo do tipo de alteração.

#### 3.4.1. Rochas vulcânicas não alteradas

As rochas vulcânicas classificadas como não alteradas compreendem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias a ácidas não alteradas ou com hidrotermalismo incipiente. Foram subdivididas em:

- a) Subtipo 1: rochas intermediárias a ácidas de cor cinza-escuro acastanhada afanítica;
- b) Subtipo 2: rochas intermediárias a ácidas de cor cinza-escuro, de granulometria fina a média.

##### ➤ Subtipo 1:

As rochas pertencentes a este subtipo são as mais abundantes e características do depósito. São compostas por matriz afanítica de cor marrom, sendo possível identificar, em microscopia ótica, poucas fases minerais além das vênulas (Figura 3.5c). São identificáveis alguns cristais subédricos de até 0,05 mm de quartzo, plagioclásio e magnetita disseminada em uma grande massa composta por biotita castanha com leve

pleocroísmo para castanho claro. Localmente encontram-se porções ricas em sericita e clorita, interpretadas como alteração da biotita castanha e de cinza vulcânica. Fragmentos líticos de até 1,0 mm de diâmetro aparecem nessas rochas. São geralmente compostos por quartzo, plagioclásio e magnetita.

Vênulas compostas por biotita castanha são comuns. Ocorrem de forma aleatória, sem orientação preferencial. A biotita está localmente cloritizada. Veios de quartzo também são presentes e abundantes, algumas vezes podendo conter sulfetos (pirita e calcopirita) e biotita castanha.

Nas rochas vulcânicas do subtipo 1, a matriz afanítica marrom contendo alguns grãos de quartzo e feldspato dispersos foi interpretada como cinza vulcânica que sofreu processo de alteração. Kano (1990) também descreveu cinzas vulcânicas em tufos de composição riolítica no SW do Japão compostas por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, fragmentos líticos, fragmentos vítreos, *shards* e *pumices*. Fritz & Stillman (1996) fizeram descrição semelhante em tufos na Irlanda.

➤ Subtipo 2:

As rochas representantes deste subtipo ocorrem intercaladas às rochas do subtipo 1. Estas rochas apresentam textura granular e são compostas predominantemente por fragmentos angulosos de quartzo (60%), matriz afanítica marrom (20%), plagioclásio (15%), feldspato potássico (1%), fragmentos líticos (0,5%) e anfibólio (0,5%). Os minerais acessórios são zircão, titanita, magnetita, pirita, calcopirita e rutilo disseminados (4%) (Figura 3.5d).

Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos, quase sempre microcristalinos (0,05 a 0,40 mm), podendo formar localmente textura vitríclástica, resultante da concentração de quartzo cripto a microcristalino e de feldspato em pequenas lentes, interpretados como relictos de *pumice*. Os grãos de plagioclásio são angulosos a subangulosos e estão, em geral, geminados segundo a lei da albita. Também podem ocorrer como minúsculas ripas e, mais raramente, como fenocristais isolados. O plagioclásio (0,10 a 0,50 mm) está parcial ou totalmente alterado para sericita, epidoto e, mais raramente, carbonato. É comum a presença de fragmentos de cristais compostos somente por ripas de plagioclásio. O feldspato potássico é raro e ocorre como fragmentos angulosos com geminação *Carlsbad* e dimensões de aproximadamente 0,20 mm.

Os fragmentos líticos, de dimensões de 0,60 a 2,0 mm, são compostos por quartzo, plagioclásio, biotita castanha e, mais raramente, magnetita e clorita.

A biotita de cor castanha é o principal componente da matriz afanítica, mas também se faz presente como lamelas disseminadas na rocha de até 0,5 mm e também em algumas vênulas.

O anfibólio de pleocroísmo verde escuro a verde pálido ocorre como grãos alongados de até 0,5 mm de comprimento, disseminado, porém restrito a algumas porções de furos estéreis.

A titanita, quando ocorre disseminada na rocha, apresenta dimensões de 0,25 mm aproximadamente. Também pode ocorrer na forma de veios, nos quais possui dimensões apresentando dimensões de 1,0 mm. O rutilo (0,05 mm), de cor avermelhada, ocorre disseminado na rocha e em vênulas. Zircão, magnetita, pirita e calcopirita, que podem atingir até 0,10 mm de diâmetro, ocorrem disseminados.

A presença de raras lamelas de muscovita (0,10 mm) dispersas na rocha foi identificada em furos estéreis (BJ 22 e BJ34). Alguns poucos grãos de actinolita foram encontrados também em furos estéreis (BJ22 e BJ34).

A presença de fragmentos de *pumice* nestas rochas é comum e bastante diagnóstica para a classificação das rochas piroclásticas. As melhores ocorrências dos fragmentos de *pumices* estão nos furos estéreis, onde a alteração foi menos intensa (Figura 3.5e). Esses também são observados nas rochas aflorantes na área do depósito, às vezes já substituídos por quartzo microcristalino (textura vitriclástica). Os *pumices* por vezes podem formar faixas alongadas formando uma textura conhecida como eutaxítica, gerada devido à compactação litostática.

Outra feição importante observada nessas rochas é a presença de amígdalas comumente preenchidas por quartzo. Localmente as amígdalas são preenchidas por material fino, amarelado e isótropo, interpretado como vidro, e com auréola de biotita (Figura 3.6f).

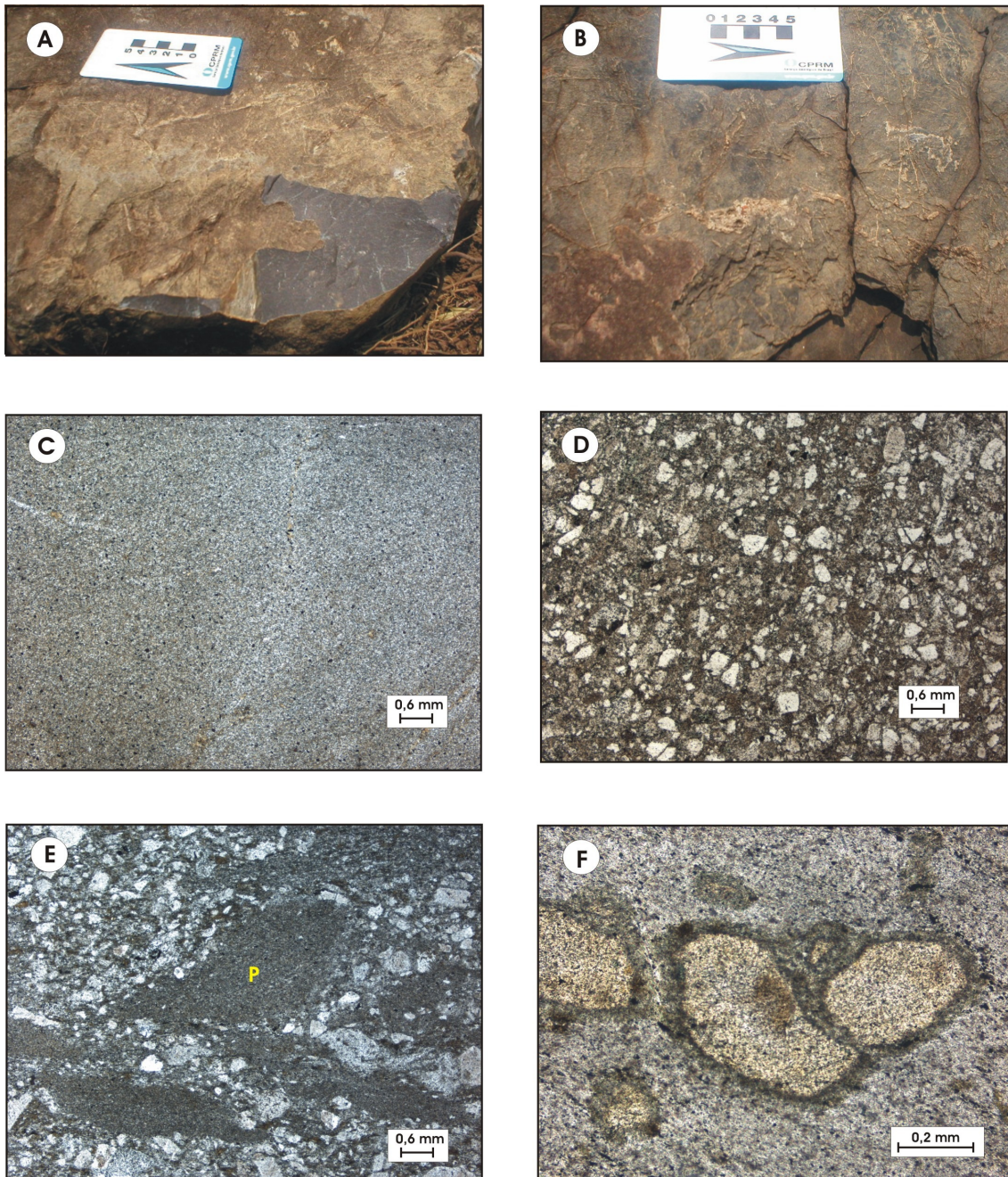


Figura 3.5: A) Afloramento de rocha vulcânica na área do Depósito Bom Jardim de Goiás delimitado pela CPRM, com moderada presença de vênulas e em B) com abundantes venulações (BJP7); C) Fotomicrografia (BJ22-23,87m) de rocha vulcânica não alterada do subtipo 1 mostrando matriz cinerítica; D) Fotomicrografia (BJ39-39,72m) de rocha vulcânica não alterada do subtipo 2 mostrando presença de cristais de quartzo, feldspato e pirita em matriz cinerítica; E) Fotomicrografia (BJ22-20,0m) de rocha vulcânica do subtipo 2 apresentando fragmentos de *pumice* (P); F) Fotomicrografia (BJ22-201,45m) de rocha vulcânica do subtipo 2 com amígdalas preenchidas por vidro com auréola de biotita.

### 3.4.2. Rochas vulcânicas alteradas

As rochas vulcânicas denominadas de alteradas são as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas dos subtipos 1 e 2, que, devido à presença de alguns tipos de vênulas, sofreram alteração composicional e modal.

Os veios e vênulas são comuns nessas rochas vulcânicas, que podem ser mineralizadas ou não.

A alteração mais freqüente é a silicificação das rochas (Figura 3.6d). Ocorre a partir das paredes das vênulas em direção à encaixante, formando grãos de quartzo microcristalino. Altera a cor original da rocha, que passa de cinza acastanhada (Figura 3.6a), a esverdeada (Figura 3.6b) a rosa esbranquiçada (Figura 3.6c). A cloritização (Figura 3.6e) também é comum, e em muitos casos fica restrita somente às paredes das vênulas, conferindo cor esverdeada à rocha. A epidotização foi observada somente no furo BJ 22. Possui ocorrência restrita a partir das bordas de aglomerados de grãos de epidoto, ao longo de um veio composto por actinolita.

Os veios não possuem orientação preferencial. Às vezes estão paralelizados, mas frequentemente se entrecortam. Quanto à composição, podem ser dos tipos:

- a) biotita castanha, geralmente cloritizada (Figura 3.7a);
- b) quartzo ± clorita ± carbonato (Figura 3.7b)
- c) quartzo + biotita + clorita + pirita + calcopirita ± carbonato ± titanita ± actinolita ± epidoto ± plagioclásio ± hornblenda;
- d) pirita+ calcopirita ± quartzo ± clorita (Figura 3.7c);
- e) clorita ± titanita ± magnetita ± carbonato (Figura 3.7d);
- f) actinolita ± quartzo ± pirita (Figura 3.7e);
- g) albita + quartzo (Figura 3.6c);
- h) carbonato (Figura 3.7f).

O estabelecimento da cronologia dos veios/vênulas é dificultado pelo fato de alguns ocorrerem paralelos entre si, como os veios dos tipos c e e, ou se entrecortarem várias vezes, como nos veios dos tipos a e b, ou não ocorrem na mesma amostra.

Os veios/vênulas do tipo b são os mais abundantes e ocorrem ao longo de todos os furos estéreis e mineralizados. São os mais tardios. Concomitante a esses ou logo após, vêm os veios do tipo a, também muito comuns e abundantes.

Relacionados diretamente com a mineralização têm-se os veios dos tipos c e d. É comum também ocorrerem veios compostos somente por pirita + calcopirita. A

ocorrência casual de carbonato, titanita, actinolita, epidoto e hornblenda nesses tipos de veios pode ser devida à alteração de outros minerais. A presença de plagioclásio pode ser por assimilação da rocha encaixante.

Vênulas de carbonato (tipo h) foram interpretadas como mais jovens, também pelo fato de o carbonato também ocorrer preenchendo fraturas nas rochas. As vênulas de actinolita (tipo f) não possuem nenhuma relação clara com os outros tipos de vênulas.



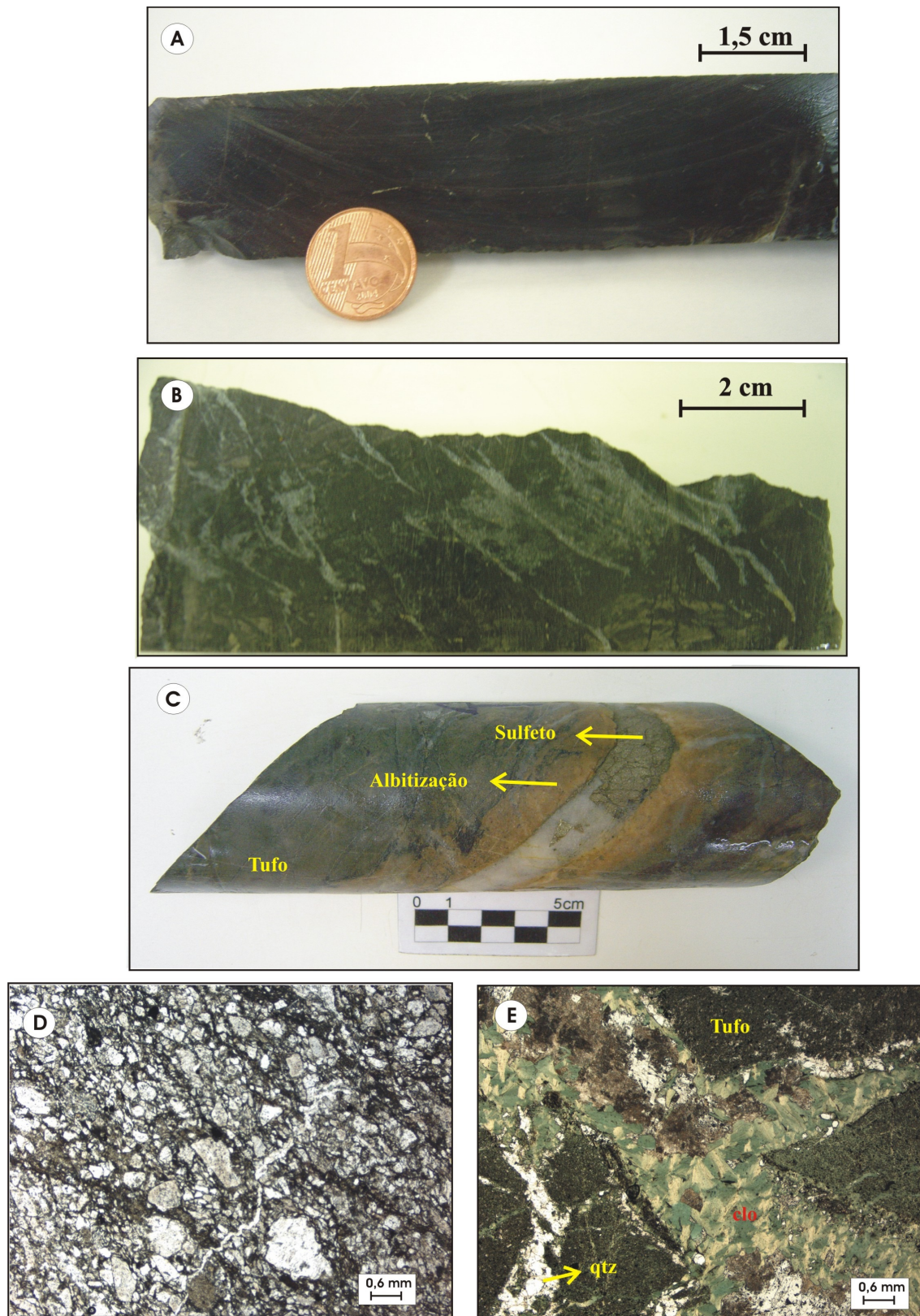


Figura 3.6: A) Amostra BJ35-22,66 a 22,83m de rocha vulcânica sem vênulas; B) Amostra BJ17-51,45 a 51,53m, com veios de quartzo e apresenta mudança na coloração da rocha devido presença de vênulas; C) Amostra BJ39-39,60 a 39,76m mostrando a alteração (albitização) provocada pela presença de veio mineralizado; D) Fotomicrografia (BJP7b) mostrando predominância de grãos de quartzo provocado pela silicificação; E) Fotomicrografia da amostra BJ34-143,95m mostrando veio com clorita (clo) + quartzo (qtz) e cloritização da rocha vulcânica.



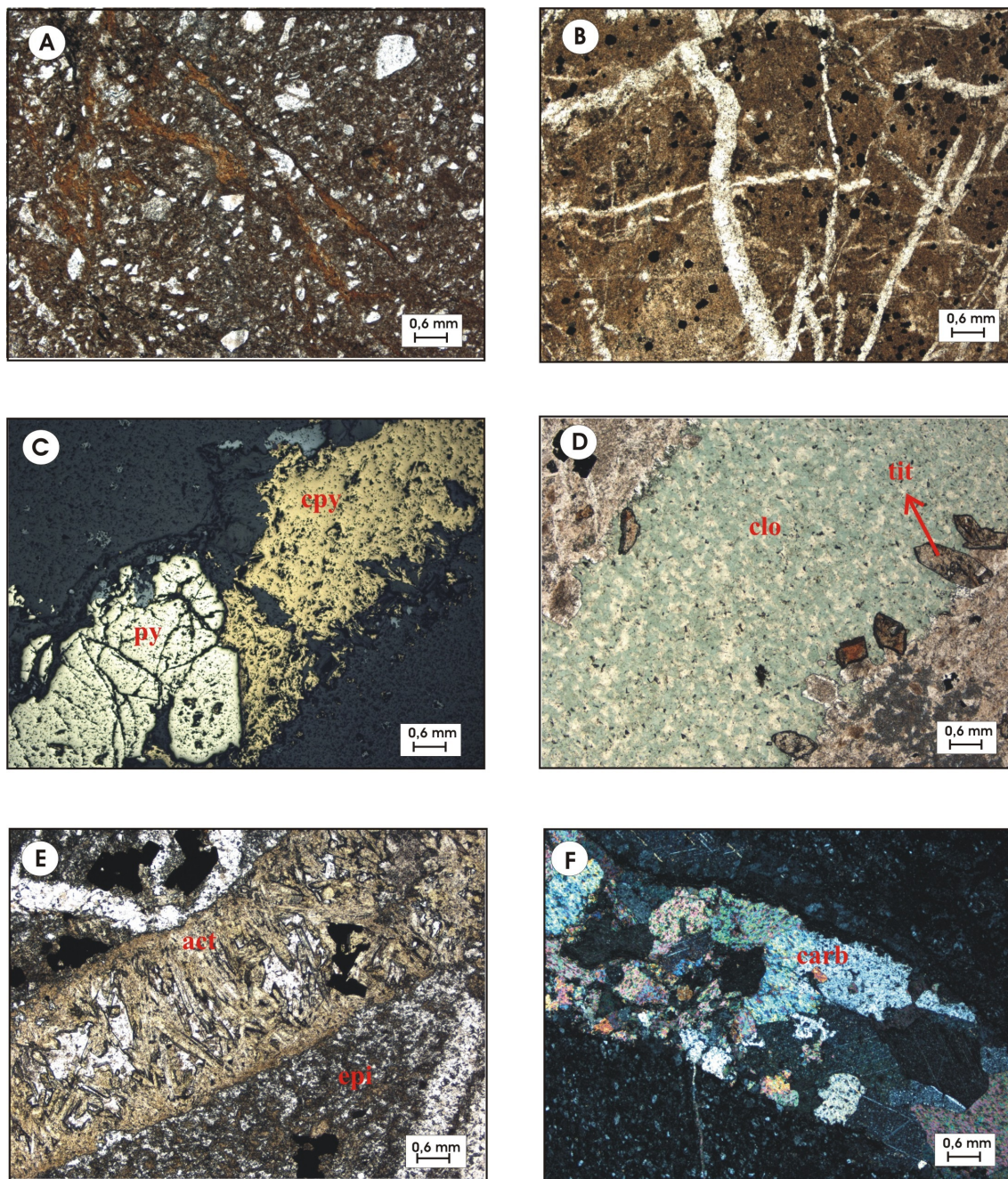


Figura 3.7: A) Fotomicrografia da amostra do furo BJ 35-22,60m apresentando veios do tipo a compostos por biotita em tufo cristalino, B) Fotomicrografia da amostra do furo BJ34-200,45m de tufo cinerítico com vênulas do tipo b que se entrecortam C) Fotomicrografia da amostra do furo BJ35-217,60m, mostrando veio do tipo d, composto por pirita (py) e calcopirita (cpy) em tufo cinerítico; D) Fotomicrografia do furo BJ34-70,75m, de veio do tipo e, de clorita (clo) com alguns grãos de titanita (tit) nas bordas, em tufo cinerítico; E) Fotomicrografia da amostra do BJ 22-42,0m, mostrando veio do tipo f com actinolita (act) com textura tipo pente, quartzo e pirita (opaco) em tufo cinerítico; F) Fotomicrografia de um veio do tipo g, composto somente por carbonato em tufo cinerítico (amostra do BJ34-277,07m).



Após a classificação do Depósito Bom Jardim de Goiás, é possível resumir suas características em relação a composição modal (Tabela 3.1). A tabela segue uma ordem sugerida para a evolução do depósito. Primeiramente, seria a formação do depósito piroclástico com a deposição dos tufos cineríticos e cristalinos. Posteriormente, viriam as venulações de diferentes composições, inclusive as mineralizadas, e conseqüentemente a alteração dos tufos hospedeiros.

É possível afirmar que as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas estudadas são correspondentes às rochas vulcânicas descritas por Seer (1985) pertencentes à Formação Córrego da Aldeia.

Tabela 3.1: Tabela de composição modal das rochas descritas no Depósito Bom Jardim de Goiás.

	1		2			3
	Tufo cinerítico	Tufo cristalino	Veios mineralizados	Veios não mineralizados	Veios não mineralizados tardios	Alteração dos tufos
Matriz/cinza	██████████	██████████				
Fragms líticos	_____	_____				
Quartzo		██████████		██████████		██████████
Plagioclásio		██████████	-----			
K-feldspato		_____				
Biotita castanha		██████████	██████████			
Hornblenda		-----				
Clorita		██████████		_____		██████████
Muscovita		-----				
Titanita		-----	-----			
Zircão		-----				
Actinolita		-----			_____	
Carbonato		_____	_____		██████████	
Epidoto		_____				-----
Hornblenda		-----		-----		
Pirita		_____	██████████			
Calcopirita			██████████			
Pirrotita			-----			
Hematita		-----				
Ilmenita		-----				
Magnetita		_____	-----	_____		-----
Rutilo		-----				

### 3.4.3. Discussões

As rochas vulcânicas intermediárias do Depósito Bom Jardim de Goiás são classificadas como vulcanoclásticas bem selecionadas e caracterizadas por presença de cristais, fragmentos líticos em geral angulosos, de dimensões de 0,05 a 0,60 mm, matriz cinerítica e *pumices*.

Para o entendimento dos processos envolvidos na formação de um depósito vulcanoclástico é importante que haja uma descrição dos fragmentos que compõem o depósito. Entre as características importantes dos fragmentos estão o tamanho e a origem. Quanto ao tamanho, o fragmento pode ser classificado como bloco ou bomba (> 64 mm), lapilli (2 a 64 mm) e cinza (< 2 mm). É importante ressaltar que, em rochas fragmentais (geradas por vulcanismo explosivo), o tamanho dos grãos não reflete a distância da fonte. Quanto à origem, os fragmentos podem ser juvenis, líticos ou cristais (Cas & Wright, 1987).

Os dados petrográficos das rochas vulcânicas do Depósito Bom Jardim de Goiás permitem classificá-las como rochas piroclásticas. Com base na classificação quanto ao tamanho dos piroclastos proposta por Cas & Wright (1987) e reformulada por White & Houghton (2006), compreendem predominantemente tufos, por serem compostas predominantemente por cinza vulcânica (< 2 mm) (Figura 3.8). Entretanto, as rochas vulcânicas intermediárias do subtipo 1 podem ser classificadas ainda como tufos cineríticos (compostas por praticamente cinza vulcânica), e as do subtipo 2, como tufos cristalinos, pois possuem matriz cinerítica, mas há predominância de cristais. Além disso, pode-se sugerir que são tufos soldados, devido à ausência de *shards* (fragmentos de vidro em forma cúspide) e pela textura eutaxítica dos *pumices* não ser tão avançada a ponto de formar *fiammes* (faixas achatadas de *pumices* que geram um acamamento durante soldamento das rochas piroclásticas). Formalmente, entretanto, o termo tufo soldado pode ser usado para ignimbritos (Tucker, 2001).

A partir da descrição e classificação das rochas vulcânicas do depósito, foram selecionados dois furos, um estéril (BJ34) e um mineralizado (BJ39), representativos e de maior amostragem realizada neste trabalho, para serem representados esquematicamente mostrando algumas feições observadas (Figuras 3.9 e 3.10). No furo BJ34 os dados de 130 a 145m foram compilados de Seer (1985).

Observa-se que no furo BJ34 há ocorrência restrita de veios com anfibólio. Outras características marcantes desse são a maior quantidade de veios de quartzo, a presença de níveis de *chert* (Seer, 1985), grãos de carbonato (Seer, 1985) e de fragmentos líticos. No furo BJ39, observa-se albitização superimposta por carbonatização. Devido a ser um furo mineralizado, a presença de sulfetos é maior tanto disseminados quanto em veios/vênulas, o que confere aspecto de brecha à rocha. Em ambos os furos há a presença de rocha básica intercalada, interpretada como derrame de vulcanismo básico intercalado ao vulcanismo ácido.

Estruturas almofadadas (*pillow lavas*) foram descritas por Seer (1985) às margens do Córrego da Furna. São alongadas, ovaladas, de cor verde azulada e apresentam bordas de resfriamento de até 3 cm. O autor relatou ser comum a presença de amígdalas arredondadas e alongadas dispostas em duas camadas concordantes com as paredes das almofadas. Seer (1985) também descreveu *pillow breccias* encontradas como blocos e seixos ao longo do Córrego da Furna. Foram definidas como brechas compostas por fragmentos angulosos e alongados de diâmetro menor que 10 cm que se assemelham às *pillow lavas*. Essas estruturas são a base da Formação Córrego da Furna do Grupo Bom Jardim de Goiás definido por Seer (1985).



Figura 3.8: Diagrama de classificação de rochas piroclásticas quanto ao tamanho do grão (depois de Fisher, 1961). C=cinza vulcânica, L= lapilli, B&B=blocos e bombas (White & Houghton, 2006).

Um depósito piroclástico é definido como um conjunto de piroclastos que podem ser depositados a partir de jatos, plumas ou correntes subaéreas, subaquosas ou subsuperfície. É denominado com base no processo de deposição em que foi formado. Compõe um vasto volume de depósitos vulcanoclásticos subaéreos primários e também muitos depósitos subaquosos de águas rasas a moderadas (White & Houghton, 2006).

Há controvérsias se as mesmas características usadas na classificação de depósitos piroclásticos subaéreos podem ser usadas em depósitos piroclásticos subaquosos. Entretanto, alguns autores acreditam que o fluxo piroclástico pode entrar na água e continuar a fluir sem qualquer modificação na estrutura da rocha (Cas & Wright, 1991. Fritz & Stillman, 1996).

Alguns exemplos de depósitos piroclásticos subaquosos conhecidos apontam para duas categorias principais: a) depositados em águas rasas e b) depositados em águas profundas (Cas & Wright, 1991).

Algumas características observadas no Depósito Bom Jardim de Goiás, tais como sucessão de tufos, textura eutaxítica, presença de fragmentos de *pumice*, presença de nódulos preenchidos por quartzo e/ou filossilicatos, interpretados como vidro vulcânico alterado, e presença de *pillow lavas* descritas na região, abrem a possibilidade de que estes tufos sejam resultantes de erupções submarinas rasas ou de erupção subaérea em que o fluxo piroclástico se deslocou até a água. Cas & Wright (1991) sugerem que a presença de nódulos de grãos de quartzo, como os observados em Bom Jardim, indicam soldamento influenciado por ambiente aquoso.



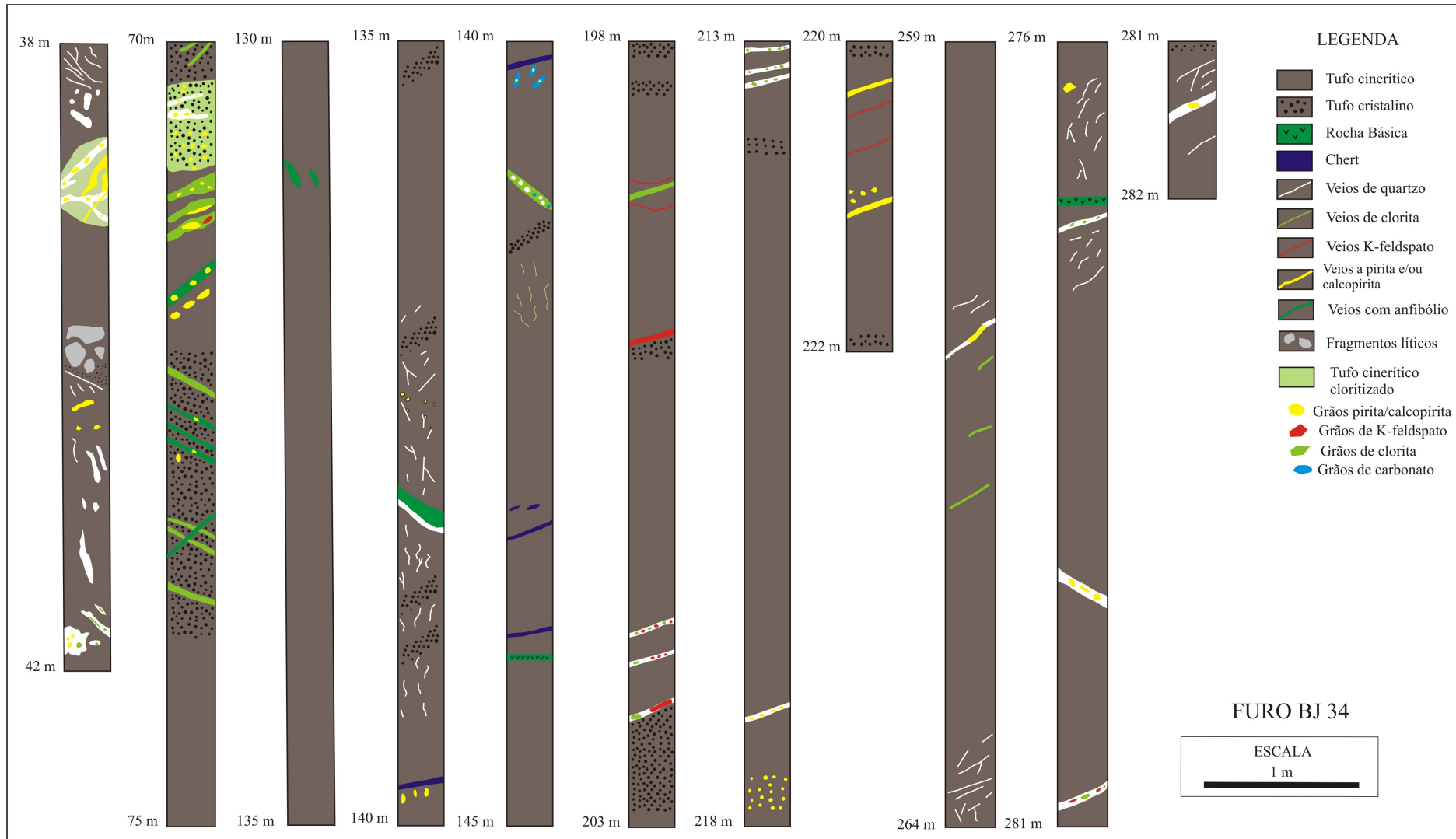


Figura 3.9: Esquema do furo estéril BJ34 da CPRM nas profundidades amostradas neste trabalho. Os dados de 130m a 145m foram compilados de Seer (1985).

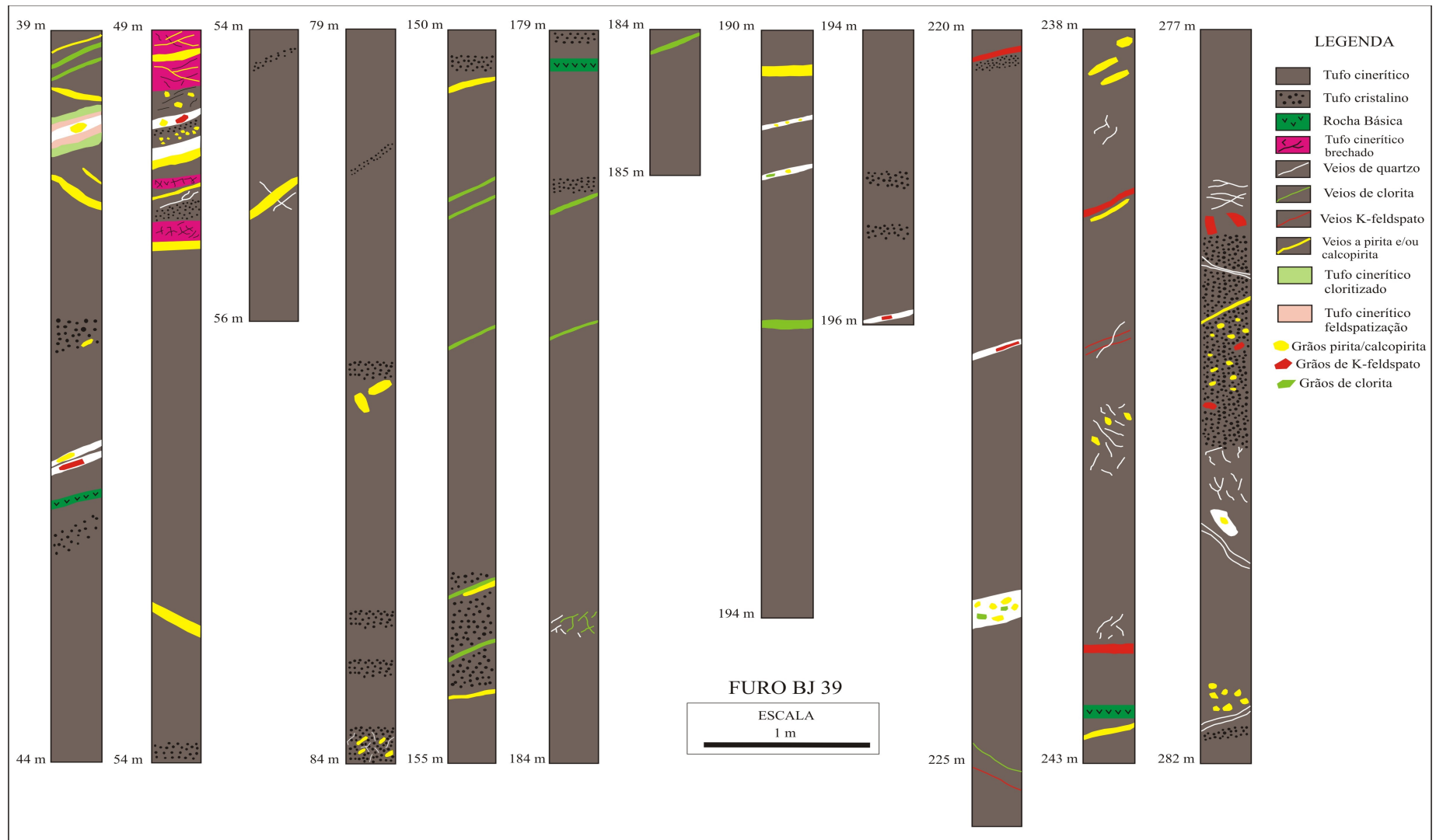


Figura 3.10: Esquema do furo mineralizado BJ39 da CPRM nas profundidades amostradas neste trabalho.

## CAPÍTULO 4

# GEOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

### 4.1. LITOGEOQUÍMICA

#### 4.1.1. Granitos

Os granitos da região de Bom Jardim de Goiás selecionados para análises químicas são os classificados como Serra Negra. A amostra BJP4a ocorre adjacente ao depósito, as amostras BJP11b1 e BJP11f afloram no córrego da Furna e a BJP14 é bloco rolando no ribeirão dos Macacos. Também foi analisado o Granito Macacos (BJP13a) que aflora no ribeirão dos Macacos. Os resultados das análises químicas encontram-se no anexo 1. Para fins de comparação com os granitos da região de Bom Jardim de Goiás, foram analisadas duas fácies do Granito Serra Negra descritos na região da cidade de Piranhas-GO por Rosito *et al.* (1971) (BJP16 e BJP17).

Os granitos da região de Bom Jardim de Goiás apresentam teores de SiO<sub>2</sub> aproximadamente de 72 a 75%, razão MgO/TiO<sub>2</sub> entre 0,9 e 1,7, razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1 e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 12 a 16%.

Quanto ao índice de saturação em alumina (ISA = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (molar) (Maniar & Piccoli, 1989), os granitos analisados são classificados como metaluminosos a peraluminosos (Figura 4.1).

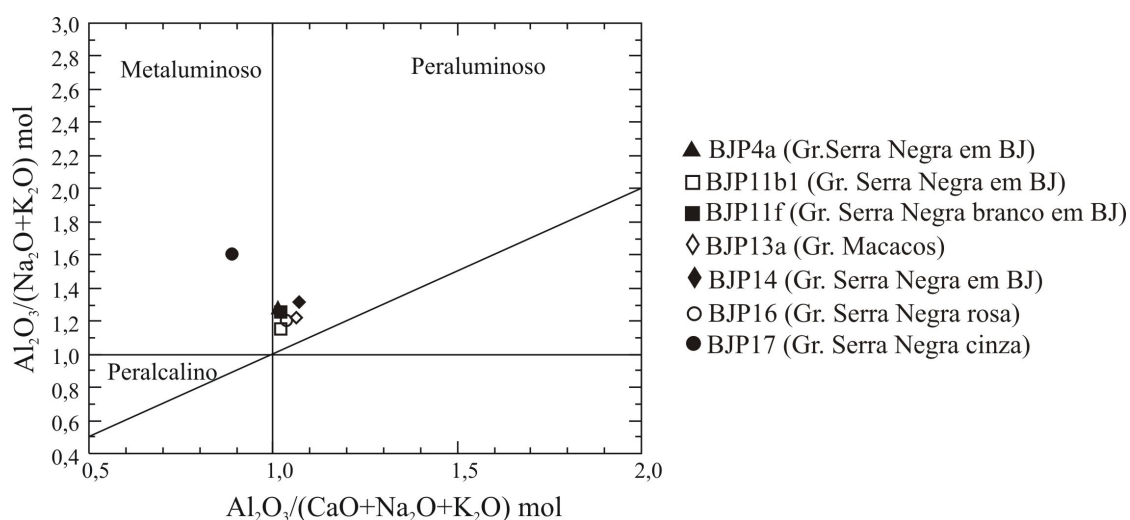


Figura 4.1: Amostras de granitos da região de Bom Jardim de Goiás posicionadas em diagrama de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.



Quando plotados em diagrama AFM (Figura 4.2), os granitos mostram caráter cálcio-alcálico, com composição próxima do pólo de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ).

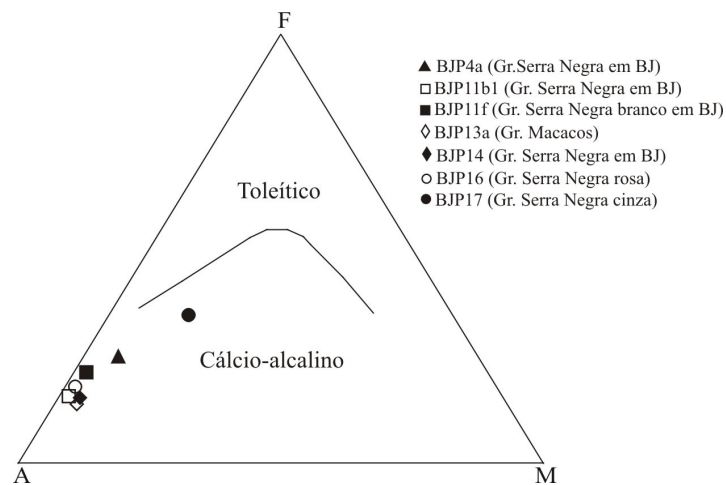


Figura 4.2:Diagrama AFM ( $A=\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $F=\text{FeO}$  total,  $M=\text{MgO}$ ) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os trends cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).

Nos diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker, todos os granitos analisados ocorrem agrupados (Figura 4.3). A amostra BJP4a distingue-se das demais por apresentar menor teor de  $\text{SiO}_2$  e os maiores teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{CaO}$ , o que sugere ser menos evoluído que os demais. A dispersão de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  está de acordo com o estudo petrográfico, que mostrou haver alteração incipiente dessas rochas.

Os granitos possuem valores moderados de Zr (153 a 296,50 ppm), Rb (85 a 276,2 ppm), Ga (17,10 a 23,20 ppm), e baixos conteúdos de Nb (15 a 32,2 ppm), Ta (0,9 a 3 ppm), Sn (1 a 4 ppm), Cu (0,9 a 9,20 ppm), W (0,50 a 1,50 ppm), Mo (0,4 a 2,8 ppm); e baixo a moderado Y (17 a 99,70 ppm). Os valores de Zn, Ni e Co são respectivamente, de 20 a 34 ppm, 0,60 a 3,4 ppm e 1,3 a 5,5 ppm.

Nos diagramas de variação de elementos-traço o comportamento das amostras é semelhante, ocorrendo agrupadas, entretanto ocorre dispersão nos dados de Ta e Rb (Figura 4.4).

O granito cinza atribuído ao Granito Serra Negra que ocorre nas proximidades da cidade de Piranhas-GO (BJP17) analisado para fins de comparação, apresenta caráter metaluminoso, elevada razão  $\text{MgO}/\text{TiO}_2$  de 2,86 e também é enriquecida em Ba (1748 ppm) e Sr (1001 ppm). É mais enriquecida em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , porém empobrecida em  $\text{K}_2\text{O}$  em relação as outras amostras de granito.

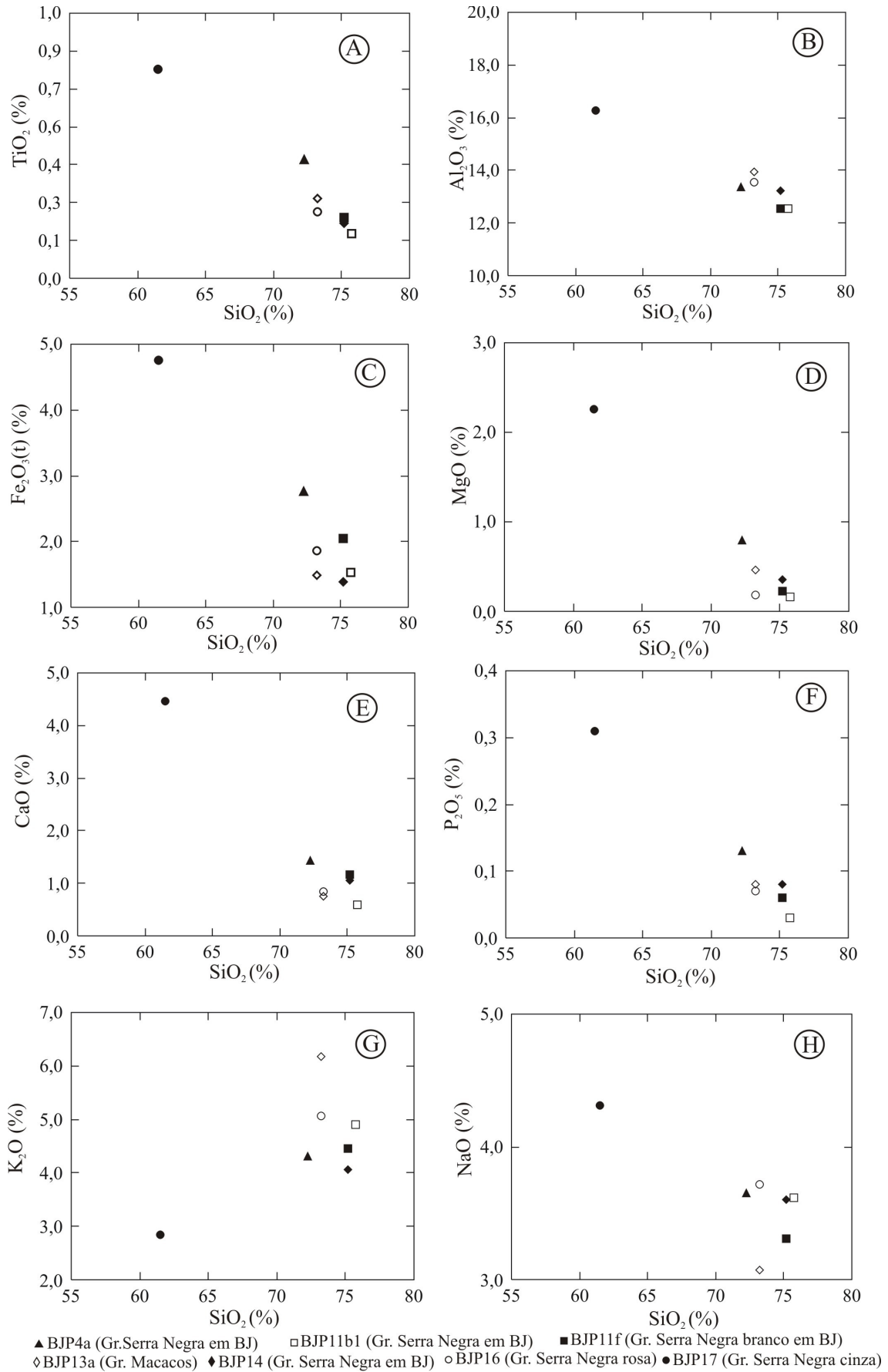
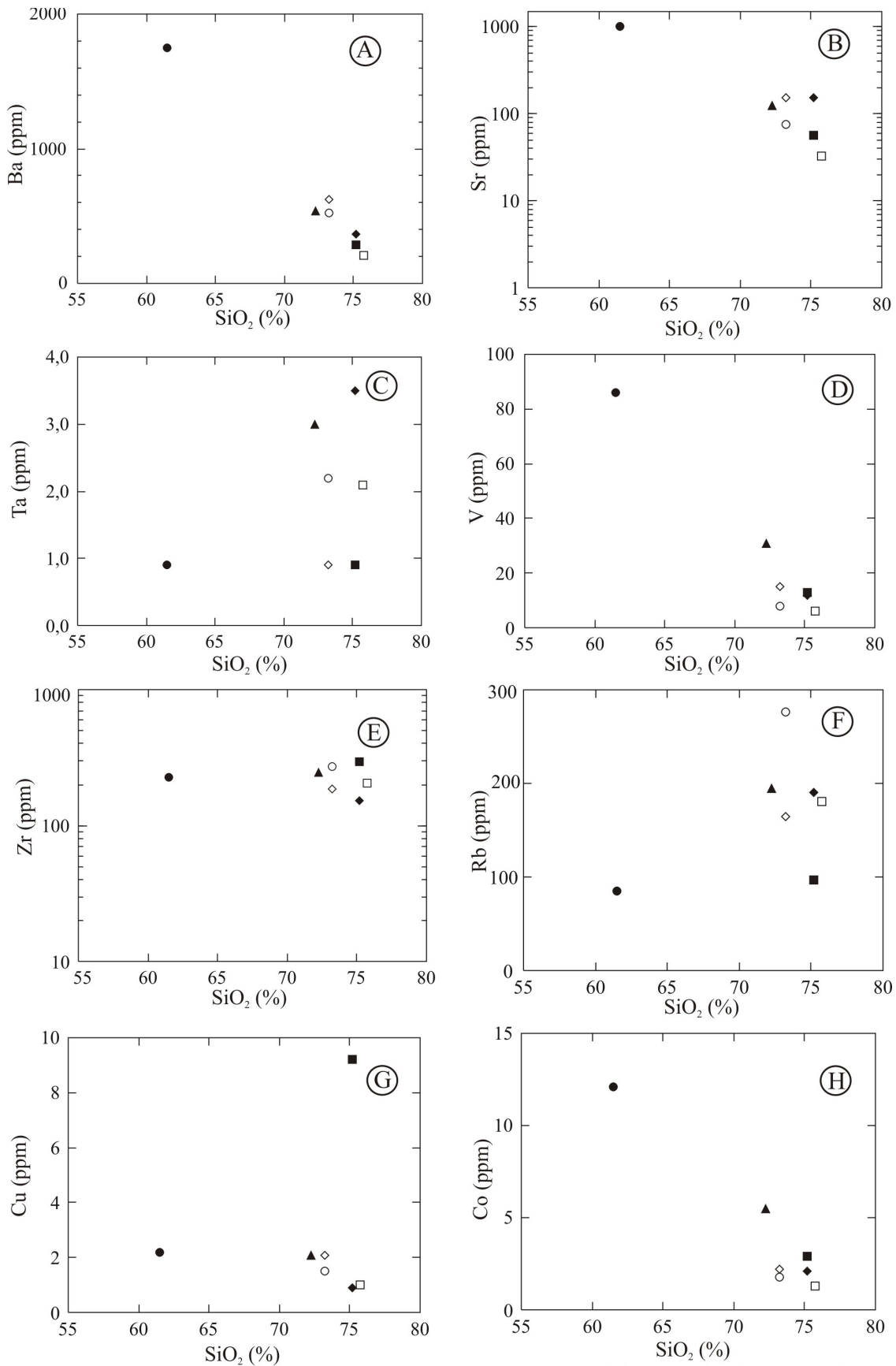


Figura 4.3: Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para as amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.



▲BJP4a (Gr.Serra Negra em BJ) □BJP11b1 (Gr. Serra Negra em BJ) ■BJP11f (Gr. Serra Negra branco em BJ)  
 ◇BJP13a (Gr. Macacos) ◆BJP14 (Gr. Serra Negra em BJ) ○BJP16 (Gr. Serra Negra rosa) ●BJP17 (Gr. Serra Negra cinza)

Figura 4.4: Diagramas de variação de elementos-traço para as amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás. Para fins de comparação, foram incluídas amostras do granito rosa (BJP16) e do granito cinza (BJP17) que afloram na região de Piranhas-GO.

Os padrões de terras raras obtidos para os granitos da região de Bom Jardim de Goiás normalizados ao condrito de Nakamura (1974) são bastante semelhantes (Figura 4.5). Os espectros mostram leve empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP com relação ao condrito e anomalia negativa em Eu pronunciada nas amostras BJP11b1 e BJP11f.

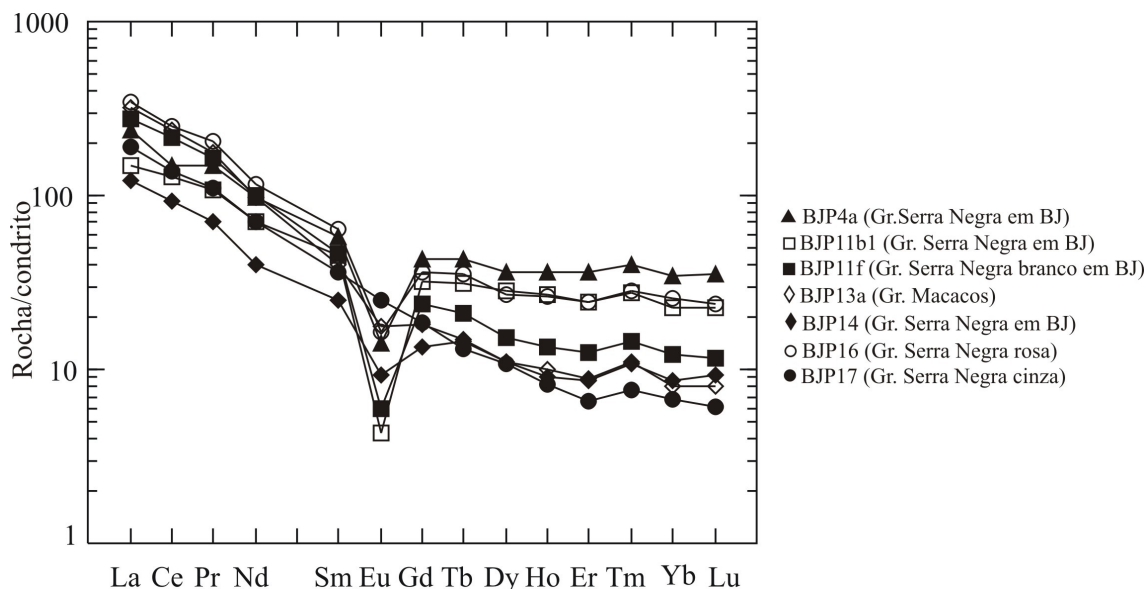


Figura 4.5 Espectro de elementos terras raras das amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

No diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo com valores de normalização publicados por Sun & McDonough (1989), visando a caracterizar o grau de fracionamento químico dos granitos, observam-se anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti (Figura 4.6).

Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de rochas graníticas elaborados por Pearce *et al.* (1984) são estatísticos e se baseiam em dados de rochas graníticas de ambientes tectônicos recentes e conhecidos. Pearce *et al.* (1984) propuseram quatro campos de classificação: ORG (granitos de cadeias oceânicas), VAG (granitos de arcos vulcânicos), WPG (granitos intra-placa) e COLG (granitos colisionais). As rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás foram posicionadas nesses diagramas na tentativa de melhor compreender o magmatismo granítico da região (Figura 4.7).

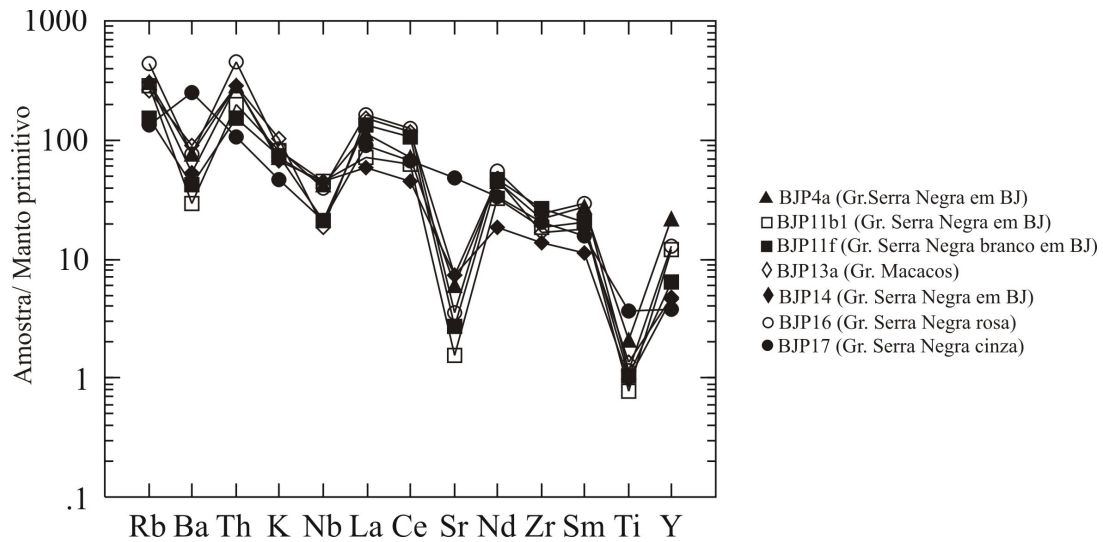


Figura 4.6: Espectro de variação de elementos das amostras de rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao manto primordial, conforme fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).

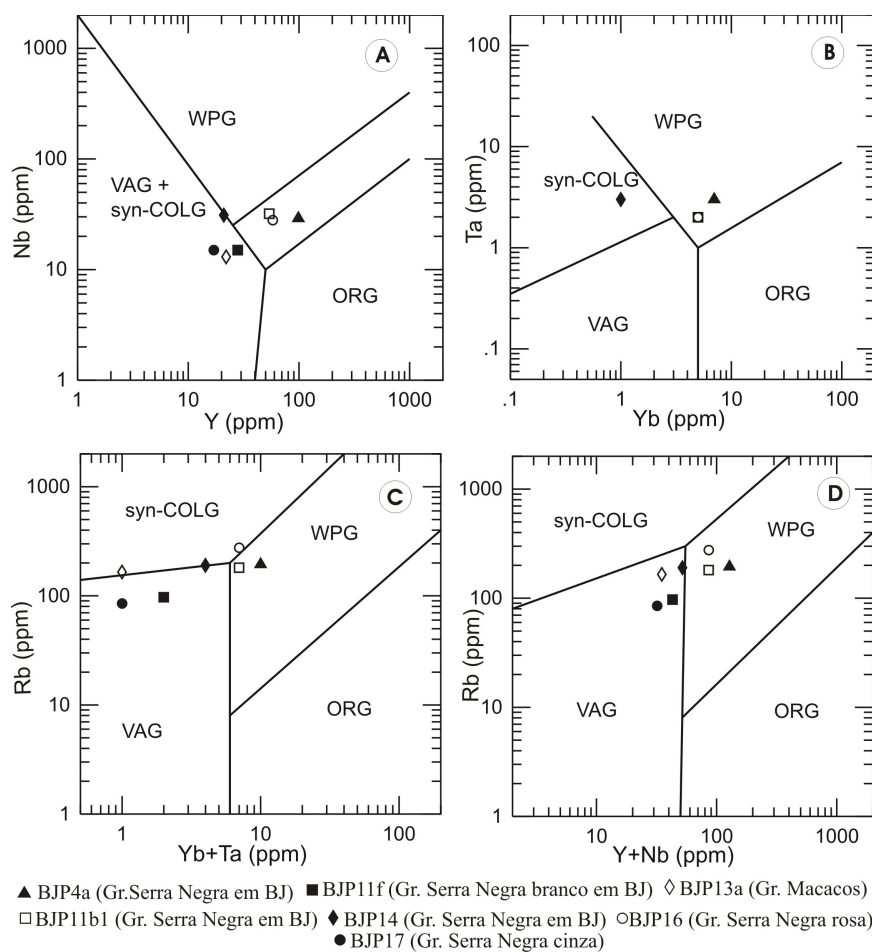


Figura 4.7: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás.

No diagrama Y x Nb (Figura 4.7a), quatro amostras situam-se no domínio de granitos de arco vulcânico (VAG) + sin-colisionais (syn-COLG) e três amostras, mais ricas em Y, no campo dos granitos intra-placa (WPG). No diagrama Yb x Ta (Figura 4.7b), a maioria das amostras situa-se em um mesmo ponto no campo de granitos intra-placa (WPG); somente a amostra BJP14 encontra-se no campo de granitos sin-colisionais (syn-COLG). No diagrama (Yb + Ta) x Rb (Figura 4.7c), as amostras ficam bem próximas ao limite dos campos de granitos de arco vulcânico (VAG) e sin-colisionais (syn-COLG) e algumas se localizam no campo de granitos intra-placa (WPG). Entretanto, no diagrama (Y + Nb) x Rb (Figura 4.7d) as amostras ocorrem mais agrupadas entre os campos de granitos de arco vulcânico (VAG) e intra-placa (WPG). Pearce (1996) redesenhou o diagrama (Y + Nb) x Rb, que reflete a fonte dos granitos, adicionando um novo campo de classificação, o de granitos pós-colisionais (post-COLG) (Figura 4.8). As amostras de granitos da região de Bom Jardim de Goiás são plotadas no campo de granitos pós-colisionais.

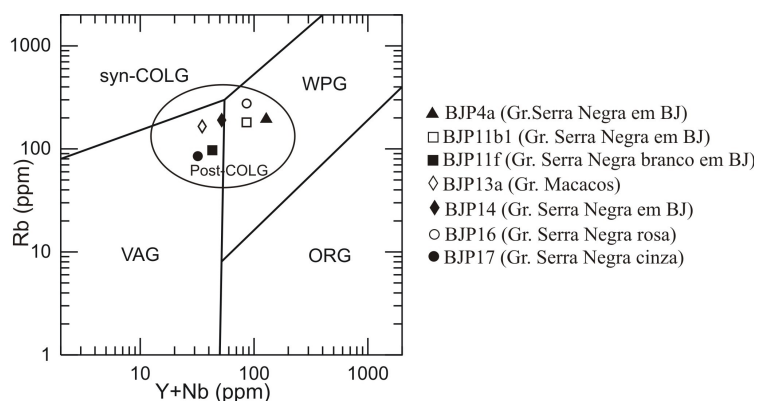


Figura 4.8: Diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce (1996) para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás.

No diagrama triangular Rb/100 x Y/44 x Nb/16 (Figura 4.9a), proposto por Thiéblemont & Cabanis (1990) para a discriminação geoquímica das rochas magmáticas ácidas, as rochas graníticas estudadas concentraram-se predominantemente no campo das rochas pós-colisionais + sin-subducção (P). No diagrama Rb/100 x Tb x Ta (Figura 4.9b), dos mesmos autores, as amostras também situam-se no campo das rochas pós-colisionais + sin-subducção (P).

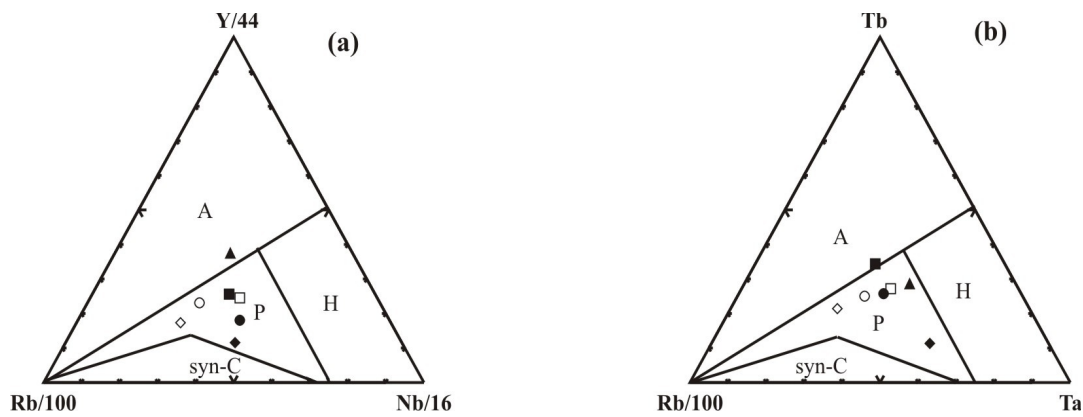


Figura 4.9: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás nos diagramas de discriminação geotectônica para rochas magmáticas sin-colisionais (syn-C), pós-colisionais + sin-subducção (P), anorogênicas não hiperálcalinas (A) e hiperálcalinas (H), propostos por Thieblmon & Cabanis (1990).

Na tentativa de discriminar rochas intrusivas intermediárias e ácidas de zonas de colisão por meio de geoquímica, Harris *et al.* (1986) propuseram o diagrama triangular  $Hf \times Rb/30 \times 3Ta$ , onde há separação de quatro campos: Grupo I ou VA, onde se situam as rochas de arco vulcânico cálcio-álcalino; Grupo II, para rochas peraluminosas sin-orogênicas; Grupo III, para suítes cálcio-álcalinas pós-colisionais; e Grupo IV ou WPG, de rochas alcalinas intra-placa. Neste diagrama os granitos da região de Bom Jardim de Goiás estão quase todas no campo de rochas de arco vulcânico (VA), exceto duas amostras (BJP4a e BJP14), que estão no campo de rochas pós-colisionais (grupo III) (Figura 4.10).

Harris *et al.* (1986) constataram que a razão  $Rb/Zr$  é um dos discriminantes mais efetivos na separação das rochas dos grupos II daquelas dos grupos I (VA) e III. Em um diagrama  $SiO_2 \times Rb/Zr$  (Figura 4.11), as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás situam-se no limite dos campos dos grupos I e III, porém há maior proximidade com o grupo I. Segundo Harris *et al.* (1986), as rochas dos arco-vulcânicos, pós-colisionais, os grupos I e III possuem muitas similaridades geoquímicas.

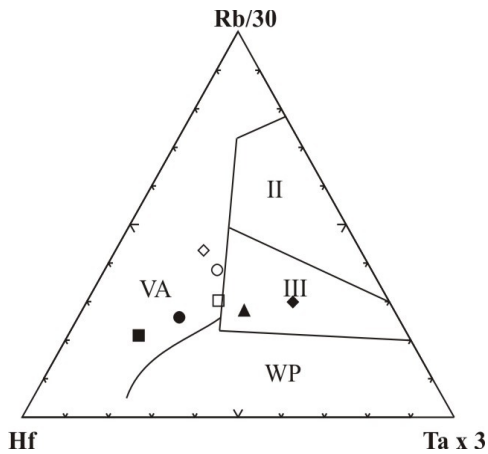


Figura 4.10: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás no diagrama de Harris *et al.* (1986) discriminando granitos intra-placa (WP), arco vulcânico (VA), pós-colisionais (grupo III) e sin-colisionais (II).

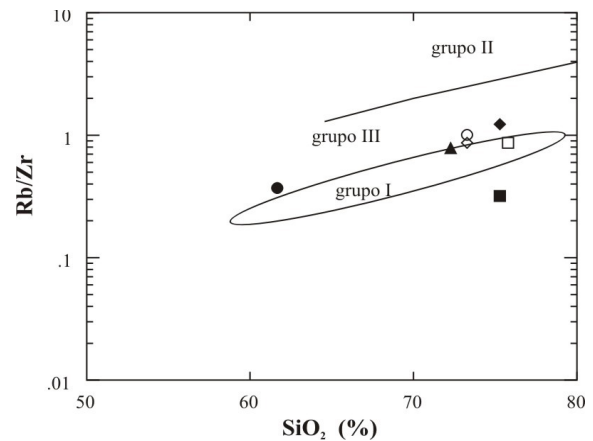


Figura 4.11: Amostras de rocha graníticas da região de Bom Jardim de Goiás no diagramas utilizado por Harris *et al.* (1986) para separar granitos do grupo III e de arcos vulcânicos (grupo I).

#### 4.1.2. Rochas básicas

Na região em estudo analisaram-se três amostras de rochas básicas que ocorrem como diques: a amostra BJP11b2, no granito Serra Negra (BJP11b1), e a amostra BJP13e, no granito Macacos (BJP13a), e também em amostra do furo de sonda BJ34 (BJ34-143,95m), que ocorre na forma de derrame intercalado com rochas vulcânicas. Os resultados das análises encontram-se no anexo 2. Uma análise duplicata (BJ34-143,95bm) foi incluída pra fins de comparação.

As rochas possuem 45 e 51% de SiO<sub>2</sub> e de 13 a 18 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. A amostra BJP13e é enriquecida em TiO<sub>2</sub> (17%) e em Na<sub>2</sub>O (27%) em comparação com as demais (Anexo 1b), o que está de acordo com sua composição mineralógica. A BJP11b2 possui valores mais elevados de MgO (8%) e CaO (11%), e a BJ34-143,95m possui 19% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Os valores de Ba, Sr e Zr da amostra BJP13e são muito superiores aos encontrados nas demais, da ordem de 337 ppm, 508 ppm e 218 ppm respectivamente, enquanto nas demais são de aproximadamente 21 a 80 ppm, 16 a 40 ppm e 123 a 139 ppm. Os teores de Cu, Pb e Co da amostra BJP11b2 (220 ppm, 19 ppm e 55 ppm) são maiores que os das outras (Anexo 2).

Para a classificação das rochas básicas, estas foram plotadas no diagrama TAS (*Total Alkali-Silica*) (Le Bas *et al.*, 1992), em que foram classificadas como basaltos, assim como verificado na petrografia (Figura 4.12).

Nos diagramas de variação de elementos maiores do tipo Haker as amostras ocorrem dispersas, porém mostram que a amostra BJP13e é enriquecida em TiO<sub>2</sub>,



$Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  e  $P_2O_5$  em relação às demais, porém empobrecida em  $K_2O$ ; a amostra BJP11b2 apresenta maiores teores de  $MgO$  e  $CaO$ , enquanto as amostras do furo BJ34 possuem maior conteúdo de  $FeO$  (Figura 4.13; Anexo 2).

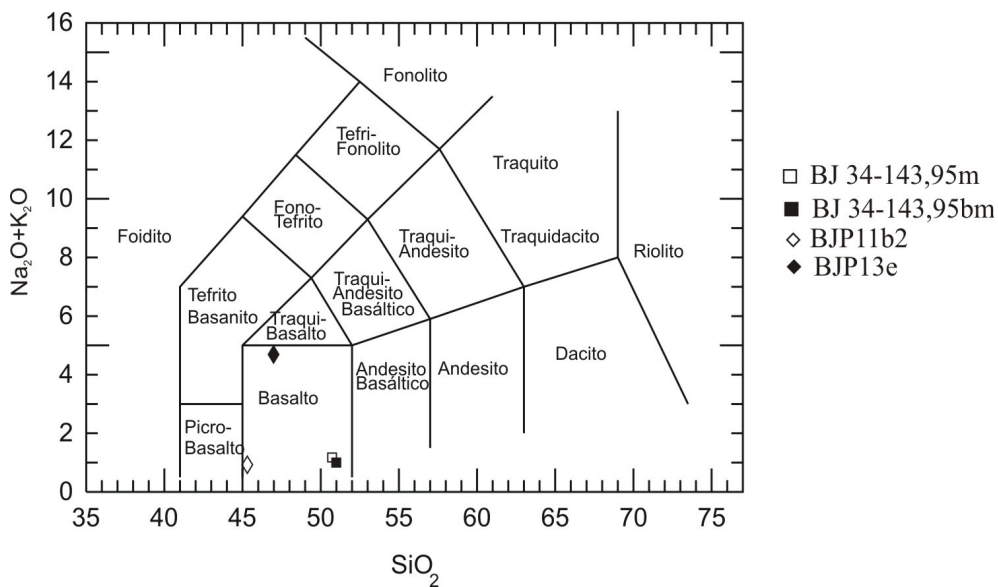


Figura 4.12: Amostras de rocha básica da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama TAS (*Total Alkali- Silica*) de Le Bas *et al.* (1992).

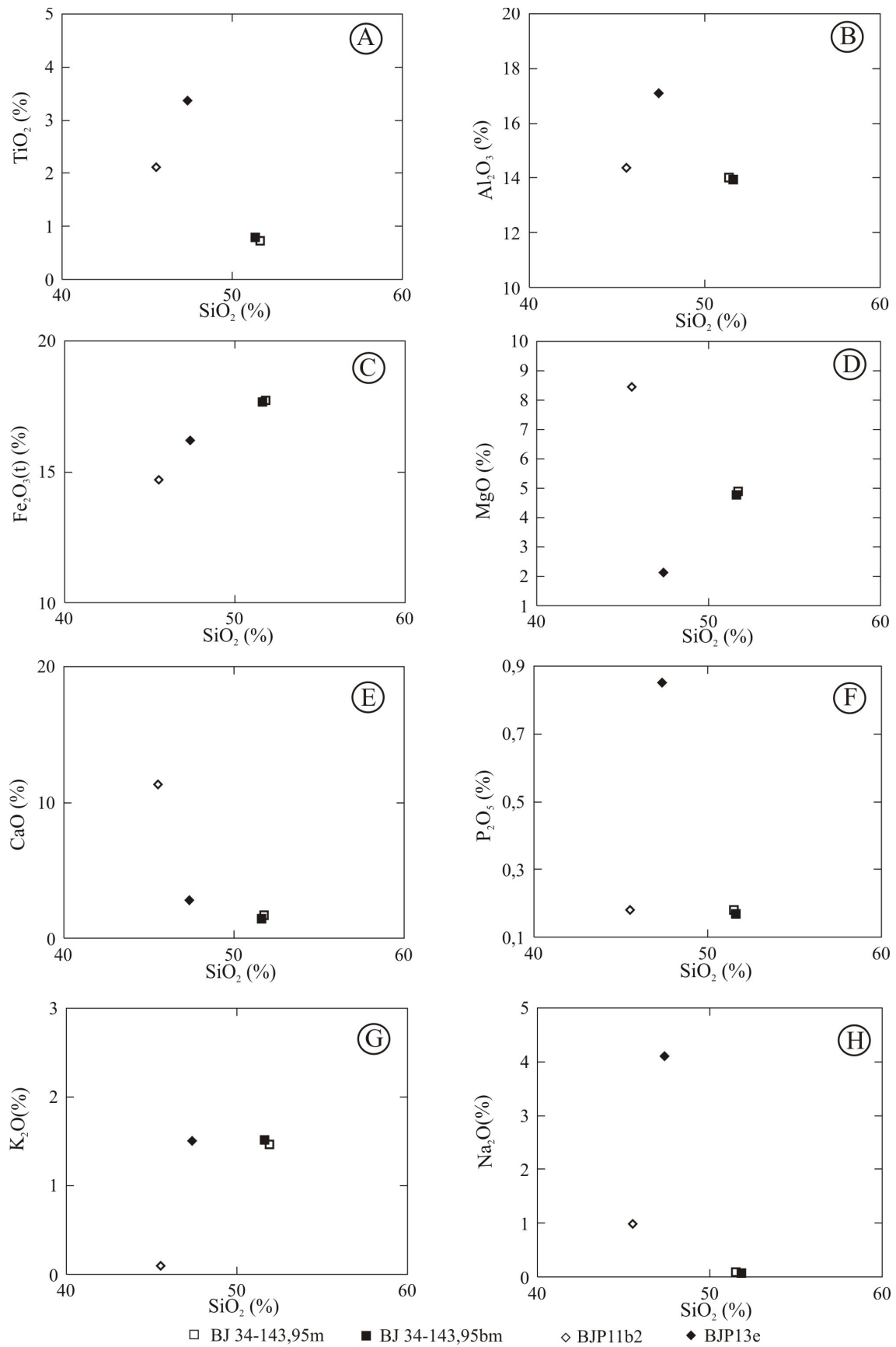


Figura 4.13: Diagramas de variação do tipo Harker de elementos maiores para rochas básicas da região de Bom Jardim de Goiás.

Os basaltos plotados em diagrama AFM (Figura 4.14) mostram caráter toleítico. A amostra BJ34-143,95m tem maior conteúdo de ferro, enquanto a BJP13e é enriquecida em álcalis.

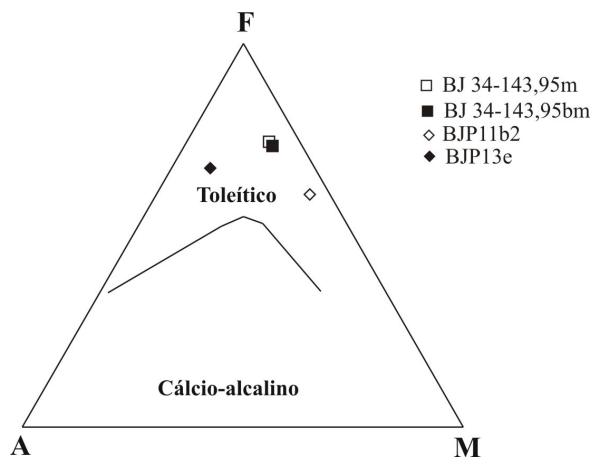


Figura 4.14: Diagrama AFM (A=Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F=FeO total, M= MgO) para basaltos da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os *trends* cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).

Os espectros de terras raras para os basaltos da região de Bom Jardim de Goiás normalizados ao condrito de Nakamura (1974) revelam padrão pouco fracionado, sem anomalia negativa de Eu, sendo observado um leve empobrecimento em terras raras leves (Figura 4.15).

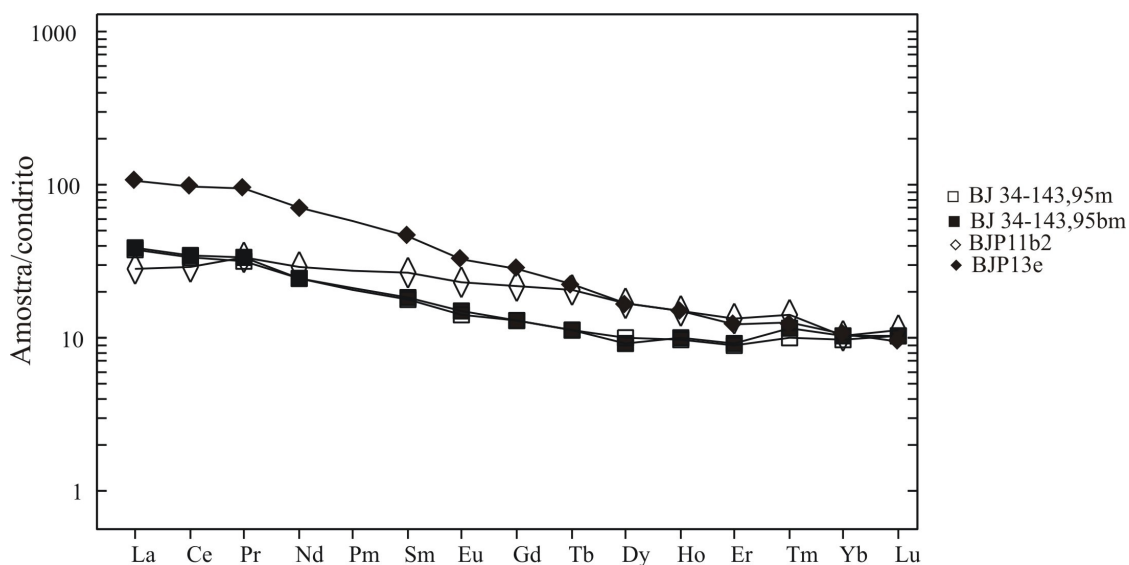


Figura 4.15 Espectro de elementos terras raras dos basaltos da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

Para verificar a natureza dos basaltos foi utilizado diagrama K<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Pearce *et al.* 1975), que para discrimina basaltos de ambientes oceânicos dos basaltos

continentais (Figura 4.16). Observa-se a amostra BJP11b2 situa-se no campo de basaltos oceânicos, enquanto as demais caem no campo de basaltos continentais. A amostra BJP13e situa-se próximo ao campo de basaltos oceânicos. As amostras do furo BJ34 apresentam maior conteúdo de  $K_2O$ , que pode ter sido ocasionado por modificações químicas pós-magmáticas.

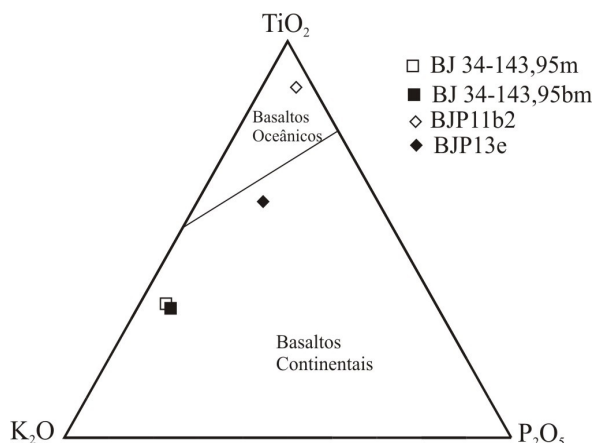


Figura 4.16: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama  $K_2O-TiO_2-P_2O_5$  (Pearce *et al.*, 1975) para discriminar basaltos oceânicos e continentais.

O diagrama de Pearce & Cann (1973) (Figura 4.17) mostra a relação dos elementos Zr, Ti e Y para a classificação de basaltos quanto à fonte. As amostras de basaltos da região de Bom Jardim de Goiás, quando plotadas nesse diagrama, se dividiram em dois grupos, um grupo composto pelas amostras do furo de sonda BJ34 e o outro das amostras BJP11b2 e BJP13e. O basalto do furo BJ 34 se assemelha a basaltos cálcio-alcalinos, enquanto os outros basaltos situam-se no campo de basaltos intra-placa.

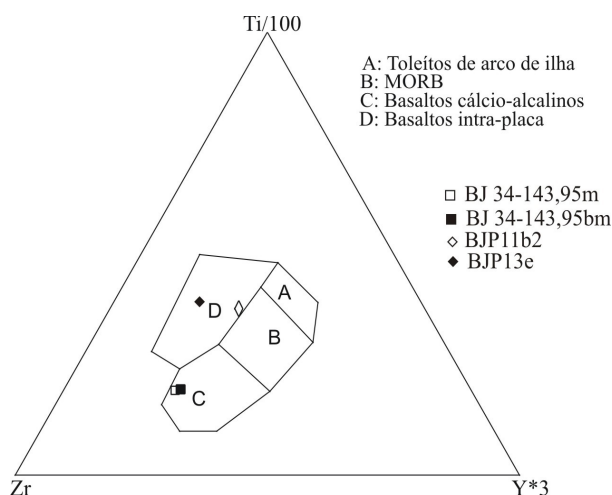


Figura 4.17: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama  $Zr - Ti/100 - Y*3$  proposto por Pearce & Cann (1973) para a classificação de ambiente tectônico.

Em um diagrama Th – Hf/3 – Ta (Wood, 1980) para distinção entre basaltos do tipo MORB, intra-placa toleítico e alcalinos e arcos vulcânicos, os basaltos do furo BJ34 se situam no campo de basaltos de arcos vulcânicos enquanto os outros são classificados como toleíticos intra-placa (Figura 4.18).

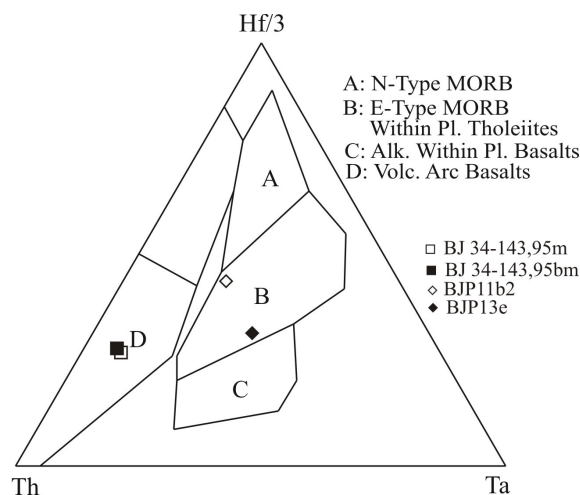


Figura 4.18: Basaltos da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama Th – Hf/3 – Ta para a classificação de ambiente tectônico (Wood, 1980).

#### 4.1.3. Rochas vulcânicas

Na região em estudo, foram analisadas 16 amostras de rochas petrograficamente interpretadas como vulcânicas intermediárias a ácidas, sendo 13 de furos de sonda e 3 de afloramentos da área do depósito. Quatro amostras são classificadas petrograficamente como tufos cineríticos (BJ34-74,35m; BJ34-278,74m; BJ35-110,31m; e BJP8a) e as demais (BJ22-20,0m; BJ22-139,06m; BJ22-42,19m; BJ22-201,45m; BJ34-70,10m; BJ34-73,80m; BJ34-278,36m; BJ35-19,06m; BJ35-22,60m; BJ35-130,55m; BJP6b; e BJP7b) são tufos cristalinos.

Os tufos cineríticos analisados caracterizam-se por conterem 62 a 65% de SiO<sub>2</sub>, 0,68 a 0,91% de TiO<sub>2</sub>, 15 a 16,5% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5 a 7% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t), 2 a 3% de MgO, e 1 a 3% de CaO. Os tufos cristalinos possuem 60 a 70% de SiO<sub>2</sub>, 0,6 a 1% de TiO<sub>2</sub>, 13 a 18% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1 a 3 % de MgO, com exceção a amostra BJ34-70,10m, que apresenta 5,51% de MgO. Os teores de CaO variam de 1 a 4%, porém as amostras BJP7 e BJ34-70,10m têm 5,55% e 6,39% de CaO, respectivamente. Os valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t) variam de 4 a 6%, mas as amostras BJ35-22,60m e BJ34-70,10m apresentam 7,85% e 8,34% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t) respectivamente.

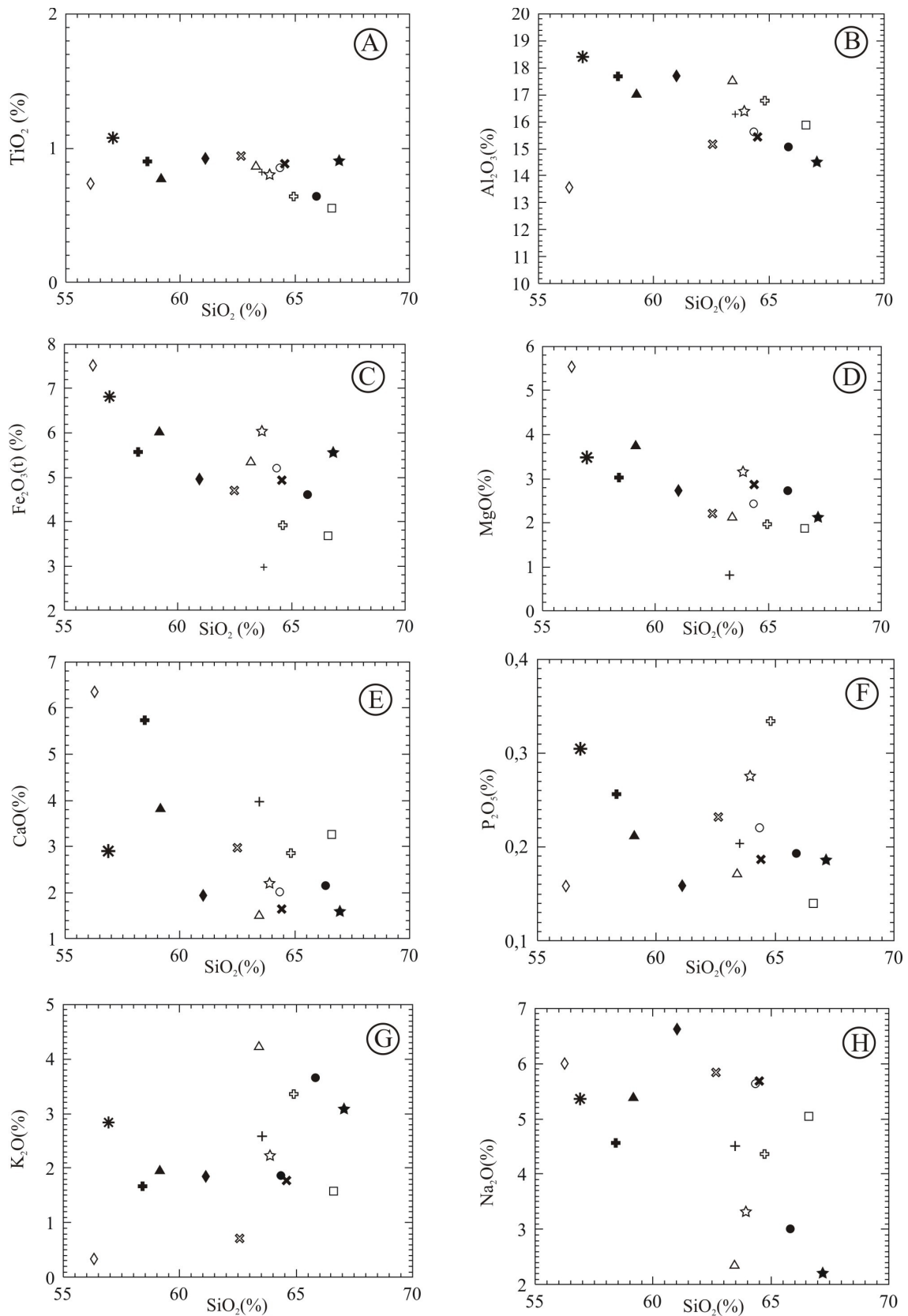
Os tufos cristalinos apresentam maior conteúdo de  $\text{SiO}_2$  que os cineríticos devido à maior participação de grãos de quartzo na composição dos tufos cristalinos. Localmente, pode ter havido também interferência de veios contendo quartzo na composição química dos tufos cristalinos.

Nos diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker, há boa correlação negativa entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  (Figura 4.19d) e entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 4.19b), e fraca correlação negativa entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (t) (Figura 4.19c).  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{K}_2\text{O}$  não apresentam correlação com  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.19).

Os valores de Ba dos tufos cineríticos variam de 130 a 590 ppm, porém a amostra BJ34-278,74m possui 1164,9 ppm de Ba. Nos tufos cristalinos o máximo valor obtido foi de 940 ppm de Ba. Os valores de Sr, Rb, Zr e V para os tufos cineríticos são 110 a 236 ppm, 25 a 88 ppm, 160 a 181 ppm, e 86 a 146 ppm, respectivamente; e para os tufos cristalinos os teores variam de 52 a 421,4 ppm, 11 a 94 ppm, 111 a 215 ppm, e 66 a 174 ppm, respectivamente. Os valores de Ta de ambos os tufos são de 0,2 a 1,0 ppm. As concentrações de Ni dos tufos cineríticos são de 40 a 43 ppm, mas a amostra BJ34-74,35m possui teor de 69,3 ppm. Entretanto, nos tufos cristalinos esses valores são de 12 a 26 ppm com valores mais elevados nas amostras BJ35-130,55m e BJ22-139,06m (40 e 50 ppm, respectivamente). Os valores de Cu dos tufos cineríticos (37 a 160 ppm) são maiores que os tufos cristalinos (2,8 a 100 ppm). Teores anômalos de Cu foram obtidos nas amostras BJ35-110,31m, BJ34-73,80m e BJ34-70,10m (1132,5 ppm, 343 ppm e 1100 ppm, respectivamente). As concentrações de Au dos tufos cineríticos são de 1 a 6 ppb, enquanto nos tufos cristalinos são de 0,5 a 5,6 ppb.

As amostras BJ35-110,31m, BJ34-73,80m e BJ34-70,10m, que apresentam valores anômalos de Cu, também apresentam valores elevados de Au. A anomalia pode ser justificada pelo fato de o tufo cristalino da amostra BJ34-70,10m estar alterado e apresentar quantidade significativa de fenocristais de actinolita, além de pirita, calcopirita e magnetita disseminadas. A amostra BJ35-110,31m é um tufo cinerítico que se apresenta alterado pela presença de pirita, calcopirita e magnetita disseminadas e em veios. A amostra BJ34-73,80m é um tufo cristalino com biotita pouco cloritizada e presença de pirita, calcopirita disseminadas.

Nos diagramas de variação para elementos-traço, observa-se que as rochas com menos alteração apresentam correlação positiva entre  $\text{SiO}_2$  e Ta (Figura 4.20c) e correlação negativa entre  $\text{SiO}_2$  e V (Figura 4.20d). Zr, Rb, Ni e Co não apresentam correlação com  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.20e-h).



△BJ22-20,0m ▲BJ22-139,06m □BJ22-42,19m ■BJ22-201,45m ◇BJ34-70,10m ◆BJ34-73,80m ✕BJ34-74,35m  
 ○BJ34-218,36m ●BJ34-278,36m +BJ35-19,06m \*BJ35-22,60m ☆BJ35-110,31m ★BJ35-130,55m ⊕BJP6b ■BJP7b ✕BJP8a

Figura 4.19: Diagramas de variação de elementos maiores do tipo Harker para rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás.

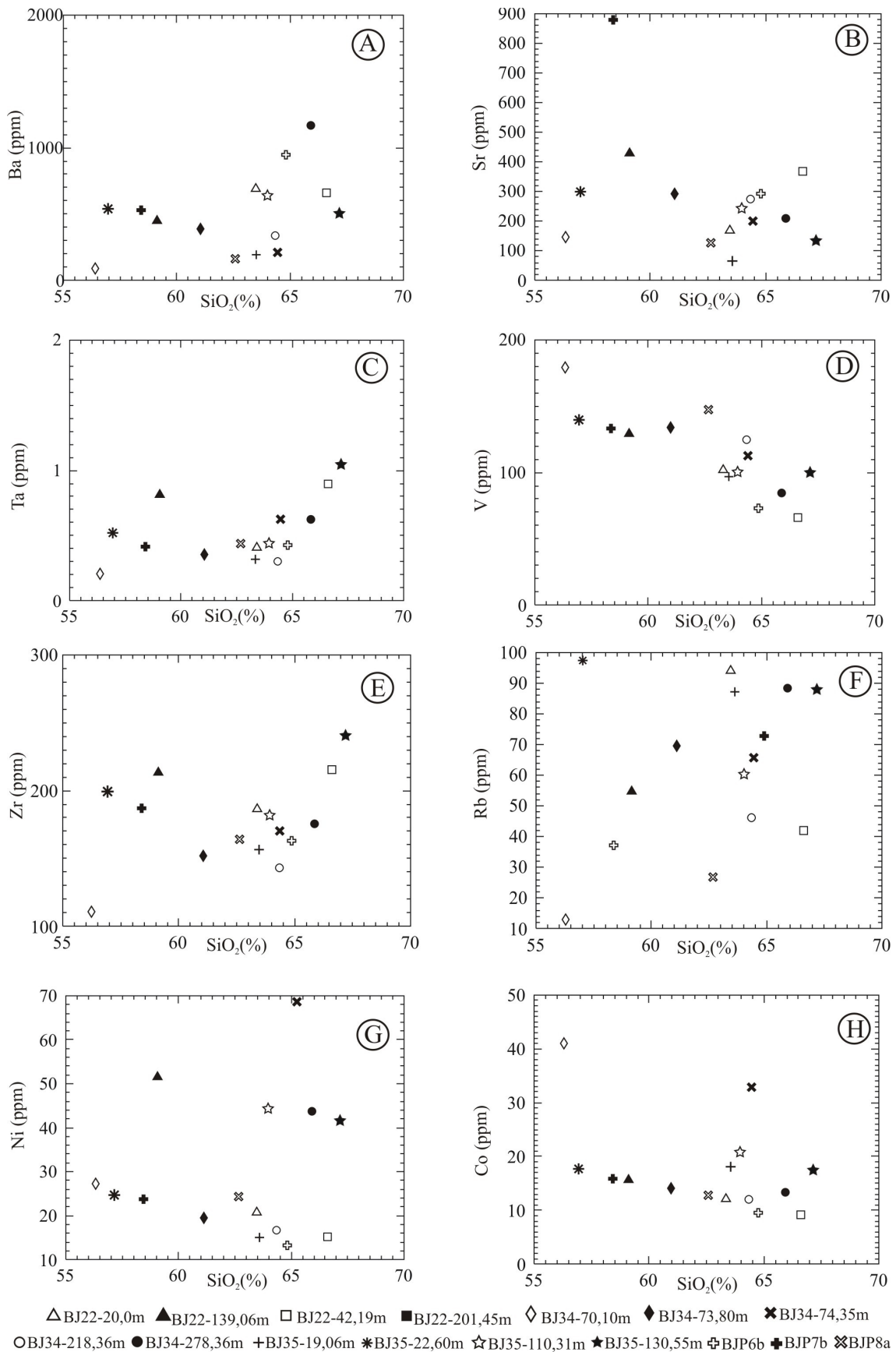


Figura 4.20: Diagramas de variação de elementos-traço para as amostras de rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás.



No diagrama TAS (*Total Alkali-Silica*), de Le Bas *et al.* (1992), as amostras analisadas se concentram nos campos de andesito e dacito (Figura 4.21). Este diagrama é mais comum para rochas vulcânicas frescas, sendo pouco apropriado para rochas vulcânicas que sofreram alguma transformação/alteração, o que altera as concentrações de álcalis na rocha, e pode ser devido a estes fatores que algumas rochas vulcânicas ácidas de Bom Jardim de Goiás situam-se no campo de andesito no diagrama da figura 4.21. Estas mesmas amostras que plotam no campo de andesito, nos diagramas do tipo Harker (Figuras 4.19 e 4.20) ocorrem dispersas.

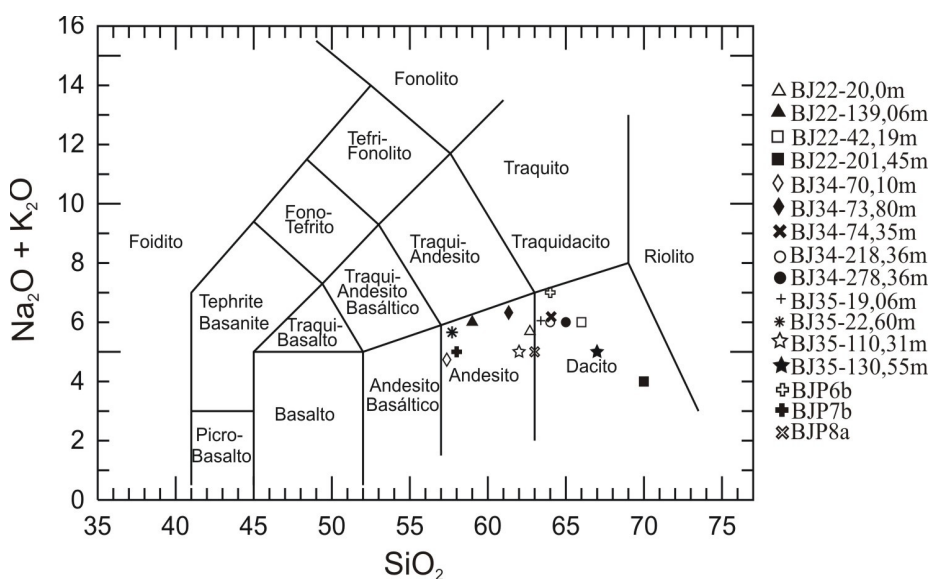


Figura 4.21: Rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás em diagrama TAS (*Total Alkali- Silica*) de Le Bas *et al.* (1992).

Quando plotadas em diagrama AFM (Figura 4.22), as rochas vulcânicas intermediárias de Bom Jardim de Goiás mostram *trend* cálcio-alcálico.

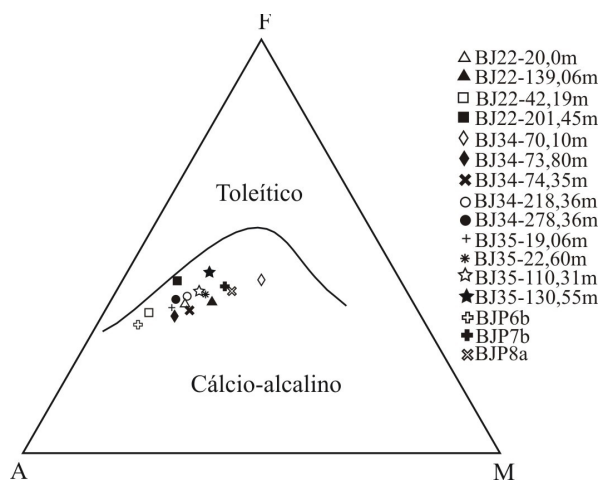


Figura 4.22: Diagrama AFM (A=Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F=FeO total, M= MgO) para rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás. Linha entre os *trends* cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).

Em um diagrama elaborado por Winchester & Floyd (1977), usando a relação  $\text{SiO}_2 \times \text{Zr}/\text{TiO}_2$ , as rochas vulcânicas ácidas de Bom Jardim de Goiás comportam-se dentro de um *trend* subalcalino, tendo em vista que a razão  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  pode ser empregada como índice de alcalinidade, devido ao fato de o Zr ocorrer em grande concentração nas rochas alcalinas (Figura 4.23). No diagrama, as amostras situam-se nos campos de andesito e riodacito-dacito. Os baixos conteúdos de  $\text{SiO}_2$  de algumas amostras devem-se a hidrotermalismo (Anexo 1C).

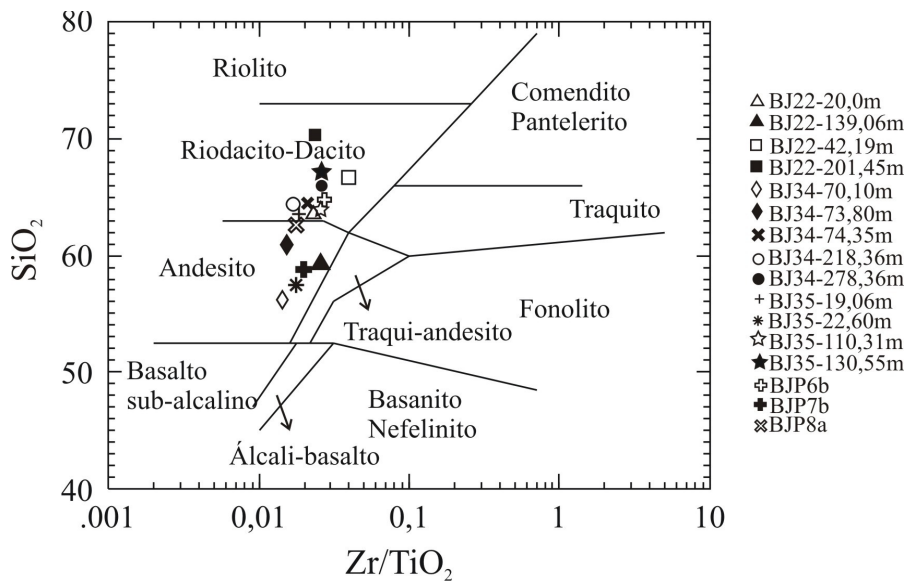


Figura 4.23: Diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Zr}/\text{TiO}_2$  de Winchester & Floyd (1977) para as rochas vulcânicas de Bom Jardim de Goiás.

Os padrões de terras raras obtidos para as rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás normalizados ao condrito de Nakamura (1974) são muito semelhantes, com exceção à amostra BJ34-70,10m (Figura 4.24). Os espectros mostram elevado empobrecimento em ETRL e enriquecimento de ETRP com relação ao condrito. Os padrões são pouco fracionados ( $(\text{La}_n/\text{Yb}_n \approx 5)$ ) e mostram uma anomalia negativa de Eu.

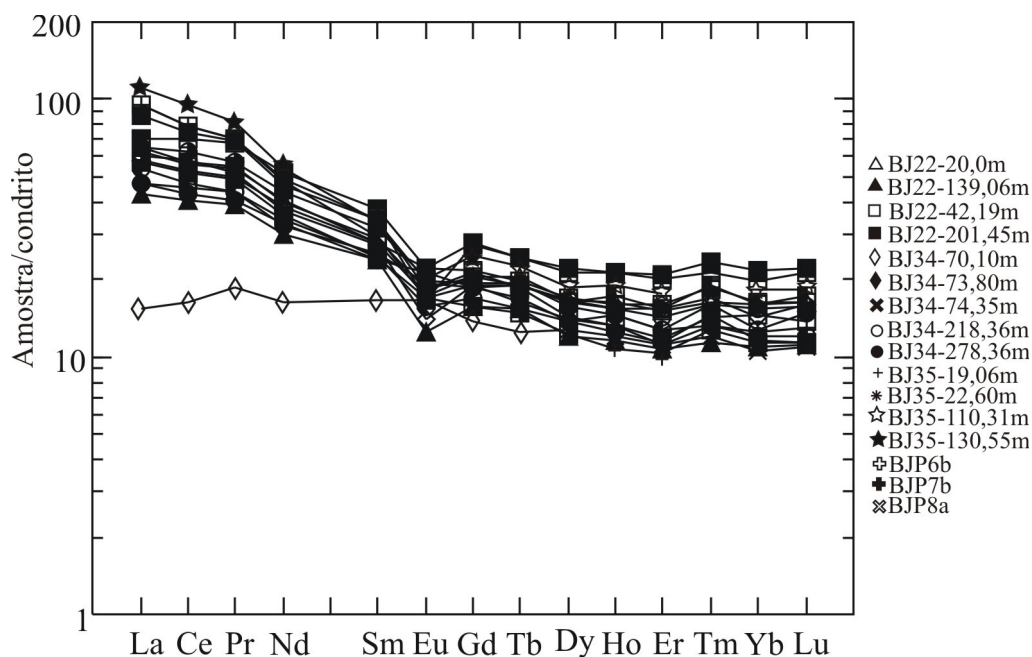


Figura 4.24: Espectro de elementos terras raras das rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984) (Figura 4.25), as amostras vulcânicas intermediárias de Bom Jardim de Goiás situam-se no campo de rochas graníticas de arco vulcânico (VAG).

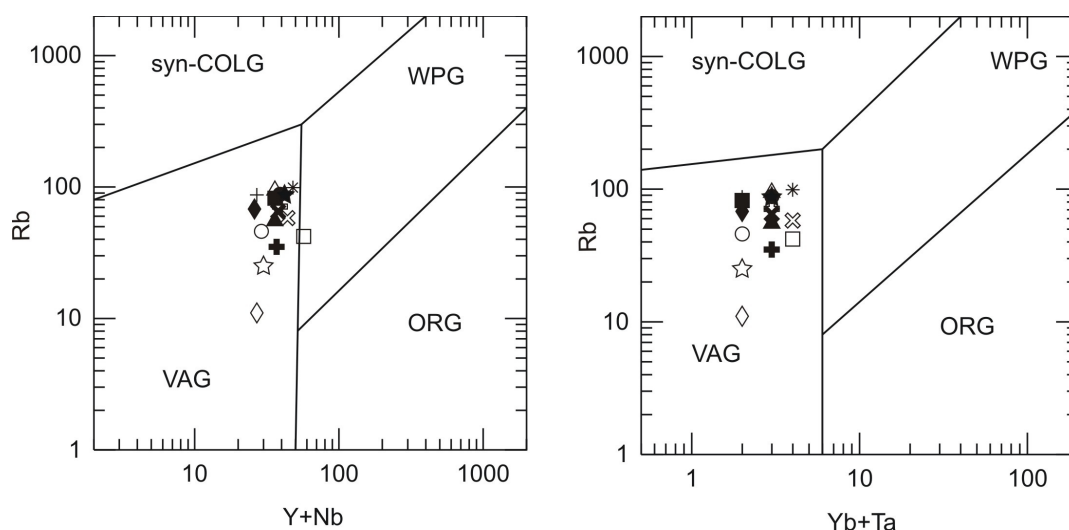


Figura 4.25: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as rochas vulcânicas da região de Bom Jardim de Goiás.

Em diagrama Th – Hf/3 – Ta (Wood, 1980) para distinção de ambientes tectônicos dos tipos MORB, intra-placa e arcos vulcânicos, muito utilizado para basaltos, mas também para rochas intermediárias a siliciclásticas, as rochas vulcânicas intermediárias

de Bom Jardim de Goiás se concentram no campo referente a arcos vulcânicos (Figura 4.26), por apresentar baixas concentrações de Hf e de Ta.

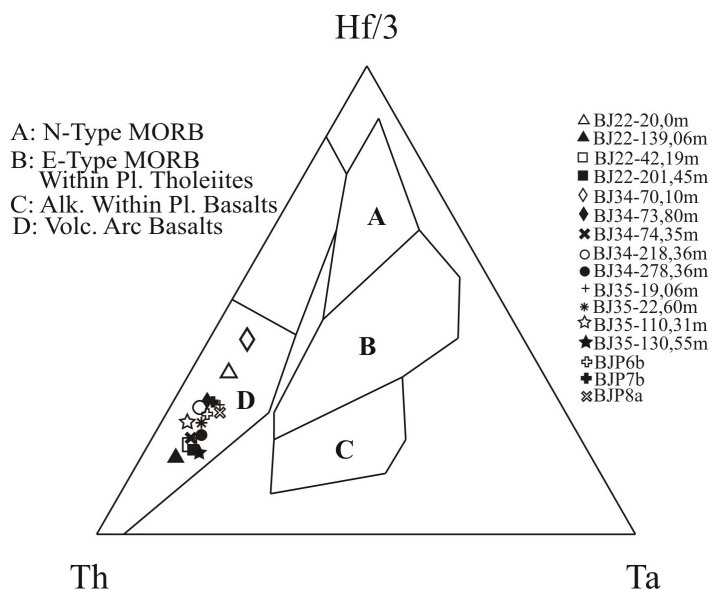


Figura 4.26: Rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás plotadas em diagrama Th – Hf/3 – Ta (Wood, 1980) para classificação de ambiente tectônico.

## 4.2. QUÍMICA MINERAL

A composição química de minerais constituintes das rochas auxilia a compreensão da natureza do magma parental e das condições químicas das fases minerais, permitindo distinguir tipos de rochas. Nas amostras de granitos e tufos de Bom Jardim de Goiás, foram analisados biotita, clorita, anfibólio e feldspato; nas de basalto, feldspato.

### 4.2.1. Biotita

A biotita é importante constituinte das rochas graníticas e também se faz presente nos tufos cineríticos e cristalinos. A composição química da biotita está relacionada com a composição do magma ácido e, conseqüentemente, com o tipo de ambiente tectônico.

A biotita do Granito Serra Negra ocorre na forma de lamelas milimétricas de cor castanha quando preservada (Figura 4.27a), mas é comum estar parcialmente transformada para clorita, conferindo-lhe tons esverdeados (Figura 4.27b). Os resultados das análises de biotita do Granito Serra Negra estão apresentados no anexo 2.

Nas rochas vulcânicas intermediárias, a biotita foi somente analisada nos tufos cristalinos, onde ocorre em lamelas milimétricas de cor castanha (Figura 4.27c) localmente transformadas para clorita, quando sua cor é verde (Figura 4.27d). Os resultados das análises da biotita dos tufos cristalinos encontram-se no anexo 2.

A biotita do Granito Serra Negra caracteriza-se por teores moderados de FeO (t), MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: aproximadamente 24%, 8% e 12%, respectivamente. A dos tufos cristalinos também possui teores moderados, de aproximadamente 20%, 11% e 16%, respectivamente.

Em um diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al, a biotita do Granito Serra Negra concentra-se na porção intermediária entre annita e flogopita, com Al < 2,5, dentro do campo das biotitas naturais, segundo Deer *et al.* (1992) (Figura 4.28). No mesmo diagrama, a biotita dos tufos cristalinos concentrara-se no campo de biotitas naturais, com Al em torno de 2,5, com composição intermediária entre annita e flogopita.



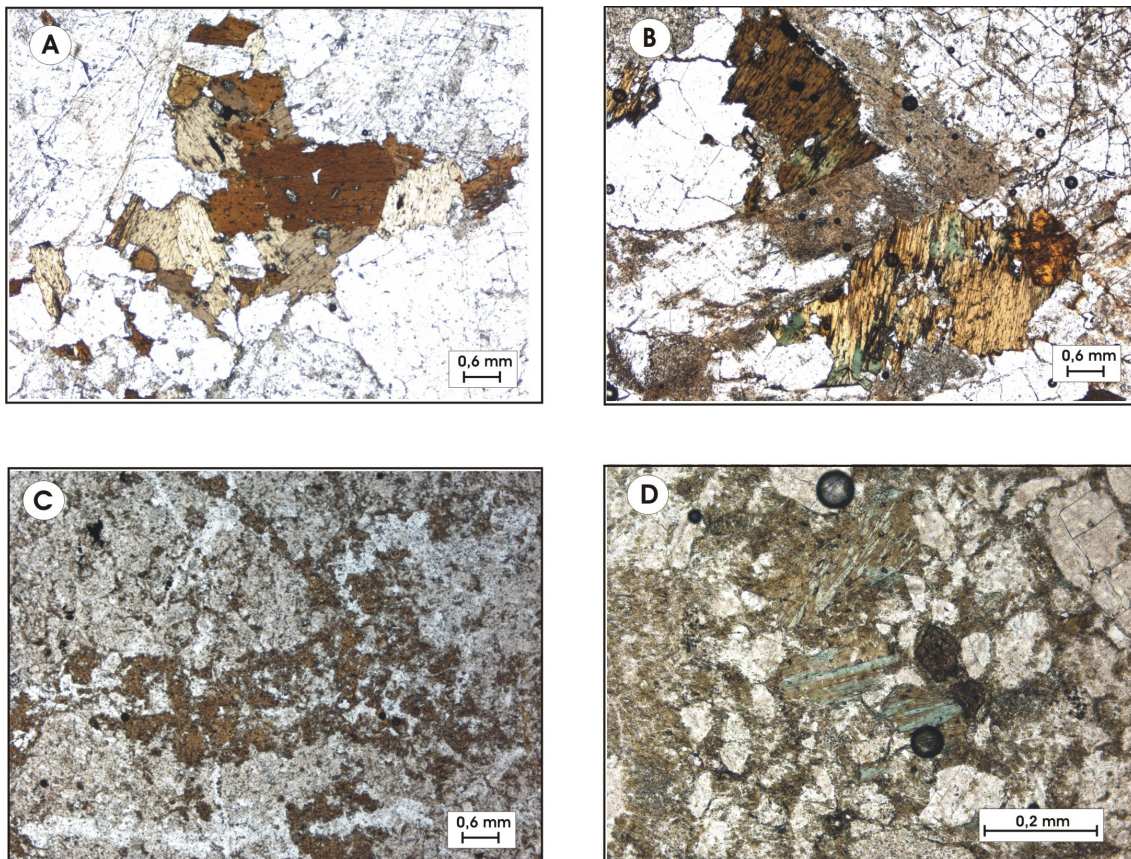


Figura 4.27: a) biotita castanha preservada do Granito Serra Negra (BJP11d); b) biotita castanha parcialmente transformada para clorita do Granito Serra Negra (BJP4a); c) biotita castanha de tufo cristallino (BJ31-78,60m); d) biotita castanha cloritizada em tufo cristallino (BJ22-23,87m).

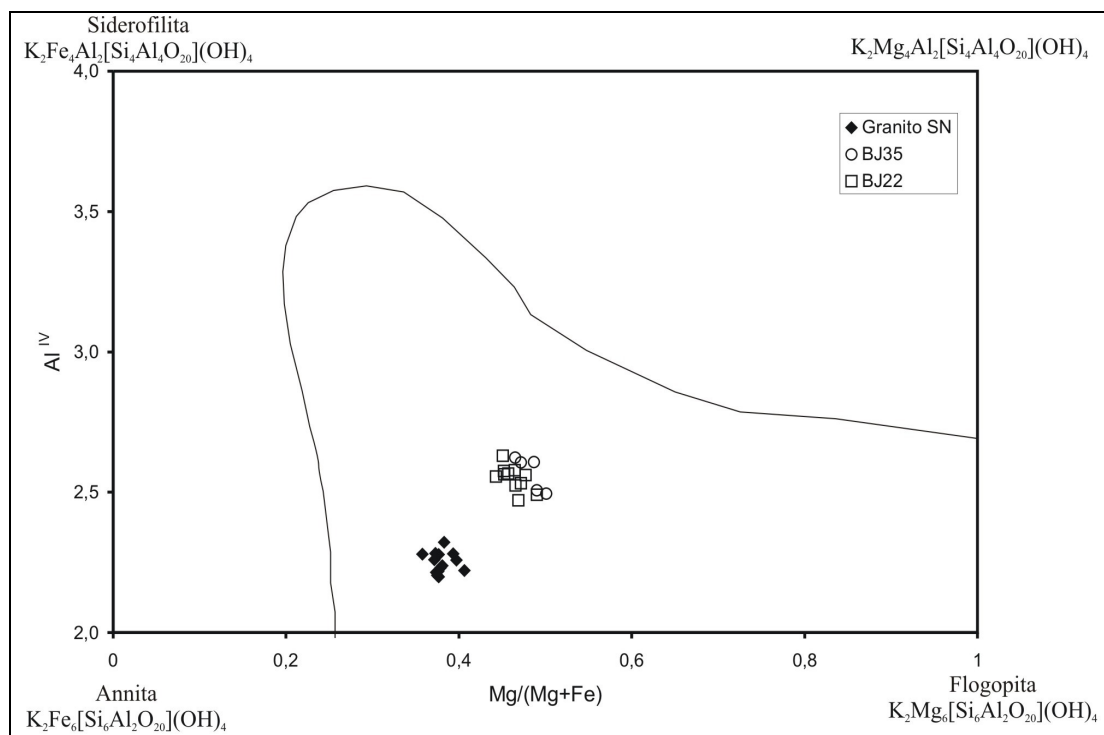


Figura 4.28: Composição das biotitas do Granito Serra Negra e dos tufos cristallinos do depósito Bom Jardim em um diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al, em que estão representados os principais membros extremos de micas trioctédricas não litiníferas. A área hachurada representa o campo da maioria das biotitas naturais (Deer et al., 1992).

As composições obtidas para a biotita do Granito Serra Negra são bastante homogêneas, o que permite definir a fórmula estrutural média representativa das análises como sendo:  $(K_{1,91}Ca_{0,02})_{1,93}(Fe_{3,22}Mg_{1,97}Ti_{0,43}Mn_{0,05})_{5,67}(Si_{5,75}Al_{2,25})_8O_{20}(OH,F)_4$ .

Independentemente de ocorrerem em furos estéreis ou mineralizados, a biotita dos tufos cristalinos possui composição homogênea, definida pela fórmula estrutural média:  $(K_{1,8}Na_{0,01}Ca_{0,01})_{1,82}(Fe_{2,54}Mg_{2,3}Al_{0,65}Ti_{0,21})_{5,71}(Si_{5,54}Al_{2,55})_8O_{20}(OH,F)_4$ .

No diagrama triangular  $FeO+MnO - 10*TiO_2 - MgO$ , de Nachit (1986), a biotita do Granito Serra Negra situa-se no campo de biotitas primárias, enquanto a biotita dos tufos cristalinos situa-se no campo de biotitas primárias reequilibradas.

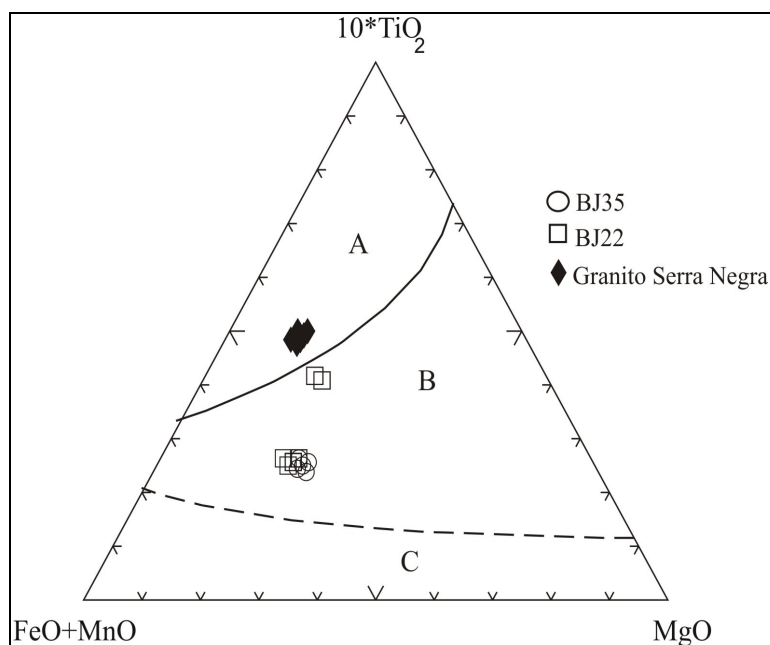


Figura 4.29: Diagrama proposto por Nachit (1986) para as biotitas de diferentes tipos de rochas. A) campos de biotitas primárias; B) domínio de biotitas primárias reequilibradas, C) domínio das biotitas secundárias.

No diagrama  $Mg \times Al^{3+}$ , de Nachit (1986), que distingue diferentes famílias magmáticas com base na composição da biotita, a biotita do Granito Serra Negra (BJP4b) se concentra no campo de biotitas de granitos alcalinos, enquanto a dos tufos cristalinos concentra-se no campo de magmas cálcio-alcalinos (Figura 4.30).

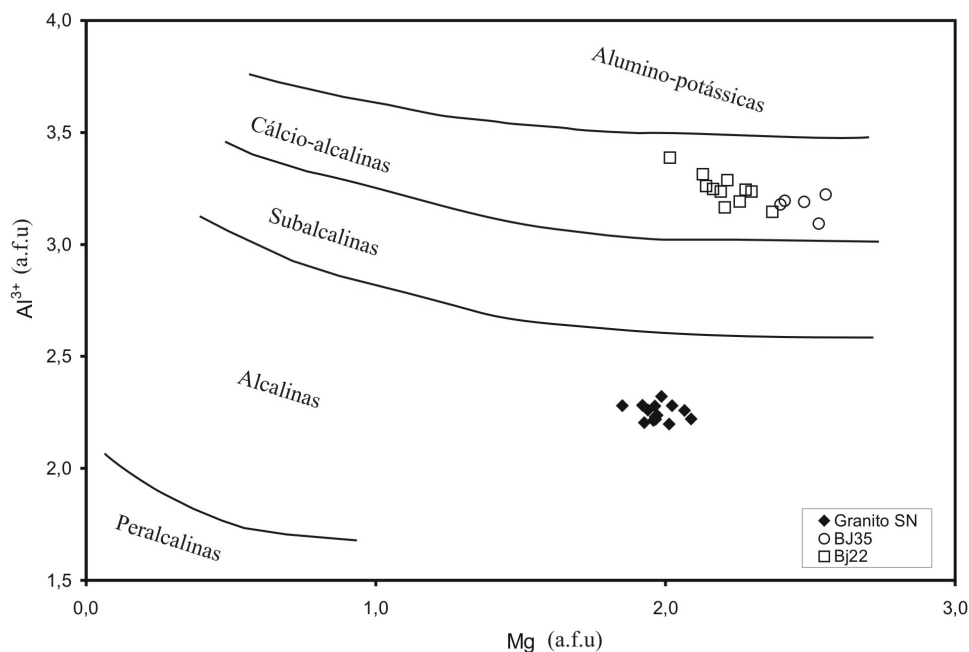


Figura 4.30: Diagrama proposto por Nachit (1986) para distinguir diferentes famílias magmáticas com base na relação entre Mg e Al da biotita.

Segundo Abdel-Rahman (1994), as composições de biotita dependem da natureza dos magmas em que cristalizaram. O autor observou que valores médios de FeO(t), MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em biotitas são de aproximadamente 30,6%, 4,4% e 11,2% em suítes alcalinas, 22,1%; 6,3% e 18,9% em suítes peraluminosas, e de 19,7%; 11,2% e 14,9% em suítes cálcio-alcalinas, respectivamente.

A biotita do Granito Serra Negra apresenta valores médios de FeO (t), MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 24%, 8% e 12%, respectivamente, o que lhe confere características químicas de biotitas de suítes alcalinas. A biotita dos tufos cristalinos possui características químicas de suítes cálcio-alcalinas, de acordo com os dados de Abdel-Rahman (1994), com teores de 20%, 11% e 16% para FeO (t), MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, respectivamente. Essa interpretação pode ser confirmada em um diagrama triangular FeO – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, no qual as análises da biotita do granito se concentram no campo de suítes alcalinas, e a dos tufos cristalinos situa-se entre as suítes cálcio-alcalina e peraluminosas (Figura 4.31).



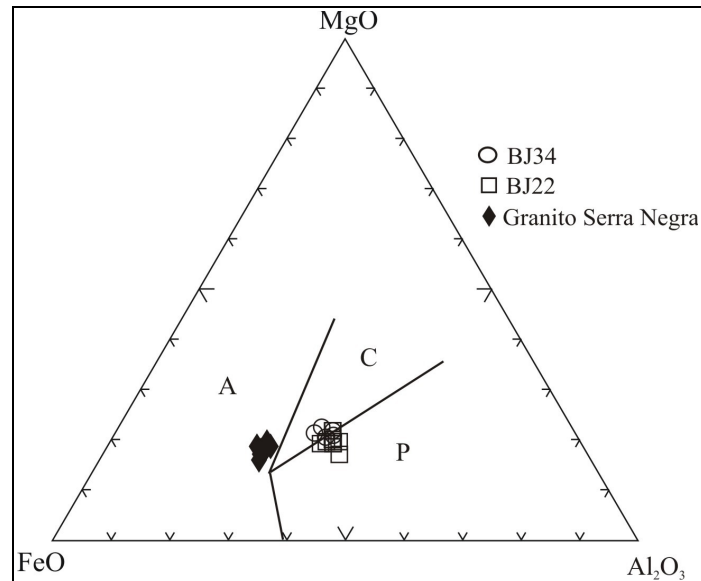


Figura 4.31: Análises das biotitas do Granito Serra Negra e dos tufos cristalinos no diagrama FeO – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de Abdel-Rahman (1994) para discriminação de biotitas de suítes alcalinas anorogênicas (A), suítes peraluminosas, incluindo suítes do tipo S (P), e suítes orogênicas cálcio-alcalinas (C).

#### 4.2.2. Anfibólio

O anfibólio é um mineral muito comum em rochas ígneas e pode ser encontrado desde membros ultrabásicos até aos ácidos e alcalinos, mas é constituinte freqüente em membros intermediários das séries cálcio-alcalinas (Deer *et al.*, 1992).

No granito Serra Negra que ocorre na região de Bom Jardim de Goiás foi verificada a presença de anfibólio, diferentemente do granito Serra Negra aflorante nas proximidades da cidade de Piranhas-GO. As análises de anfibólio do granito foram realizadas em duas amostras: BJP4B, que ocorre adjacente ao depósito e que contém enclaves máficos, e BJP11B1, que ocorre adjacente ao depósito e apresenta dique de diabásio. O anfibólio possui pleocroísmo verde escuro a verde claro. As análises dos anfibólios estão apresentadas no anexo 2.

Nos tufos cristalinos, o anfibólio tem ocorrência restrita aos furos estéreis (BJ 22 e BJ34) e compreende grãos alongados com pleocroísmo de verde a verde pálido. As análises estão apresentadas no anexo 2.

A nomenclatura dos anfibólios foi estabelecida com base nas normas sugeridas pela IMA (*International Mineralogical Association*), apresentada por Leake *et al.* (1997), segundo as quais o anfibólio é classificado em 4 grupos de acordo com a ocupação de cátions em determinados sítios cristalográficos/estruturais. Seguindo essa

classificação, o anfibólio da amostra BJP4 do Granito Serra Negra é ferro-hornblenda, enquanto o da amostra BJP11 é magnésio-hornblenda (Figura 4.32).

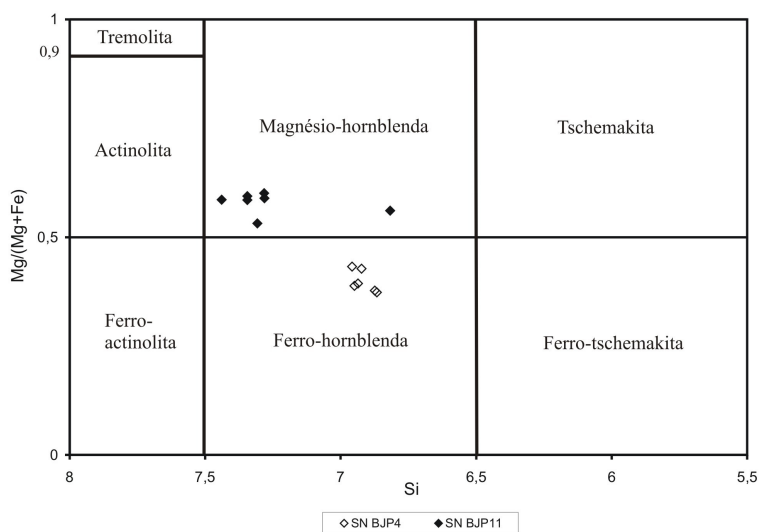


Figura 4.32: Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake *et al.* (1997) para os anfibólios do Granito Serra Negra.

Utilizando a mesma nomenclatura dos anfibólios apresentada por Leake *et al.* (1997), o anfibólio observado nos tufos cristalinos do furo BJ22 é magnésio-hornblenda, o do furo BJ34 está no campo de ferro-hornblenda e raramente de actinolita (Figura 4.33).

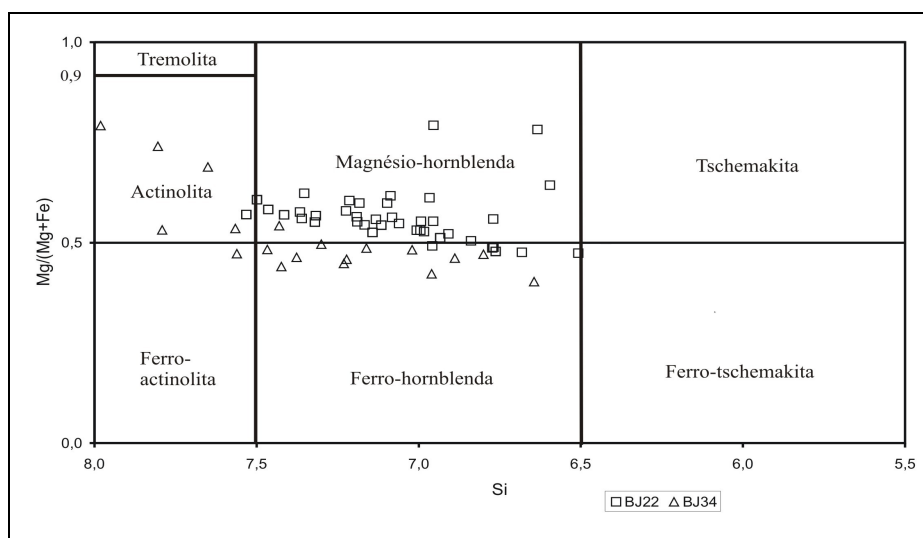


Figura 4.33: Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake *et al.* (1997) para os anfibólios dos tufos cristalinos.

A fórmula química média simplificada, calculada com base de 23 oxigênios equivalentes dos dois tipos de anfibólio do Granito Serra Negra, como sendo:

$(\text{Na}_{0,12}\text{K}_{0,02})_{0,14} \text{Ca}_{1,7} (\text{Mg}_{2,8}\text{Fe}_{1,8}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,2})_{4,88} (\text{Si}_{7,2}\text{Al}_{0,8})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$  e para a ferrohornblenda:  $(\text{Na}_{0,4}\text{K}_{0,2})_{0,6} \text{Ca}_{1,8} (\text{Mg}_{1,8}\text{Fe}_{2,7}\text{Mn}_{0,1}\text{Ti}_{0,2})_{4,8} (\text{Si}_{6,8}\text{Al}_{1,2})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ .

Como as análises químicas para o anfibólio dos tufos cristalinos não se apresentaram tão homogêneas sugere-se uma fórmula química média para hornblenda sendo:  $(\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,08})_{0,15} \text{Ca}_{1,93} (\text{Mg}_{2,39}\text{Fe}_{2,07}\text{Mn}_{0,07}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,5})_{5,7} (\text{Si}_{7,2}\text{Al}_{0,8})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ .

#### 4.2.3. Plagioclásio

Analisou-se o plagioclásio dos Granitos Macacos e Serra Negra. Nos tufos cristalinos, analisou-se plagioclásio nos furos estéreis BJ22 e BJ34 e no furo mineralizado BJ35, e no basalto. Os resultados das análises encontram-se no anexo 2.

O plagioclásio analisado dos granitos e dos tufos cristalinos é albita. No basalto, o plagioclásio identificado possui composição de An<sub>71</sub>.

#### 4.2.4. Clorita

A clorita é produto freqüente da alteração hidrotermal de piroxênio, anfibólio e biotita nas rochas ígneas. A composição química da clorita está muitas vezes relacionada com o mineral primário de origem ígnea, e a cloritização parcial ou total da biotita é particularmente comum em granitos (Deer *et al.*, 1992).

No Granito Macacos, a presença de clorita é dominante, ou seja, toda a biotita foi transformada em clorita. A clorita ocorre como lamelas de 0,5 a 2,5 mm com fraco pleocroísmo esverdeado e localmente possui cor de interferência azulada. As análises da clorita do Granito Macacos estão apresentadas no anexo 2.

Nos tufos, a clorita ocorre de duas formas: como produto de alteração da biotita da matriz, tanto em tufos cineríticos como em cristalinos, ou como um componente de veios/vênulas, muito comum nos veios mineralizados. Estas cloritas apresentam cor verde, podendo ter leve pleocroísmo, e há clorita que ocorre em vênulas que possuem cor de interferência azulada. As análises de cloritas de veios e vênulas em tufos cristalinos estão no anexo 2.

Os valores de ferro estão apresentados na forma de FeO, assumindo-se que todo ferro está presente como Fe<sup>2+</sup>, o que está de acordo com os cálculos estruturais de Foster (1962), segundo os quais o balanço estrutural em clorita requer que as camadas

octaédricas tenham carga positiva equivalente à carga negativa tetraédrica gerada pela substituição de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$ .

No diagrama  $\text{MgO} \times \text{FeO}$ , (Figura 4.34), as cloritas dos tufos do furo mineralizado BJ35 ocupam a porção extrema do gráfico, espalhando-se entre 15 e 24% de  $\text{MgO}$ , enquanto as cloritas dos furos estéreis BJ22 e BJ34 estão dispersas, com 5 a 10% de  $\text{MgO}$ . As cloritas do Granito Macacos ocupam uma posição intermediária, com teores de 10 a 14% de  $\text{MgO}$ . No diagrama observa-se correlação negativa entre  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}$ .

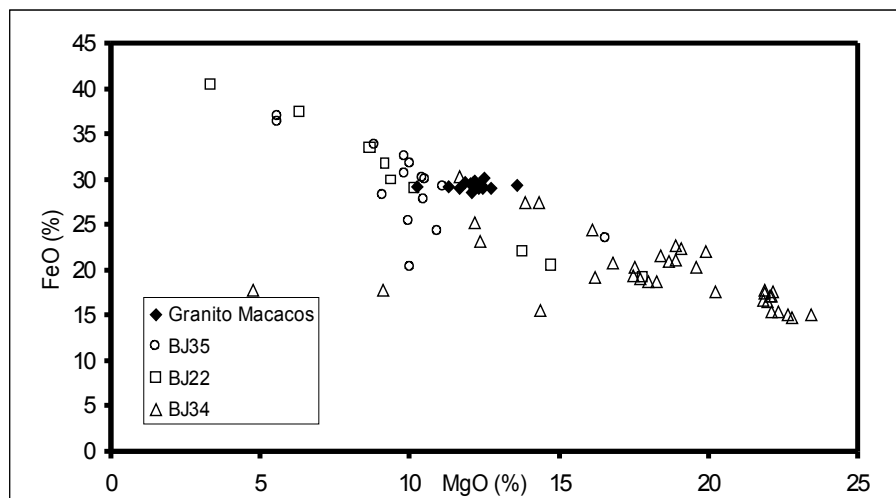


Figura 4.34: Diagrama  $\text{MgO} \times \text{FeO}$  utilizado para distinguir as cloritas do Granito Macacos e dos tufos (BJ35, BJ22 e BJ 34).

As análises de clorita foram plotadas nos diagramas  $\text{SiO}_2 \times \text{MnO}$ ,  $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}$ , e  $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$  para observar a variação química do mineral (Figuras 4.35 a,b,c). Uma fraca correlação positiva entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  é observada, enquanto nos diagramas  $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}$  e  $\text{SiO}_2 \times \text{MnO}$  houve muita dispersão dos dados. A clorita do Granito Macacos possui teores elevados de  $\text{MnO}$ , entre 0,4 e 0,7%.

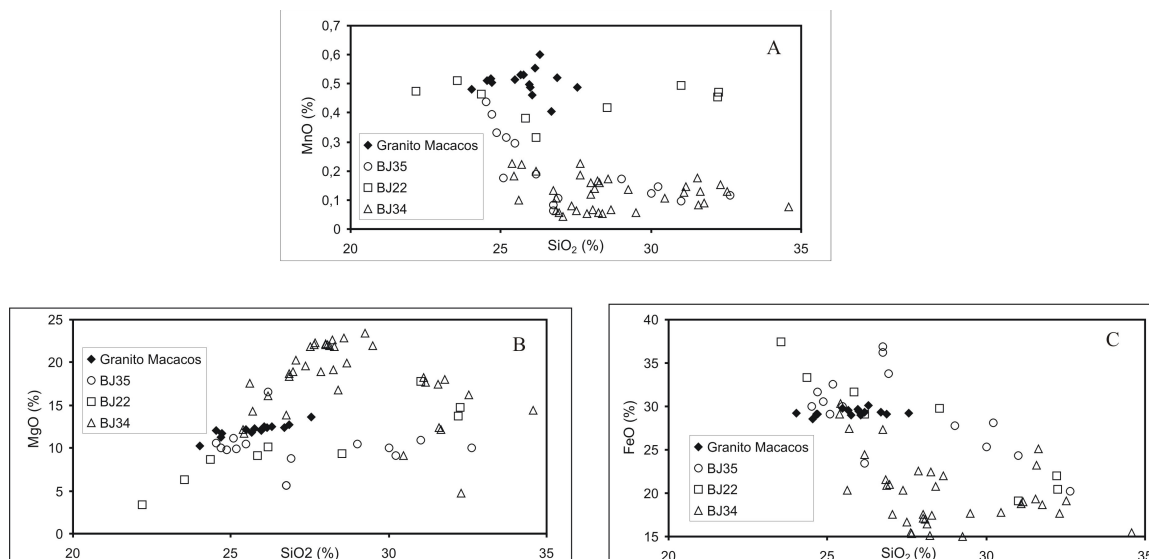


Figura 4.35: Comportamento das cloritas do Granito Macacos e de tufos cristalinus a) SiO<sub>2</sub> x MnO; b) SiO<sub>2</sub> x MgO; c) SiO<sub>2</sub> x FeO.

Na estrutura da clorita podem haver várias substituições químicas, e assim diferentes esquemas de classificação foram propostos. Neste trabalho será adotada a classificação de cloritas recomendada pelo comitê de nomenclatura da AIPEA (Bailey, 1980, 1988), com adjetivos modificadores de Schaller (1930), conforme proposta de Bailey (1980).

As cloritas do Granito Macacos e dos tufos cristalinus foram plotados em um diagrama triangular Fe-Mg-Mn, no qual se dispersam entre chamosita e clinocloro (Figura 4.36). A clorita do Granito Macacos possui composição de chamosita, enquanto as cloritas dos tufos cristalinus do furo BJ35 e BJ22 são chamosita e clinocloro para as do furo BJ34.

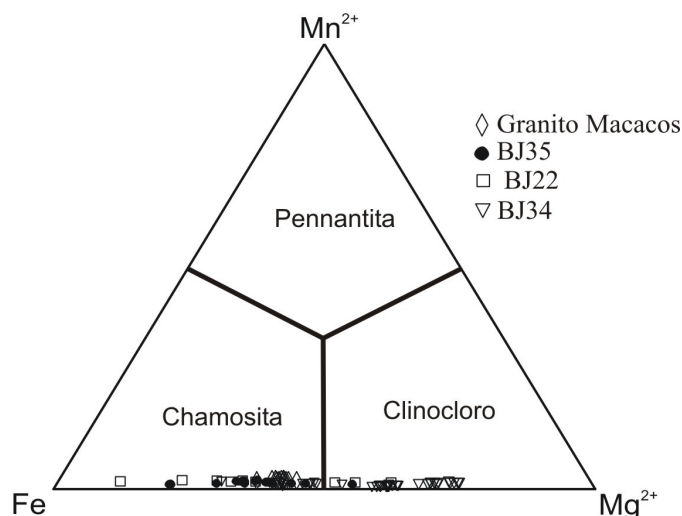


Figura 4.36: Classificação das cloritas do Granito Macacos e dos tufos cristalinus em um diagrama ternário Fe-Mn-Mg proposto por (Bailey, 1980, 1988).

As composições químicas das cloritas estudadas, sobretudo as dos tufos cristalinos, apresentam significativas variações composicionais, o que faz com que as fórmulas químicas apresentem desvios em relação à fórmula representativa. Essas variações podem se dever à existência de soluções sólidas.

A clorita do Granito Macacos possui composição homogênea sendo possível sugerir uma fórmula estrutural média:  $(Mg_2Fe_{2,7}Mn_{0,05}Al_{1,1})_{5,85} (Si_{2,8}Al_{1,2})_4 O_{10} (OH)_8$ .

Observando o gráfico Mg x Fe (Figura 4.37), percebe-se que há uma relação entre estes elementos que, interpretada como devido a substituição iônica entre  $Fe^{2+}$  e  $Mg^{2+}$ . Conforme Foster (1962) esta substituição é muito comum em cloritas e envolve apenas as camadas octaédricas, não causando alteração nas cargas das camadas.

Como esta substituição não ocasiona modificações estequiométricas na estrutura da clorita, outras substituições em sítios tetraédricos e octaédricos ocorreram, porém não observadas nestas análises.

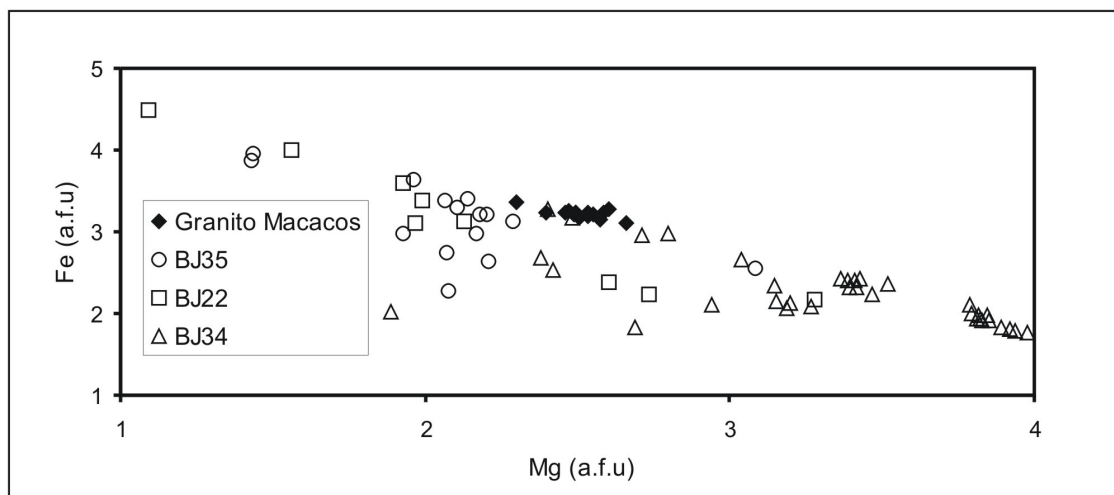


Figura 4.37: Análises de cloritas mostrando correlação para solução sólida entre  $Fe^{2+}$  e Mg.

### 4.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Para auxiliar na compreensão dos processos de origem e evolução do Depósito Bom Jardim, 12 amostras foram selecionadas para análises isotópicas de Sm, Nd e Sr no Laboratório de Geocronologia da UnB, sendo 4 de granitos, 2 de basaltos e 6 de tufos.

Os resultados analíticos e os valores calculados de  $\epsilon_{Nd}$ ,  $T_{DM}$ , e  $^{87}Sr/^{86}Sr$  encontram-se na tabela 4.1.

Os granitos possuem valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -12,43 e -8,09, e  $T_{DM}$  entre 1,13 a 1,91 Ga. Nos basaltos,  $\epsilon_{Nd}(0)$  é -3,88 e 1,68 e o  $T_{DM}$  é 1,1 e 1,23 respectivamente para as amostras BJ34-143,95m e BJP11B2. As vulcânicas intermediárias possuem valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  entre -4,36 e 0,64 e o  $T_{DM} = 0,79$  e 1,15 Ga. Entretanto, a amostra BJ35-130,55m apresenta valores anômalos de  $\epsilon_{Nd}(0)$ , que é -13,37 e  $T_{DM}$  de 1,68 Ga.

Para a determinação de  $\epsilon_{Nd}(t)$  e razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$  iniciais, foram usadas idades diferentes para diferentes tipos de rocha, segundo dados existentes na literatura para rochas semelhantes da região. Para os granitos utilizou-se a idade de 580 Ma, idade U-Pb obtida por Pimentel *et al.* (1996) para o Granito Rio Caiapó da região de Arenópolis. A idade de 929 Ma foi utilizada para as rochas vulcânicas e para o basalto BJ34-143,95mb, que ocorre intercalado com as rochas vulcânicas intermediárias. Essa idade foi obtida por Pimentel *et al.* (1996) para metarriolito da Sequência Arenópolis (Tabela 4.1). Os cálculos das razões isotópicas do basalto BJP11B2 foram feitos utilizando-se a mesma idade dos granitos (580 Ma), tendo em vista ambos ocorrerem associados e apresentarem características químicas de rochas de ambiente intra-placa.

Os granitos apresentam  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre -5,44 e -2,06; os basaltos, 3,97 e 3,30, respectivamente para as amostras BJ34-143,95m e BJP11B2. As rochas vulcânicas intermediárias possuem valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  entre 3,48 e 7,35. A amostra BJ35-130,55m possui valor anômalo de  $\epsilon_{Nd}(t) = -3,74$ .

Tabela 4.1: Resultados isotópicos de Sm-Nd para amostras da região do Depósito Bom Jardim de Goiás.

Amostra	Sm(ppm)*	Nd(ppm)*	Rb(ppm)*	Sr(ppm)*	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr ±2SE	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(i)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ±2SE	ε <sub>Nd</sub> (0)	T <sub>DM</sub> (Ga)	ε <sub>Nd</sub> (t)	t (Ga)
Granitos:													
BJP4A	12,11	58,70	194,30	125,90	4,481	0,743213±1	0,706	0,12	0.512086±6	-10,77	1,62	-5,44	0,58
BJP11B1	9,52	38,61						0,15	0.512223±12	-8,09	1,91	-4,57	0,58
BJP11F	9,29	60,96	97,30	57,20	4,939	0,743259±2	0,702	0,09	0.512135±7	-9,81	1,13	-2,06	0,58
BJP13A	7,16	52,38						0,08	0.512001±21	-12,43	1,21	-3,98	0,58
Basaltos:													
BJ34-143,95m	3,63	16,77						0,13	0.512439±15	-3,88	1,1	3,97	0,93
BJP11B2	5,13	17,72	2,60	40,20	0,187	0,707914±1	0,706	0,17	0.512724±7	1,68	1,23	3,30	0,58
Tufos:													
BJ22-20,00m	4,00	16,78						0,14	0.512607±17	-0,6	0,95	5,66	0,93
BJ22-139,06m	7,29	33,65	55,00	421,50	0,378	0,708957±2	0,704	0,13	0.512415±10	-4,36	1,15	3,48	0,93
BJ34-73,80m	4,39	18,49						0,14	0.512625±8	-0,25	0,91	6,08	0,93
BJ34-218,36m	4,58	19,77	46,00	274,00	0,486	0,708562±2	0,702	0,14	0.512669±17	0,6	0,78	7,35	0,93
BJ35-130,55m	6,48	33,86						0,12	0.511953±15	-13,37	1,68	-3,74	0,93
BJP7B	5,92	25,32	35,80	895,90	0,116	0,705242±1	0,704	0,14	0.512671±6	0,64	0,79	7,25	0,93

\* Análises realizadas no laboratório ACME, conforme metodologia descrita no Capítulo 2.



Em diagrama de evolução de Nd, as amostras analisadas compõem dois grupos (Figura 4.38): grupo 1, com valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  de -4,0 a 1,7 e grupo 2, com valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  de -13,0 a -8,0, aproximadamente. O grupo 1 é representado por amostras de tufos e basaltos, enquanto o grupo 2, pelos granitos e uma amostra anômala (BJ35-130,55m) de tufo.

O parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  expressa a diferença entre a razão inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma suíte de rochas e o valor correspondente ao do Reservatório Condritico Uniforme (CHUR). Valores positivos de épsilon indicam que as rochas analisadas derivaram de sólidos residuais no reservatório, com razões Sm/Nd superiores ao do CHUR (fonte empobrecida em elementos LIL). Valores negativos de épsilon indicam rochas derivadas de fontes que possuíam razão Sm/Nd menor que a do reservatório condritico (fonte enriquecida), o que significa que tais rochas foram derivadas de, ou assimilaram, rochas crustais antigas. Devido a haver concentração de Nd relativamente ao Sm ao longo da cristalização fracionada do magma, as rochas crustais típicas possuem menor razão Sm/Nd que aquelas derivadas do manto superior (Faure, 1986).

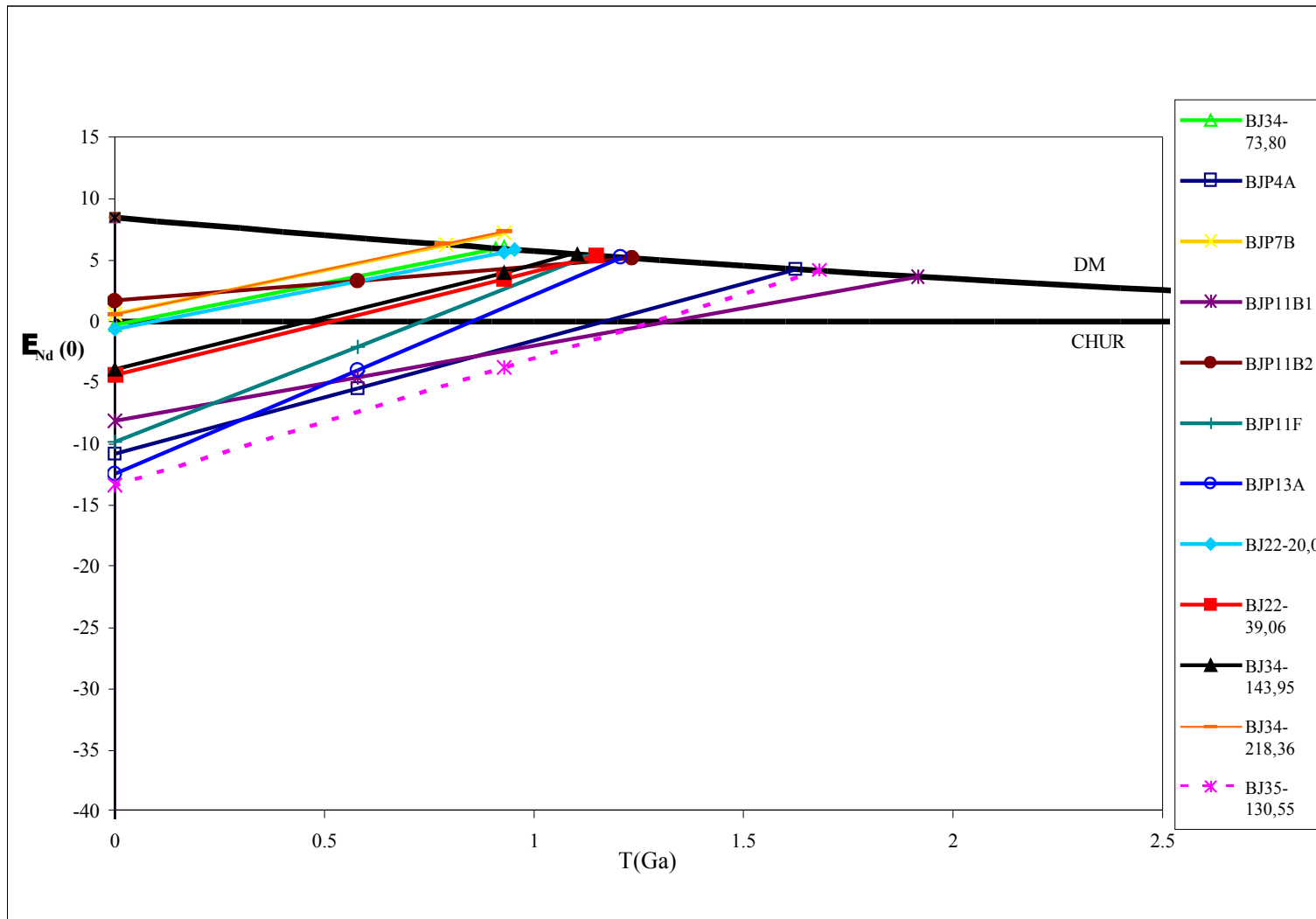


Figura 4.38: Gráfico de evolução do Nd para as rochas da região de Bom Jardim de Goiás.

Os granitos apresentam valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  negativos e razões Sm/Nd baixas, enquanto os tufos e os basaltos apresentam valores positivos de  $\epsilon_{Nd}(t)$ , o que mostra que os granitos possuem maior contaminação crustal que os tufos e os basaltos. Os valores de  $T_{DM}$  das amostras do Granito Serra Negra rosa (BJP4a e BJP11B), 1,62 e 1,91 Ga, são maiores que os dos Granitos branco (1,13 Ga) e Macacos (1,21 Ga). Esses dados podem ser interpretados como sendo produto de fonte mais antiga ou produto de mistura de fontes de idades diferentes. O basalto associado ao Granito Serra Negra rosa (BJP11B2) apresenta  $T_{DM}$  de 1,23 Ga, ou seja, é interpretado como sendo posterior à formação do granito. Os tufos apresentam valores de  $T_{DM}$  inferiores aos dos granitos, o que pode significar que as idades da fonte e da rocha são próximas. O basalto que ocorre intercalado aos tufos (BJ34-143,95m) apresenta  $T_{DM}$  bem próximo aos valores apresentados pelos tufos.

Quando as razões isotópicas de Nd e Sr das amostras estudadas são plotadas em um diagrama  $^{87}Sr/^{86}Sr \times \epsilon_{Nd}(t)$ , ocorre dispersão em todos os quadrantes (Figura 4.39).

A amostra de basalto BJP11B2 situa-se no quadrante I. Rochas que plotam neste campo se originaram a partir de fontes cujas razões Sm/Nd e Rb/Sr são altas, o que não é comum (Faure, 1986).

Os tufos ocorrem no quadrante II, em que se situam rochas originárias de fontes com alta razão Sm/Nd, característica de fusão de crosta oceânica e sedimentos terrígenos, ou subductados sob litosfera oceânica, ou sob crosta continental ao longo de margens continentais. Segundo Faure (1986), rochas vulcânicas de arcos de ilha possuem composições isotópicas de Nd e Sr que as colocam sempre nesse quadrante.

O Granito branco (BJP11F) e o Granito Serra Negra (BJP4a) ocorrem nos quadrantes III e IV, respectivamente, em que se situam rochas com baixa razão Sm/Nd, que representam contaminação crustal de magma derivado do manto (Faure, 1986).

As razões iniciais de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  do Granito Serra Negra são de aproximadamente 0,706 e 0,702. Pimentel *et al.* (1996b) obtiveram valores  $\sim 0,710$ . Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  obtidos para o Granito Serra Negra são -5,44 a -2,06, semelhantes aos encontrados por Pimentel *et al.* (1996b) para o Granito Serra Negra que obtiveram -3,0 a -4,0. Os autores obtiveram idade de  $508 \pm 18$  Ma, para o Granito Serra Negra (isócrona Rb-Sr a partir de cinco amostras), idade coerente com valor de 488 Ma (K-Ar em biotita) reportada por Hasui & Almeida (1970) para o Granito Serra Negra. A partir de altas razões isotópicas de Sr observadas no Granito Serra Negra ( $\sim 0,743$ ), pode-se inferir que houve contaminação crustal (Sillitoe, 1995).

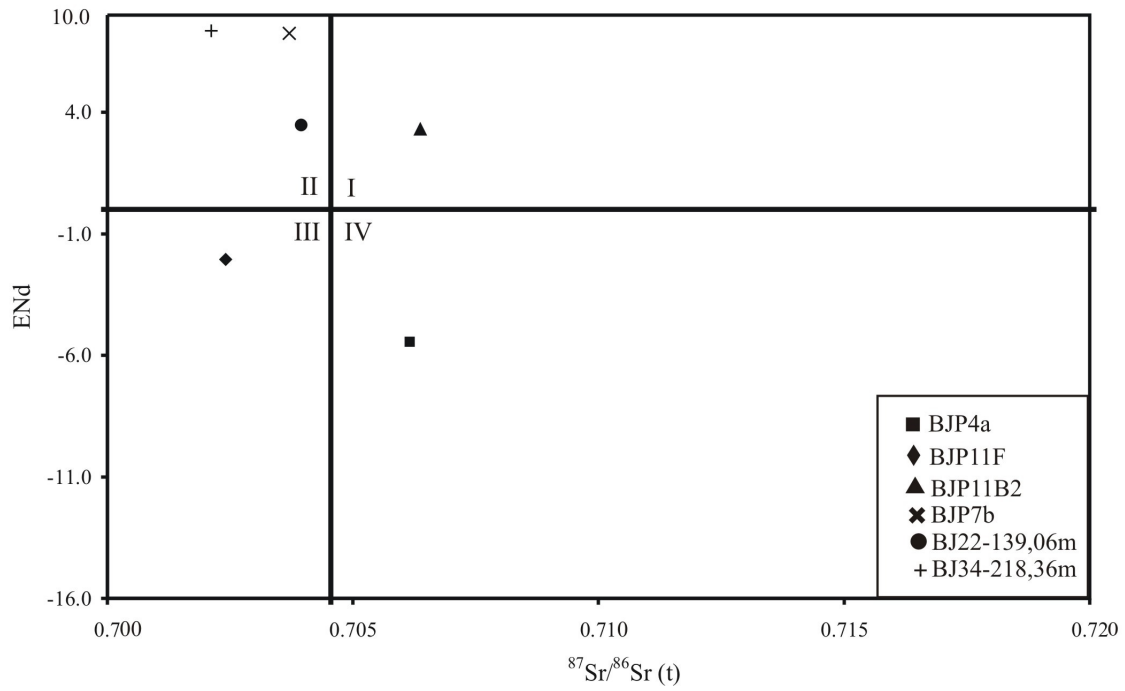


Figura 4.39: Gráfico de distribuição das razões isotópicas de Nd e Sr das rochas da região de Bom Jardim de Goiás.

#### 4.4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados de litogeoquímica dos granitos da região de Bom Jardim de Goiás permitem afirmar que se tratam de granitos metaluminosos a peraluminosos, cálcio-alcalinos, com moderada anomalia negativa de Eu, e anomalias negativas em Ba, Nb, Sr e Ti. Estas pronunciadas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti também foram verificadas por Pimentel & Fuck (1987) para o granito Serra Negra na região sudoeste de Goiás. Segundo aqueles autores, elas podem estar relacionadas ao alto grau de fracionamento (separação cristal-líquido) de, respectivamente, K-feldspato, plagioclásio e magnetita do líquido parental de provável composição cálcio-alcalina a intermediária derivado do manto ou de litosfera oceânica subductada.

Nos diagramas de Pearce *et al* (1984) (Figura 4.7), as amostras se posicionaram entre os campos de arco vulcânico e intra-placa. Com base no diagrama de Pearce *et al* (1996) (Figura 4.8), os granitos podem ser classificados como pós-colisionais. Os granitos BJP4a, BJP11b1 e BJP16, interpretados como Granito Serra Negra, nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce *et al*, 1984, Pearce *et al*, 1996), situaram-se em campos de granitos intra-placa. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  (5,44 e -2,06) mostram que a fonte do Granito Serra Negra rosa é mais antiga que a dos demais granitos analisados ou é produto de mistura de fonte antiga com fonte juvenil.

Nos diagramas de Thiéblemont & Cabanis (1990), o caráter pós-colisional dos granitos foi evidenciado. Em diagrama triangular elaborado por Harris *et al* (1986), na tentativa de individualizar granitos de arco vulcânico cálcio-alcalinos, granitos sin-orogênicos, pós-colisionais cálcio-alcalinos e de intra-placa, os granitos da região de Bom Jardim de Goiás mostram características de granitos de arco vulcânico e algumas amostras (BJP4A e BJP14) tendendo a pós-colisionais, entretanto quando plotados em diagrama Rb/Zr-SiO<sub>2</sub>, os granitos se mostram mais próximos de granitos de arco vulcânico.

Análises realizadas em biotita desses granitos revelaram ser biotitas primárias, de composição intermediária entre annita e flogopita, Al < 2,5 e apresentam características de granitos pertencentes a suítes alcalinas anorogênicas.

O granito cinza atribuído ao Granito Serra Negra que ocorre nas proximidades da cidade de Piranhas-GO (BJP17), analisado para fins de comparação com as rochas da região de Bom Jardim de Goiás, apresenta caráter metaluminoso, elevada razão MgO/TiO<sub>2</sub> e também é enriquecida em Ba (1748 ppm) e Sr (1001 ppm). É mais

enriquecida em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , porém empobrecida em  $\text{K}_2\text{O}$ , que as amostras de granitos da região de Bom Jardim de Goiás. O relativo enriquecimento em Ba do Granito Serra Negra cinza (BJP17) em relação aos demais granitos sugere que é um granito menos evoluído que os outros. A amostra BJP17 não mostra anomalia negativa de Eu. Em diagramas de ambientes tectônicos de Pearce *et al* (1984) e Pearce *et al* (1996), mostrou ser típica de arco vulcânico, e nos diagramas de Thiéblemont & Cabanis (1990), pós-colisional. O granito rosa aflorante nas proximidades da cidade de Piranhas (BJP16), analisado para comparação com os granitos adjacentes ao depósito estudado, apresenta comportamento e características semelhantes aos do granito rosa que ocorre próximo ao Depósito Bom Jardim de Goiás, interpretado como Granito Serra Negra.

Os basaltos que ocorrem associados aos granitos, na forma de diques e os descritos no furo BJ34 como derrame possuem caráter toleítico. Quanto ao padrão de terras raras, são pouco fracionados. De acordo com a classificação de basaltos de Pearce *et al.* (1975), as amostras se dividem em dois tipos distintos de basalto: basalto continental (BJP13E e BJP11B2), associado aos granitos pós-colisionais, e basalto de arco vulcânico (BJ34-143,95m), que ocorre na área do depósito, intercalado com as rochas vulcânicas intermediárias. De acordo com a classificação de Pearce & Cann (1973) (Figura 4.17) quanto à fonte dos basaltos, os basaltos do furo BJ34 são cálcio-alcalinos e os diques são basaltos intra-placa. Em um diagrama Th-Hf/3-Ta de Wood (1980) (Figura 4.18), as amostras de basalto do furo BJ34 são características de arcos vulcânicos, enquanto os demais são basaltos toleíticos intra-placa. Dados de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (3,97 e 3,30) mostram que estão menos contaminados que os granitos.

As rochas vulcânicas intermediárias de Bom Jardim de Goiás, subdivididas em tufos cineríticos e tufos cristalinos, apresentam caráter cálcio-alcalino, inclusive confirmado por análises químicas em biotita dessas rochas. As análises em biotita mostram que são primárias reequilibradas,  $\text{Al} \sim 2,5$  e plotam no campo de biotitas naturais. Os tufos cineríticos classificam-se como dacito, enquanto os tufos cristalinos situam-se entre andesito e dacito, que pode ser devido alteração.. Nos diagramas de ambiente tectônico apresentados (Figuras 4.25 e 4.26), as rochas vulcânicas intermediárias analisadas são características de arcos vulcânicos. Os dados de geologia isotópica são coerentes com valores de rochas vulcânicas de arco de ilha, com alta razão Sm/Nd.

Para fins de comparação, em um diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo, com valores de normalização publicados por Sun & McDonough (1989), foi confeccionado o diagrama da figura 4.40. Observam-se anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti para a maioria das amostras, as mesmas observadas nas rochas graníticas (Figura 4.6). A amostra BJP7B possui anomalia positiva de Sr, o que está coerente com seu enriquecimento em CaO, decorrente de epidotização.

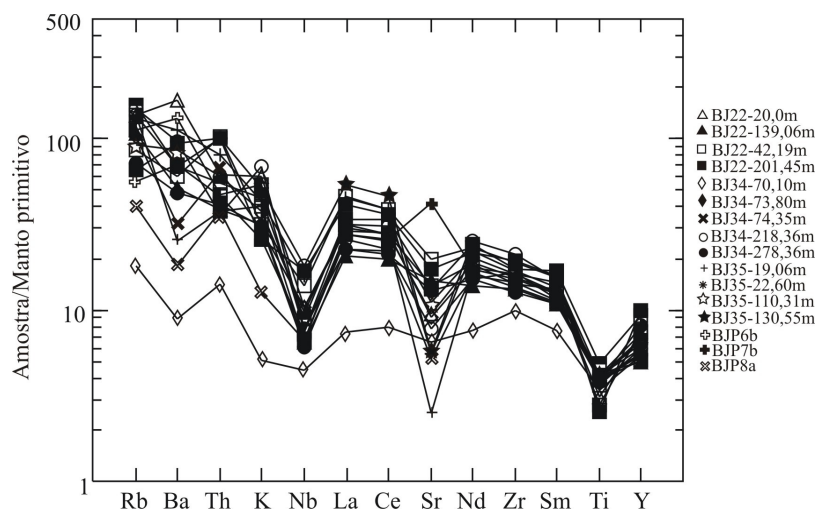


Figura 4.40: Diagrama multielementar das amostras de rochas vulcânicas intermediárias da região de Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao manto primordial, conforme fatores de normalização de Sun & McDonough (1989).

É provável que as rochas ígneas (granitos e basaltos) geoquimicamente semelhantes às vulcânicas típicas de arco sejam produto de magmatismo gerado em ambiente similar a arcos de ilha modernos e estejam relacionados à evolução do arco magmático de Goiás a partir de um sistema de arco de ilha primitivo para um ambiente de colisão pós-continental, marcado por intrusões graníticas pós-tectônicas ricas em álcalis. Pimentel e Fuck (1987) sugerem que o arco se torna mais maduro e a geração do magma aparentemente migra para leste, onde a influência de manto intra-placa e, possivelmente, crosta continental se torna maior na geração de rochas graníticas.

## CAPÍTULO 5

# A MINERALIZAÇÃO DE COBRE DE BOM JARDIM DE GOIÁS

### 5.1. INTRODUÇÃO

O entendimento da mineralogia e da química das rochas encaixantes e hospedeiras de depósitos de sulfeto é de grande importância tanto no estudo da gênese de minério quanto para auxiliar na exploração mineral. Uma evidência da relação entre os magmas e os depósitos minerais são as correlações possíveis entre o tipo de depósito mineral e a composição do magma associado.

Estudos de reserva e de teor realizados pela CPRM mostraram que o Depósito Bom Jardim de Goiás possui 3.349.380 t de reserva medida e 463.670 t de reserva indicada, e que o minério possui teor médio de 0,92% de Cu e teor de corte de 0,3% de Cu (Oliveira, 2000). A empresa também realizou ensaios de flotação e observou que foi possível obter um concentrado de 27% de Cu e recuperação de 62% (Oliveira, 2000).

No Depósito Bom Jardim de Goiás, as rochas hospedeiras da mineralização são rochas piroclásticas compostas de predominantemente por materiais finos denominadas de tufos que podem ter sido formadas em ambientes subaquosos a subaéreos. Apresentam composição intermediária, caráter cálcio-alcálico e são típicas de arcos vulcânicos.

Na área do depósito as rochas vulcânicas intermediárias são predominantes e praticamente não afloram (Figura 5.1).





Figura 5.1: Vista da área do Depósito Bom Jardim de Goiás delimitado pela CPRM (Alvo 1).

## 5.2. DESCRIÇÃO DO MINÉRIO

Com o objetivo de caracterizar a mineralização do Depósito Bom Jardim de Goiás e obter dados para a proposição de modelo metalogenético, foi realizada petrografia detalhada do minério, além de estudos de química mineral e litogeoquímica. As análises foram realizadas em amostras de testemunhos de sondagem mineralizadas (BJ35 e BJ39).

A mineralização ocorre tanto nos tufos cineríticos como nos tufos cristalinos na forma de grãos disseminados (Figura 5.2a), em concentrações maciças (Figura 5.2b), em veios/vênulas maciços de diversas espessuras podendo estar em paragênese com quartzo, clorita, biotita, actinolita (Figuras 5.2c,d,e) e em brechas (Figura 5.2f).

Os minerais de minério e associados encontrados foram: ouro, pirita, calcopirita, pirrotita, esfalerita, ilmenita, hematita, magnetita, rutilo e cuprita. Costa *et al.* (1979) descreveram ainda arsenopirita, marcassita e grafita.

Dentre os sulfetos e óxidos, a pirita é o mineral mais abundante. Ocorre como massa maciça (Figura 5.3a), como grãos euédricos a subédricos de 0,10 a 0,40 mm quando disseminados na rocha (Figura 5.3b) e em veios juntamente com calcopirita, com raras magnetita, esfalerita e silicatos. Quando a pirita está maciça apresenta muitas fraturas irregulares que são geralmente preenchidas por calcopirita, hematita e silicatos (quartzo e clorita). Inclusões de calcopirita, pirrotita e quartzo são comuns.

A calcopirita, segundo sulfeto mais abundante, é geralmente anédrica, de 0,02 a 0,20 mm de diâmetro, podendo formar agregados. Ocorre maciça com inclusões de pirita (Figura 5.3c), preenchendo fraturas e inclusa na pirita (Figura 5.3d) e em veios (Figura 5.3e). Localmente contém inclusões de hematita e pirrotita nas porções maciças. A calcopirita apresenta-se, por vezes, alterada para cuprita, o que ocorre nas bordas dos grãos de calcopirita, em geral quando em contato com quartzo, formando uma auréola azulada em torno dos grãos (Figura 5.2f).

A pirrotita ocorre raramente como inclusões arredondadas em pirita, muitas vezes acompanhada por calcopirita.

A magnetita ocorre predominantemente disseminada nas rochas hospedeiras da mineralização, inclusa em silicatos, e também inclusa na pirita. A magnetita é anédrica a subarredondada, de diâmetros de 0,05 a 0,40 mm. Nas bordas dos grãos eventualmente podem haver substituições para hematita.

A hematita ocorre na forma de grãos anédricos a subédricos dispersos. Ocorre ainda preenchendo fraturas em pirita junto com calcopirita em amostras maciças, ou disseminada na rocha hospedeira.

A ilmenita ocorre em lamelas e em grãos euédricos disseminados, em geral, associada com hematita. O rutilo, arredondado, ocorre disseminado nas rochas.

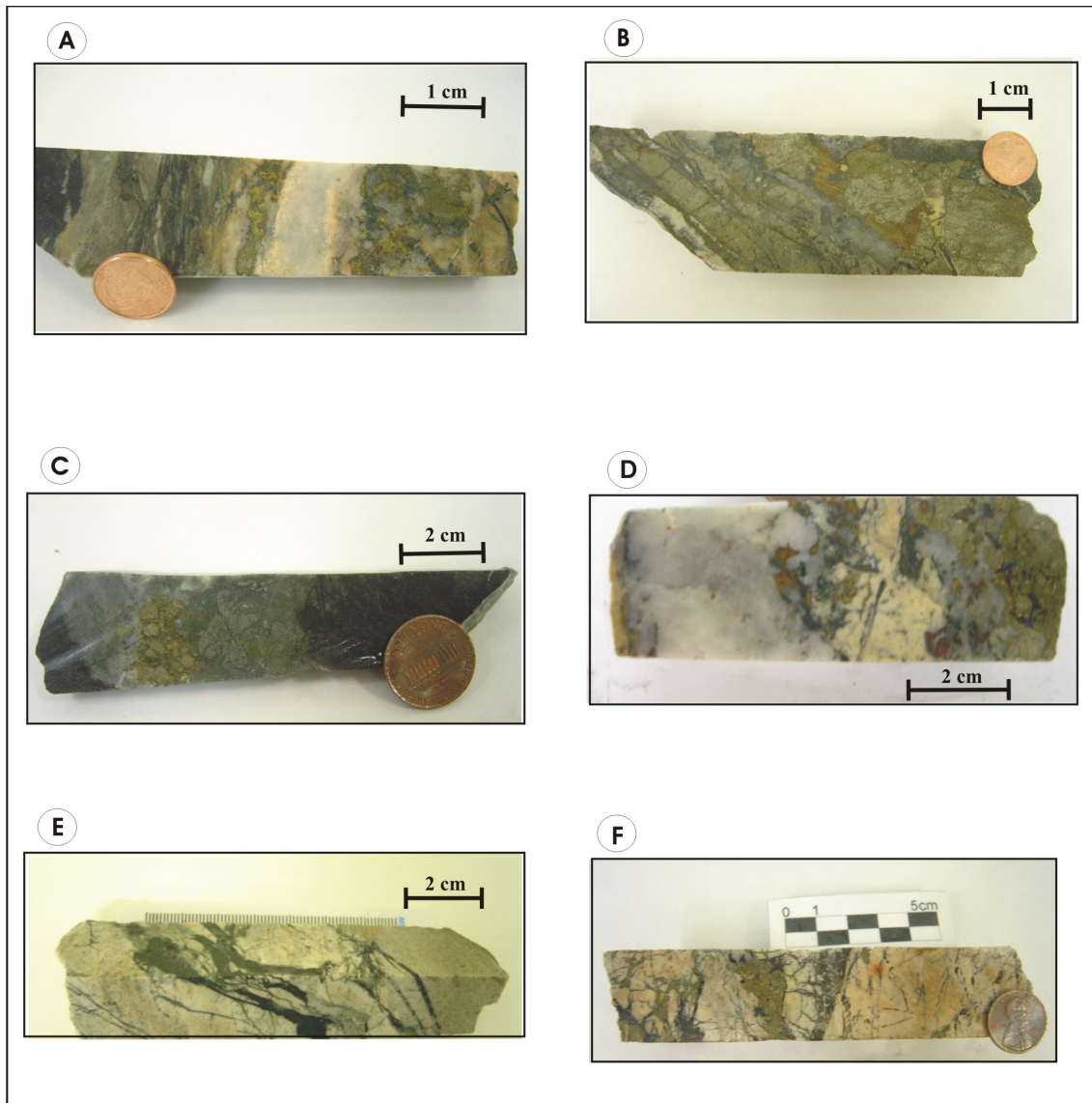


Figura 5.2: A) Tufo cinerítico apresentando veio de quartzo e sulfetos disseminados (BJ 35- 195,20 a 195,35m); B) Tufo cinerítico mostrando pirita  $\pm$  calcopirita maciça (BJ 35 – 219,34 a 219,44m); C) Tufo cinerítico com pirita maciça em veio com quartzo (BJ 31– 78,80 a 78,90m); D) Pirita e calcopirita em veio de quartzo (BJ 39 – 49,39 a 49,46m); E) Tufo cristalino com veios de pirita  $\pm$  calcopirita. Os veios mais escuros são de clorita  $\pm$  titanita  $\pm$  quartzo  $\pm$  carbonato (BJ 34 – 72,40 a 72,55m); F) Tufo cinerítico brechado (toda extensão rosa) com pirita  $\pm$  calcopirita preenchendo espaços (BJ39 – 49,10- 49,21m).



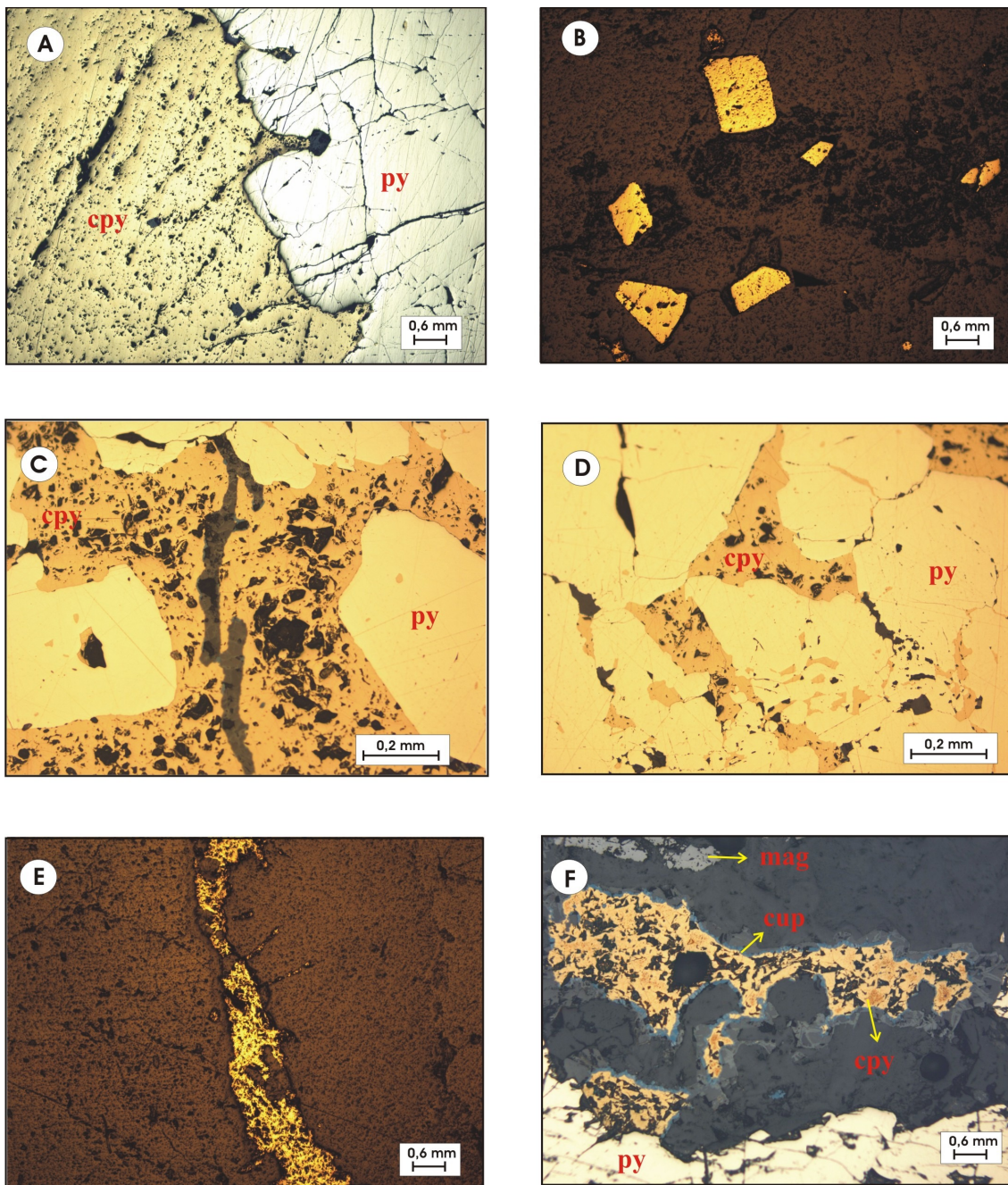


Figura 5.3: A) Fotomicrografia da amostra de um tufo cinerítico (BJ35-219,34m), mostrando aspecto maciço da calcopirita (cpy) e pirita (py); B) Fotomicrografia da amostra do BJ31-101,67m dos grãos euédricos, disseminados de pirita em tufo cinerítico; C) Fotomicrografia de veio de quartzo em tufo cinerítico da amostra BJ39-49,46m com calcopirita como matriz com inclusões de pirita; D) Fotomicrografia da amostra BJ39-49,46m de veio de quartzo em tufo cinerítico mostrando a calcopirita preenchendo fraturas e incluída em pirita; E) Fotomicrografia da amostra BJ35-195,20m, mostrando veio de calcopirita em tufo cinerítico; F) Fotomicrografia da amostra BJ39-49,19m de tufo cinerítico brechado mostrando grãos de magnetita (mag), pirita (py) e calcopirita (cpy) com cuprita (cup) nas bordas.

O ouro foi encontrado somente na amostra BJ39-49,16m na forma de um grão de 0,20 mm de diâmetro incluído em pirita (Figura 5.4). A presença de ouro no Depósito Bom Jardim de Goiás foi primeiramente reportada por Seer (1985).

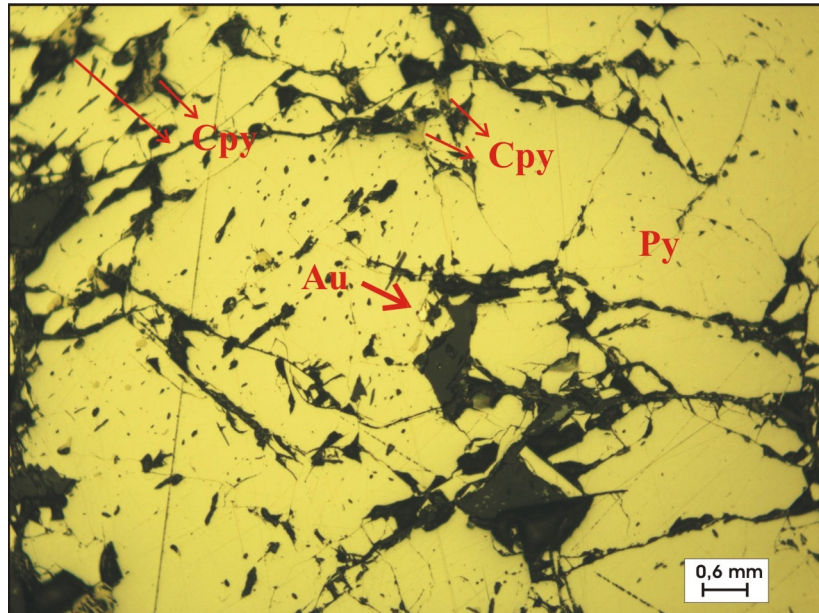


Figura 5.4: Fotomicrografia do furo BJ39-49,16m, mostrando grão de ouro de 0,20 mm incluído em pirita.

### 5.3. CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DO MINÉRIO

Com objetivo de caracterizar quimicamente os minerais-minério, encontrar diferenças químicas entre os minerais e investigar ouro nos sulfetos, foram realizadas análises de microsonda eletrônica em minerais selecionados e análises químicas de amostras de minério. Para as análises químicas dos sulfetos foram selecionadas amostras de veios mineralizados dos furos mineralizados BJ35 e BJ39 e moídas em panela de ágata. Os resultados das análises de microsonda eletrônica estão no anexo 2 e os dados de química do minério, na tabela 5.1

Tabela 5.1: Resultados das análises de amostras de minério do Depósito Bom Jardim de Goiás. Resultados em ppm. Somente Au é apresentado em ppb.

Amostra	BJ35-219.34	BJ39-39.64	BJ39-49.10	BJ39-49.39
Mo	12,30	0,00	0,10	0,90
Cu	10000	315	10000	10000
Pb	10,10	6,70	6,80	4,50
Zn	11,00	5,00	9,00	10,00
Ni	340,80	141,60	112,90	232,00
As	11,60	8,00	19,20	54,50
Cd	0,10	0,10	0,10	0,10
Sb	0,30	0,20	0,60	0,50
Bi	39,40	18,90	21,90	29,30
Ag	10,50	0,60	13,50	18,40
Au (ppb)	214,00	26,70	384,10	1317,70
Hg	0,05	0,06	0,05	0,07
Tl	0,00	0,00	0,00	0,10
Se	65,70	22,90	15,30	30,40
Ba	6,10	1,60	8,30	3,50
Be	0,00	0,00	2,00	1,00
Co	804,60	956,50	902,30	3720,80
Cs	0,10	0,00	0,00	0,10
Ga	6,00	1,10	18,00	5,70
Hf	0,70	0,00	3,60	0,60
Nb	1,00	0,70	6,70	0,70
Rb	2,00	0,00	0,80	1,30
Sn	1,00	1,00	3,00	1,00
Sr	13,90	4,70	21,80	3,70
Ta	0,00	0,00	0,50	0,10
Th	0,40	0,30	4,20	0,50
U	0,30	0,40	2,20	0,30
V	49,00	7,00	60,00	48,00
W	2,80	4,90	29,10	5,80
Zr	24,90	6,30	121,20	18,40
Y	8,70	20,20	39,60	4,90
La	1,70	13,40	17,60	12,50
Ce	3,10	27,60	51,50	35,70
Pr	0,48	3,42	7,68	5,63
Nd	2,40	14,50	35,50	26,90
Sm	1,00	3,20	8,10	5,90
Eu	0,28	0,81	1,62	0,93
Gd	1,49	4,03	8,51	3,09
Tb	0,30	0,77	1,60	0,36
Dy	1,53	4,20	8,43	1,43
Ho	0,27	0,67	1,39	0,17
Er	0,85	1,72	3,79	0,46
Tm	0,13	0,22	0,52	0,07
Yb	0,83	1,04	2,93	0,47

As análises em pirita mostram valores de As entre 0,05 a 0,01%; Cu, de 0,03 a 0,15%; Ag, de 0,01 a 0,05%; Zn de 0,01 e 0,09%. Valores de Pb e Au são nulos. A pirita maciça quando ocorre em contato com calcopirita, apresenta teores de 1 a 2,3% de Co e até 1 % de Ni. Nas demais formas de ocorrência da pirita esses valores são de 0,03 a 0,8 % de Co e de 0,02 a 0,15% de Ni. Os teores elevados de Co na pirita também foram verificados em espectro EDS, em microscópio eletrônico de varredura (Figura 5.5).

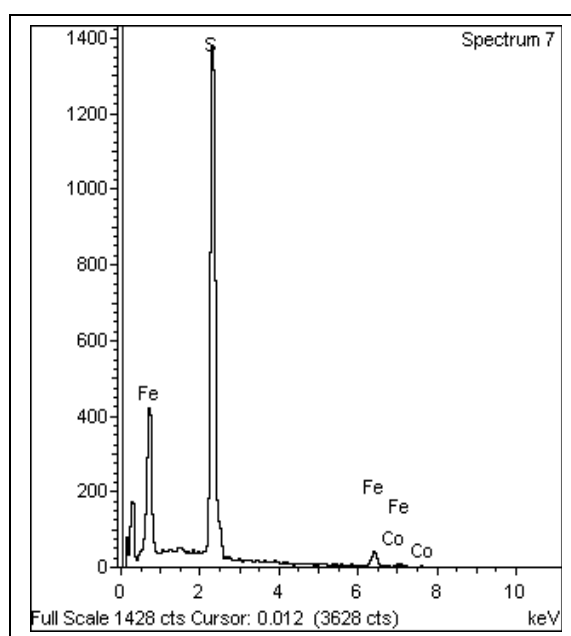


Figura 5.5: Espectro de EDS em pirita da amostra BJ35-219,34m mostrando picos de Co.

As análises em calcopirita apresentaram valores de As entre 0 e 0,05%, Ag de 0,01 a 0,02%, Zn entre 0,03 e 0,07%, Ni de 0 a 0,3%, Co de 0 a 0,06% e Mn de 0 a 0,16%. Valores de Pb e Au são nulos.

As análises químicas do minério confirmam o alto teor de Co (800 a 3.700 ppm) apresentadas nas análises de microsonda em pirita e calcopirita (Tabela 5.1).

Foram realizadas análises de microsonda em grão de ouro incluso em pirita. Os resultados se encontram na tabela 5.2. Devido ao grão analisado possuir mais de 25% de Ag ele foi classificado como *electrum*.

Tabela 5.2: Resultados de análises de microsonda eletrônica em grão de ouro incluído em pirita do Depósito Bom Jardim de Goiás.

Amostra	BJ39-49,19m	Amostra	BJ39-49,19m
As	0	As	0
S	0,36	S	0,11
Pb	0	Pb	0
Ag	42,78	Ag	42,74
Bi	0,08	Ni	0,1
Pd	0	Co	0
Sb	0	Mo	0
Fe	0,98	Fe	0,7
Cu	0,26	Cu	0,19
Se	0	Se	0
Au	56,23	Au	56,43
Pt	0	Pt	0,46
Zn	0	Zn	0
wt% conc.	100,7	wt% conc.	100,71
As	0	As	0
S	1,58	S	0,46
Pb	0	Pb	0
Ag	55,44	Ag	56,17
Bi	0,06	Ni	0,24
Pd	0	Co	0
Sb	0	Mo	0
Fe	2,45	Fe	1,77
Cu	0,58	Cu	0,41
Se	0	Se	0
Au	39,9	Au	40,62
Pt	0	Pt	0,33
Zn	0	Zn	0
norm.atom	100	norm.atom	100

Por meio de análises em amostras de minério foi possível verificar a existência de correlação positiva entre Au e Ag (Figura 5.6a), Au e As (Figura 5.6b) e entre Au e Co (Figura 5.6c); não se verificou correlação entre Au e Ni (Figura 5.6d). Entretanto, a amostra BJ39-49,39m possui 1317,70 ppb de Au e 3720,8 ppm de Co.



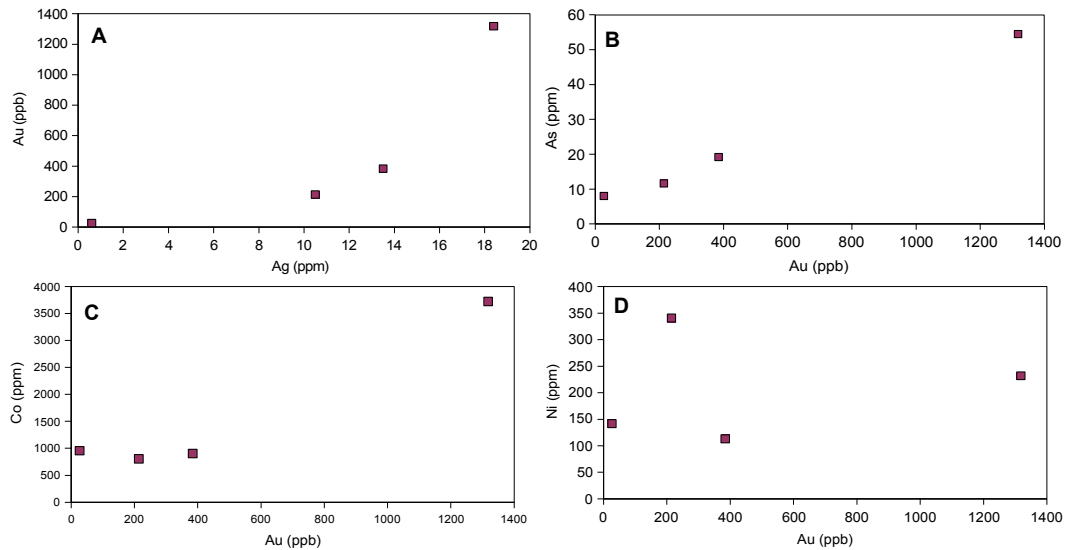


Figura 5.6: Diagramas de correlação entre elementos analisados em sulfetos do Depósito Bom Jardim de Goiás.

O espectro de elementos terras raras normalizados ao condrito de Nakamura (1974) (Figura 5.7) mostra comportamento semelhante das amostras BJ39-49,10m, BJ39-49,30m e BJ39-39,64m, com fracionamento dos ETRP, maior conteúdo de ETRL relativamente ao condrito e anomalia negativa em Eu. A amostra BJ35-219,34m comporta-se diferente das demais, com pouco fracionamento de ETRP, porém parece apresentar anomalia em Eu. Esse espectro foi confeccionado para a comparação entre esse e os padrões de terras raras apresentados pelos tipos de rocha estudados. Assim, vemos que a anomalia em Eu também é detectada nas amostras de sulfetos assim como nos tufos e granitos.

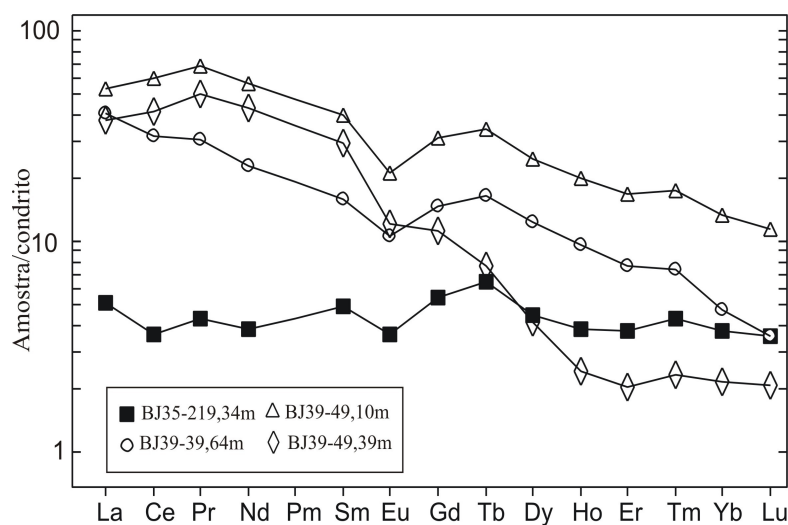


Figura 5.7: Espectro de elementos terras raras das amostras de sulfetos do depósito Bom Jardim de Goiás, normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

#### 5.4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados apresentados permitem enumerar as seguintes características do Depósito Bom Jardim de Goiás:

- minério hospedado em rochas vulcânicas intermediárias, cálcio-alcalinas, com características geoquímicas e isotópicas de arco vulcânico;
- presença de granitos cálcio-alcalinos, pós-orogênicos; e basaltos toleíticos intra-placa, adjacentes ao depósito;
- presença de *pillow lavas* na região, descritas por Seer (1985) e Pimentel & Fuck (1986);
- rochas hospedeiras com intensa silicificação, e cloritização e epidotização localizadas;
- presença de abundantes venulações contendo pirita e calcopirita;
- paragênese de minérios e minerais sulfetados;
- lentes de sulfetos maciços, com cerca de 1 m de espessura (Costa *et al.*, 1979; Seer, 1985);
- ouro raro, como inclusões na pirita.

As características do depósito permitiram sugerir que a porção do depósito estudada ocorre em uma zona de *stockwork* rica em vênulas com pirita e calcopirita. Desse modo, o depósito pode ser comparado com depósitos do tipo sulfeto maciço vulcanogênico (VMS). Entretanto, não existe expressiva zona de sulfetos maciços na área estudada como sugerido por Costa *et al.* (1979) e Seer (1985).

O ambiente tectônico do depósito, as rochas hospedeiras do minério e o tipo de minério, caracterizado pela presença de calcopirita intersticial e pirita euédrica dominante, e menores quantidades de outros metais-base, são característicos de depósitos de sulfeto maciço (VMS) (Sillitoe *et al.*, 1996). A paragênese do minério pirita-calcopirita-pirrotita-esfalerita e outras características tais como: a forma de ocorrência de *stockworks* hospedado em rochas vulcânicas e silicificação também são observadas em depósitos epitermais de alta sulfetação, como especulado por Kuyumijan (2000) para o Depósito Bom Jardim de Goiás.

Um modelo proposto por Sillitoe (1995) enfatiza a íntima ligação entre ambientes de depósitos pórfitos e epitermais, e a possível transição entre esses dois tipos de depósitos. O autor propõe também a integração entre ambiente epitermal e VMS do tipo Kuroko, que tradicionalmente são considerados isolados. Sillitoe (1995) sugere que

um único fluido pode estar envolvido na formação de diferentes tipos de depósitos minerais. Neste caso, os metais são transportados sob condições similares, de fluidos salinos e temperaturas relativamente altas.

Gifkins *et al.* (2005) classificam os depósitos de acordo com a disposição de feições definidas por minérios em arcos vulcânicos e rifts. A figura 5.8 mostra a classificação de Gifkins *et al.* (2005) em termos de atributos relativos aos modelos de depósitos VMS, Au epitermal, Cu pórfiro e Zn-Pb SEDEX.

Para ilustrar a utilização do diagrama da figura 5.8, Gifkins *et al.* (2005) citam o depósito de Henty, na Província Mount Read, Austrália, que é um depósito hospedado em rochas vulcânicas rico em ouro e pobre em metais-base. O ouro ocorre estratiforme em uma zona de substituição de assoalho oceânico circundada por concêntricas zonas de alteração, dominadas por quartzo, sericita, carbonato e albita. Esse depósito não é considerado um depósito típico de sulfeto maciço nem um depósito epitermal, mas possui algumas feições de ambos, o que segundo os autores, justifica descrevê-lo como um depósito híbrido VMS - epitermal.

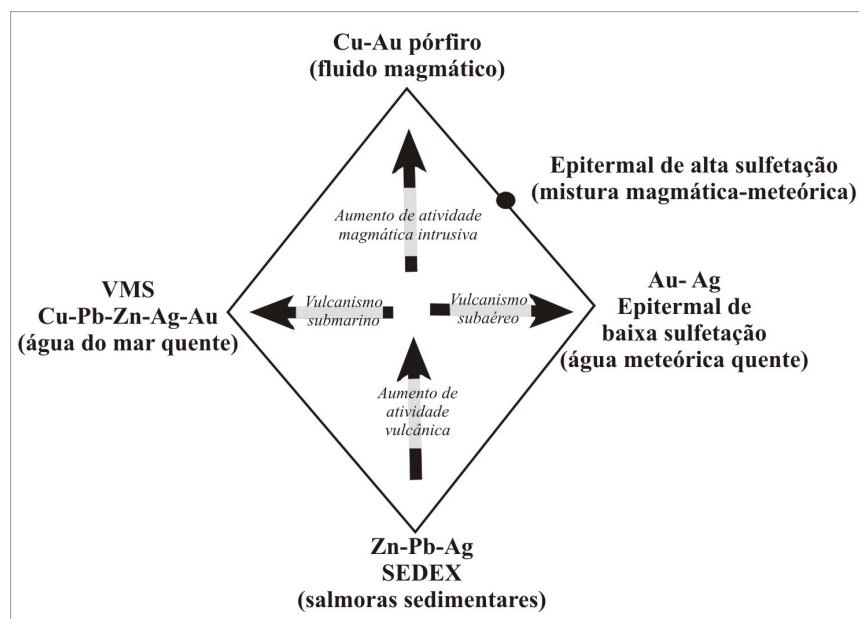


Figura 5.8: Representação esquemática do espectro de depósitos minerais no espaço VMS–pórfiro – epitermal–SEDEX proposto por Gifkins *et al.* (2005).

A tabela 5.3 compara os dados obtidos para o Depósito Bom Jardim de Goiás com as características de depósitos epitermais e VMS.

Costa *et al.* (1979) e Seer (1985) sugerem o modelo vulcanogênico para Bom Jardim de Goiás. Kuymijan (2000) sugere modelo epitermal para o depósito, e Oliveira *et al.* (2004) propõem modelo do tipo pórfiro.

As características do depósito mostram que houve condições para a formação de corpo de sulfeto maciço. Costa *et al.* (1979) e Seer (1985) sugeriram que um possível corpo de sulfeto maciço pode ter sido deslocado da sua posição original nas proximidades do pipe de alteração por falhamento.

Os dados apresentados nesse trabalho permitem afirmar que os granitos não são cogenéticos com as rochas vulcânicas hospedeiras da mineralização o que não os torna candidatos a hospedar mineralizações do tipo pórfiro. Nos depósitos caracterizados como sendo de associação granítica, quase sempre é possível reconhecer a presença de alteração hidrotermal relacionada a fluidos graníticos (Sillitoe, 1995).

Tendo em vista que na região do Depósito Bom Jardim de Goiás a possibilidade de existir depósito do tipo pórfiro relacionado aos granitos alcalinos aflorantes é baixa, e de acordo com a comparação apresentada na tabela 5.3, a hipótese do Depósito Bom Jardim de Goiás tratar-se de depósito epitermal fica enfraquecida.

A mineralização no Depósito Bom Jardim de Goiás está confinada a sistema de venulações e o minério compreende principalmente pirita e calcopirita. O modo de ocorrência da mineralização, disseminada e venulada, e a paragênese de minério (pirita + calcopirita ± ouro ± pirrotita ± esfalerita ± ilmenita ± hematita ± magnetita) associada a ambiente vulcânico podem gerar muitas interpretações para o modelo metalogênico. Porém, os dados obtidos (Tabela 5.3) demonstram que a mineralização é característica de depósitos vulcanogênicos. Como as características do depósito apontam para uma zona de *stockwork*, e devido à hipótese de depósitos epitermais ter sido descartada, restam o modelo VMS e um modelo híbrido VMS-epitermal.

Em depósitos do tipo VMS podem haver variações nas zonas de alteração. Segundo Gifkins *et al.* (2005) há três principais zonas de alteração (silicosa, clorítica e sericítica). Em alguns casos, zonas adicionais podem estar presentes, tais como zonas de carbonato e talco (Gifkins *et al.*, 2005). Algumas variações do modelo de depósitos VMS clássico (Figura 5.9) são possíveis. Segundo Gifkins *et al.* (2005), há depósitos VMS do tipo Kuroko que não apresentam o halo da zona da clorita, o sulfeto maciço é circundado pela zona silicificada e a zona da sericita, mais externa, possui abundante sericita e pouca clorita.

No Depósito Bom Jardim de Goiás ocorre situação semelhante. São reconhecíveis uma zona silicificada associada às vênulas mineralizadas e uma zona de clorita mais externa, com epidotização localizada.

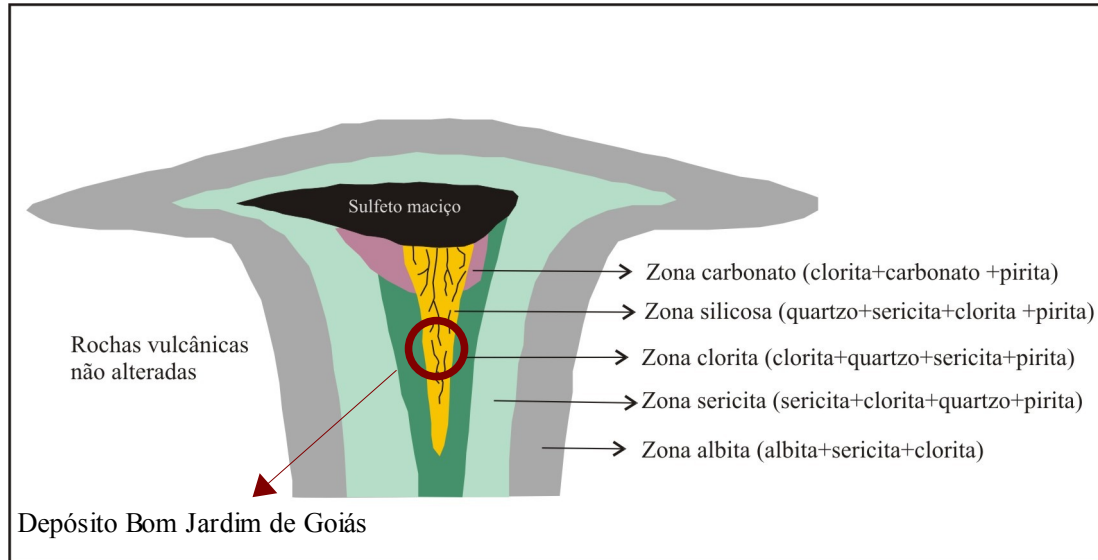


Figura 5.9: Modelo de mineralização e zonas de alteração típicas de depósito vulcanogênico maciço (VMS) (Gifkins *et al.*, 2005).

As características do Depósito Bom Jardim de Goiás e a tabela 5.3 permitem sugerir que o Depósito Bom Jardim de Goiás é um depósito VMS localizado em uma zona de *stockwork* circundada por zona de silicificação e de cloritização. A gênese dos fluidos mineralizadores pode estar relacionada à convecção de água do mar através de sucessões de rochas vulcânicas por meio de falhas.

As características das rochas vulcânicas que hospedam a mineralização de Bom Jardim de Goiás, tais como os tufos de composição intermediária, caráter cálcio-alcalino, características químicas e isotópicas de arco vulcânico, e silicificação intensa associada a vênulas ricas em pirita e calcopirita, se tornam importantes guias de prospecção para a região.

Capítulo 5 - A mineralização de cobre de Bom Jardim de Goiás

Tabela 5.3: Tabela de comparação entre os Depósitos Epitermais, de Sulfeto Maciço (VMS) (compilado de Sillitoe (1995), Hedenquist et al. (2000) e Hedenquist & Lowenstern (1994)) e o Depósito Bom Jardim de Goiás.

	<b>Depósito de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS)</b>	<b>Depósito Epitermal de alta sulfetação</b>	<b>Depósito Epitermal de baixa sulfetação</b>	<b>Depósito Bom Jardim de Goiás</b>
Forma do depósito	Lente de sulfeto maciço e zona de <i>Stockwork</i> .	Predominância de minérios disseminados e substituições. <i>Stockwork</i> e veios são pouco frequentes.	Veios tensionais predominantes. <i>Stockworks</i> comuns. Disseminações e substituições pouco frequentes.	Disseminações e <i>Stockwork</i>
Relação com o magma	Próximo a exalações	Acima da intrusão	Distante da fonte magmática de calor	Hospedado em tufos
Rochas associadas	Tufos, brechas, lavas, sedimentares clásticas, e rochas vulcânicas	Andesitos a riódacitos	Andesitos-riódacitos-riolitos	Tufos andesíticos a riolíticos
Texturas	Alteração hidrotermal, brechas, vênulas	Substituições das encaixantes, brechas, veios.	Vênulas, preenchimentos de cavidades (bandamento, feições coliformes, drusas), brechas.	Veios e vênulas, brechas, alteração das encaixantes.
Características do fluido mineralizante	Salinidade próxima à da água do mar, fluido rico em gás	Salinidade moderada a baixa	Salinidade muito baixa, fluido rico em gás, pH neutro	
Ocorrência da sílica	Veios de quartzo e silicificação	Sílica residual ( <i>vuggy quartz</i> ), veios de quartzo e brechas silicificadas, silicificação rasa.	Veios e vênulas de quartzo, brecha silicificada e/ou <i>stockwork</i> , sinter.	Veios e vênulas, brechas, silicificação.
Minerais de minério	Pirita, calcopirita, esfalerita, galena, pirrotita, magnetita	Pirita, enargita, calcopirita, tennantita, covelita, ouro livre, teluretos.	Pirita <i>electrum</i> , ouro livre, esfalerita, galena (arsenopirita).	Pirita, calcopirita, pirrotita, ouro <i>electrum</i> .
Ganga	Quartzo, barita, gipsita, anidrita	Quartzo, alunita, barita, caulinita, pirofilita.	Quartzo, calcedônia, calcita, adularia, ilita ou sericita, carbonatos.	Quartzo, biotita, clorita, epidoto, carbonato
Metais presentes	Zn, Pb, Ag, Cu, Au	Cu, Au, Ag, As (Pb, Hg, Sb, Te, Sn, Mo, Bi).	Au, Ag, Zn, Pb (Cu, Sb, As, Hg, Se).	Cu, Au, (Co, Ni).

## CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES

O Depósito Bom Jardim de Goiás está hospedado em sucessões de tufos cineríticos intercalados com tufos cristalinos. Esses tufos são possivelmente resultantes de erupções submarinas rasas ou de erupção subaérea em que o fluxo piroclástico se deslocou até a água. Os tufos cineríticos são classificados como dacitos, enquanto os tufos cristalinos estão dispersos nos campos de andesito e dacito, que pode ser devido alteração. Esses tufos apresentam caráter cálcio-alcálico confirmado por análises químicas em biotita. As análises em biotita mostram que são primárias reequilibradas,  $Al \sim 2,5$  e plotam no campo de biotitas naturais. Os tufos estudados apresentam características geoquímicas e isotópicas de arco vulcânico. Possuem características semelhantes das rochas da Formação Córrego da Aldeia do Grupo Bom Jardim de Goiás descrito por Seer (1985).

Na região de Bom Jardim de Goiás ocorrem corpos graníticos, com basaltos associados, adjacentes ao depósito, referentes aos Granitos Serra Negra e Macacos. São granitos metaluminosos a peraluminosos, cálcio-alcálicos, com forte anomalia negativa de Eu. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  (5,44 e -2,06) mostram que a fonte do Granito Serra Negra é mais antiga que a dos demais granitos analisados ou é produto de mistura de fonte antiga com fonte juvenil. Alguns granitos se dispersaram entre os campos de arco vulcânico e intra-placa, mas são classificados também como pós-colisionais. Análises realizadas em biotita desses granitos revelaram possuir composição intermediária entre annita e flogopita,  $Al < 2,5$  e ser pertencentes a suítes alcalinas anorogênicas.

Os basaltos associados aos granitos, na forma de diques de diabásio, são basaltos toleíticos intra-placa. Há ainda basaltos intercalados com os tufos cineríticos e cristalinos, que foram interpretados como derrame, apresentam caráter toleítico cálcio-alcálicos típicos de arcos vulcânicos. Valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  (3,97 e 3,30) e  $T_{DM} = 1,1$  e 1,23 mostram que estão menos contaminados que os granitos cuja  $T_{DM}$  está entre 1,13 e 1,91.

É provável que estas rochas ígneas (granitos e basaltos) geoquimicamente semelhantes as vulcânicas típicas de arco sejam produtos de magmatismo gerado em ambiente similar a arcos de ilha modernos e estejam relacionados à evolução do arco

magmático a partir de um sistema de arco de ilha primitivo para um ambiente de colisão pós-continental, marcado por intrusões graníticas pós-tectônicas ricas em álcalis.

A mineralização de cobre de Bom Jardim de Goiás ocorre disseminada e confinada a sistema de venulações. O minério compreende principalmente pirita e calcopirita e é representado pela paragênese de minério: pirita + calcopirita ± ouro *electrum* ± pirrotita ± magnetita ± esfalerita ± ilmenita ± hematita. As concentrações de Au e Co presentes na composição do minério podem sugerir participação das rochas básicas intercaladas com os tufos na fonte do ouro.

As características do depósito permitiram sugerir que a mineralização ocorre em uma zona de *stockwork* rica em vênulas com pirita e calcopirita. Desse modo, pode ser comparado com depósitos do tipo sulfeto maciço vulcanogênico (VMS) classificados como do tipo Kuroko. Entretanto, não existe expressiva zona de sulfetos maciços, embora as características do depósito mostram que houve condições para a formação de corpo de sulfeto maciço.

O Depósito Bom Jardim de Goiás não apresenta halos de alteração típicos de depósitos vulcanogênicos. São reconhecíveis apenas uma zona de intensa silicificação presente associada às vênulas mineralizadas, e zona de cloritização mais externa com epidotização localizada. Mesmo assim é possível afirmar que o Depósito Bom Jardim de Goiás seja um depósito VMS localizado em zona de *stockwork* circundada por zona de silicificação.

As características das rochas vulcânicas que hospedam a mineralização de Bom Jardim de Goiás, tais como sucessões de tufos de composição intermediária, caráter cálcio-alcálico, características químicas e isotópicas de arco vulcânico, e silicificação intensa associada a vênulas ricas em pirita e calcopirita se tornam importantes guias de prospecção para a região.



## CAPÍTULO 7

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, v.35, p.525-541.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins. *In: O Precambriano no Brasil*, Eds. Almeida, F.F.A. e Hasui, Y., São Paulo, Ed.Edgard Blücher. São Paulo.p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B., FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *Anais 8º Simpósio de geologia do Nordeste, Campina Grande (Pb)*. p. 363-391.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. *Tectonic Evolution of South America*. 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro.p.183-194.
- AMARO, V. 1989. Geologia e Petrologia da Seqüência Metavulcânica de Jaupaci-GO e Lineamentos Associados. *Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB*. 237p.
- ARAÚJO FILHO, J.O. & KUYUMIJAN, R.M., 1996. Regional distribution and regional control of gold occurrences /deposits in the Goiás massif and Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n.2.
- BAILEY, S.W. 1980. Structures of layer silicates. *In: BRINDLEY, G.W.; BROWN, G., ed. Crystal structures of clay minerals an their x-ray identification*. London: MAS, p.1-123. (MAS, Monograph,5).
- BAILEY, S.W. 1988. Chlorites: strutures and crystal chemistry. *In: BAILEY, S.W., ed. Reviews in Mineralogy*. Virginia: MAS, v.18, p.347-403.
- BARBOSA, O. 1979. Litologia, ambiente e mineralização do Grupo Bom Jardim de Goiás.30º Congresso Brasileiro de Geologia. *Resumos*. Recife, p. 267.
- CAS, R. & WRIGHT, J. V. 1987. *Volcanic Succession: Modern and Acient*. Allen & Unwin, London.
- CAS, R. & WRIGHT, J. V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, v.53, p. 357-380.
- CHAPPELL, B.W. 1996. Magma Mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidences from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, v.37, n. 3, p. 449-470.

- COSTA, S.A.G.; FRAGOMENI, P.R.P.; CAMPOS, E.C.; ALMEIDA, W.J. 1979. Projeto Bom Jardim – Relatório Final de Pesquisa para Cu-Pb-Zn no município de Bom Jardim de Goiás. CPRM. Goiânia, v.1 e 2.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons, New York.
- DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In.: Tectonic Evolution of South America. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro. p.231-263.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. An Introduction to the rock forming minerals. 2ª ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical. 696p.
- FARIA, A.; FUCK, R.A.; VELOSO, J.A.V.; HIRSON, J.R.; MARINI, O.J.; ANDRADE, G.F., FONSECA, M.R.C.B (COORD.). 1975. Projeto Piranhas – Relatório Final. Convênio DNPM/FUB. Brasília, v. 01, 143p.
- FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. Second edition, Wiley, New York. p.200-237.
- FERREIRA FILHO, C.F., KANO, S.L., FUCK, R.A., KROGH, T.E., NALDRETT, A.J. 1994. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. Precambrian Research, 68, p 241-255.
- FOSTER, M.D. 1962. Interpretation of the composition and classification of chlorites. Washington: US Depart. Of the Interior, 33p. (Geol. Surv. Prof. Paper, 414-A).
- FRAGOMENI, P.R.P. & COSTA, S.A.G. 1976. Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás-Base do Grupo Cuiabá. 29° Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos. Ouro Preto-MG.
- FRITZ, W.J. & STILLMAN, C. 1996. A subaqueous welded tuff from Ordovician of Country Waterford, Ireland. Journal of Vulcanology and Geothermal Research, 70, p 91-106.
- FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília. Anais.v.4.p.184-187.
- FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., JUNGES, S.L., MORAES, R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and Shrimp zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. III South American Symposium on Isotope Geology, v.2, p.40.
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., SILVA, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. 38° Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário Camboriú. SBG, v.1, p 215-216.

- GIFKINS, C; Herrmann, W; Large, R. 2005. Altered volcanic rocks- a guide to description and interpretation. CODES. Australia, pp, 163-176.
- GIOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 72.p. 219-245.
- GORAYEB, P.S.S. 1989 Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema – Pequiizeiro – Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). Revista Brasileira de Geociências, v.19 (1).p.51-62.
- HAMMARSTROM, J.M.; ZEN, E.A.N. 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral., v.71, p.1297-1313.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. Boletim Sociedade Brasileira de Geologia. v.19. p. 5-26.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S. ABREU, F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: O Precambriano no Brasil, Eds. de Almeida, F.F.A. e Hasui, Y., São Paulo, Ed.Edgard Blücher. p 137-204.
- HEDENQUIST, J.W. & LOWENSTERN, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, vol. 370, pp. 519-527.
- HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, A.R.; GONZALEZ-URIEN, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. SEG Reviews.vol.13, pp.245-277.
- IANHEZ, A.C., SIMÕES, M.A., LUZ, D.S. 1984. Grupos Dois Irmãos e Amarinópolis - duas novas seqüências vulcano-sedimentares no sudoeste de Goiás. 33º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 6, p. 2577-2589.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, v.8, p. 523-548.
- JUNGES, S.L. 1998. Caracterização geoquímica e isotópica da faixa oeste da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de mestrado, 111p.
- KANO, K.1990. An ash-flow tuff emplaced in shallow water, Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. Journal of Volcanology an Geothermal Research, v.40, p. 1-9.

- KUYUMIJAN, R.M. 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: Characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30 (2).p.285-288.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; WOOLLEY, A.R. 1992. The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and petrology*, v. 46, p. 1-22.
- LEAKE, B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Mag.*, v.61, p.295-321.
- LYDON, J.W., 1994. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Part 2: Genetic models. *In: Ore Deposit Models. Geoscience Canada*, vol. 3, pp. 155-176.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, v.101, p.635-643.
- MARINI, O.J., LIBERAL, C.S., REIS, L.T., TRINDADE, C.A.H., SOUZA, S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano de Estado de Goiás. 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, SBG, Boletim especial, 1, p.126-127.
- MARQUES, V.J.; GUIMARÃES, M.T.; COSTA, S.A. de. 1980. Aplicação de estudos petroquímicos à pesquisa mineral de suítes vulcanogênicas em Bom Jardim de Goiás. 31º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, SBG, v.4, p.2082-2103.
- NACHIT, H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Brest: Université de Bretagne Occidentale. Tese de Doutorado.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochem. Cosmoch. Acta*, v. 38, p. 757-775.
- OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A. 2004. The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore geology reviews*, Elsevier. v. 25, p. 285-299.
- OLIVEIRA, I.W.B. 2000. Cobre de Bom Jardim – Estado de Goiás. Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, nº 03. CPRM, Goiânia, 15p.

- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.19, p. 290-300.
- PEARCE, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v.19 (4), p. 120-125.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p.290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. 1975. The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v.24, p. 419-426.
- PENA, G.S. 1974. Geologia da área do projeto Goiânia II, sudoeste do Goiás. 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. Anais. SBG, 4, p.37-50.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1986. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis. *Revista Brasileira de Geociências*. 16, 2, p.217-223.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas d região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*. 17, 1, p.2-14.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accrecion in central Brasil. *Geology*, 24, p.104-111.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, p.375-379.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., ALVARENGA, C.J.S. 1996b. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, 80, 217-238.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., BOTELHO, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, v. 46, p. 463-483.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAÚJO, S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. Tectonic Evolution of South America 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. p 195-229.

- PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., MARINI, O.J. 1991. U-Pb zircon chronology of Precambrian tinbearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52, 321-335.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. & D'EL REY SILVA, L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre os terrenos antigos do maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. 26, 2, p.61-70.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.1985. Geocronologia das rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas. *Revista Brasileira de Geociências*. 15, 1, p.3-8.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, H.; FUCK, R.A. 1990. Idade U-Pb zircon e sphene geocronology of late Proterozoic calci-alkaline rock units from southwestern Goiás, central Brazil: A preliminary study. 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. *Resumo das Comum.*, Natal: SBG, p 39.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, v.81.
- RODRIGUES, J.B., GIOIA, S.M.L.C., PIMENTEL, M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 2, p. 207-216.
- ROSITO, J.; FIGUEIREDO, A.J.A.; PENA, G.S. 1971. Nota preliminar sobre uma nova formação pré-devoniana no sudoeste de Goiás. 25º Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumo das comunicações*, São Paulo, SBG, p. 169-170.
- SCHALLER, W.T. 1930. Adjectival ending of chemical elements used as modifiers to mineral names. *Am. Mineral.*, v.15, p.566-574.
- SEER, J.H. 1985. Geologia, deformação e mineralização de Cobre no Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás. Brasília: Universidade de Brasília. 181p. *Dissertação de Mestrado*.
- SILLITOE, R.H., 1995. The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcanic-plutonic arcs. *In*: Thompson, J. F. H. ed. *Magma, fluids and ore deposits*. Short course volume 23, p.511-525.

- SILLITOE, R.H.; Hannington, H.D.; Thompson, J.F.H. 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic geology*, v. 91, p.204-212.
- STRECKEISEN, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.* v. 107, n 2/3, p. 144-240.
- SUN, S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and process. *In: SAUNERS, A.D.; NORRY, M.J., ed. Magmatism in the Ocean Basins.* London. Geol. Soc. Special Publication. p. 313-345.
- THIÉBLEMONT, D. & CABANIS, B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8 (1), p. 23-35.
- TUCKER, M.E. 2001. Volcaniclastic sediments. *In: Sedimentary Petrology: an introduction.* 3ª edição. Blackwell Publishing.
- WHITE, J.D.L. & HOUGHTON, B.F. 2006. Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, v. 34, n° 8, p. 677-680.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.. 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- WOOD, D.A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification, and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British Tertiary Province. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11-30.

ANEXO 1  
Análises de litogeoquímica



Anexo 1a: Tabela de dados de litogeoquímica para as rochas graníticas da região de Bom Jardim de Goiás.

Amostra	BJP4a	BJP11b1	BJP11f	BJP13a	BJP14	BJP16	BJP17
SiO <sub>2</sub>	72,23	75,74	75,20	73,23	75,20	73,25	61,52
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,17	0,23	0,30	0,21	0,25	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	12,55	12,55	13,93	13,24	13,56	16,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	1,70	2,27	1,66	1,55	2,07	5,28
MnO	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,07
MgO	0,80	0,16	0,23	0,46	0,36	0,18	2,26
CaO	1,44	0,60	1,17	0,76	1,13	0,84	4,46
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,62	3,31	3,07	3,60	3,72	4,31
K <sub>2</sub> O	4,32	4,91	4,45	6,18	4,07	5,07	2,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,03	0,06	0,08	0,08	0,07	0,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
PF	0,50	0,60	0,60	0,40	0,60	1,00	1,60
total	100,02	100,11	100,08	100,09	100,07	100,05	99,73
Ba	538,8	205,7	289,7	625,9	364,6	523,9	1748,0
Be	6	3	2	2	3	8	2
Co	5,5	1,3	2,9	2,2	2,1	1,8	12,1
Cs	4,7	3,7	1,1	3,3	4,6	7	4,8
Ga	19,8	20,2	19	17,1	18,7	23,2	22,6
Hf	8,1	7,9	9,7	4,6	4,7	8,6	5,6
Nb	29,9	32,2	15	13,4	31,7	28,1	15,2
Rb	194,3	181,2	97,3	165	190,6	276,2	85,6
Sn	4	4	0	1	2	3	3
Sr	125,9	33	57,2	152,5	154,5	75,6	1001,2
Ta	3	2,1	0,9	0,9	3,5	2,2	0,9
Th	23,6	17,4	13,3	23,7	23,5	39,3	9,4
Sc	7,00	4,00	2,00	4,00	3,00	3,00	9,00
U	9,5	4,6	2	2	5,4	7,6	1,2
V	31	6	13	15	12	8	86
W	1,1	1,5	0,8	0,5	0,7	1,3	1,2
Zr	245,3	204,6	296,5	185,1	153,1	272,8	225,8
Y	99,7	54	28,5	22,3	21,4	58,9	17,1
La	78,2	48,6	90,6	105,3	40,1	112,6	62,1
Ce	127,5	110,2	187,4	208	81,2	217,8	119,7
Pr	16,73	12,01	18,47	19,91	7,93	22,74	12,47
Nd	61	44,2	62,7	62,1	25,4	73,9	44,8
Sm	11,7	9,2	9,4	8,2	5,1	13	7,3
Eu	1,08	0,33	0,46	1,36	0,72	1,26	1,92
Gd	12	8,76	6,61	5,06	3,7	10,09	5,12
Tb	2,01	1,48	0,99	0,7	0,69	1,66	0,62
Dy	12,31	9,73	5,3	3,77	3,78	9,19	3,7
Ho	2,56	1,91	0,95	0,71	0,64	1,85	0,57
Er	8,21	5,46	2,8	2,01	1,94	5,47	1,49
Tm	1,21	0,83	0,44	0,33	0,32	0,84	0,23
Yb	7,56	5,02	2,7	1,78	1,89	5,7	1,48
Lu	1,2	0,77	0,4	0,27	0,32	0,82	0,21
Mo	0,6	2,4	1,3	0,4	1,6	2,8	0,7
Cu	2,1	1	9,2	2,1	0,9	1,5	2,2
Pb	21	30,5	16,3	37,2	28,7	57,2	9,2
Zn	34	30	20	16	23	34	57
Ni	3,4	0,7	2,3	2	1,2	0,6	7,6

As	0,5	2,1	1,1	0,5	0,5	0,5	0,5
Cd	0,1	0	0,1	0	0	0	0
Sb	0,1	0,1	0	0,1	0	0	0,1
Bi	0,1	0	0	0,1	0,1	0,1	0
Ag	0	0	0	0	0	0	0
Au (ppb)	0,5	0,5	1,6	0,5	1	1,1	0,5
Hg	0	0	0	0	0	0	0
Tl	0,3	0,1	0,1	0	0,2	0,3	0,3
Se	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

Anexo 1b: Tabela de dados das análises químicas dos basaltos da região de Bom Jardim de Goiás.

Amostra	BJ34 143,95m	BJ34 143,95bm	BJP11b2	BJP13e
SiO <sub>2</sub>	51,48	51,63	45,54	47,39
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,78	2,12	17,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	13,94	14,36	18,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,60	19,64	16,34	2,15
MnO	0,29	0,29	0,19	2,84
MgO	4,77	4,77	8,45	4,10
CaO	1,47	1,47	11,34	1,51
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,08	0,99	3,37
K <sub>2</sub> O	1,53	1,52	0,10	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,18	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,007	0,007	0,027	0,004
PF	5,80	5,60	0,30	2,30
Total	100,04	99,91	99,96	99,76
Ba	75,3	80,1	21,4	337,0
Be	2	2	0	3
Co	45,7	44,4	55,2	29,7
Cs	2,1	2,3	0,5	3,7
Ga	20	19,3	16,9	23,7
Hf	3,9	3,7	3,7	5,2
Nb	4,3	4,5	8,1	28,5
Rb	51,1	51,3	2,6	44,6
Sn	0	0	1	2
Sr	17,4	16,4	40,2	508,6
Ta	0,3	0,3	0,6	1,8
Th	3	2,9	1	2
Sc	16,00	16,00	41,00	21,00
U	0,9	0,9	0,3	0,6
V	102	100	458	218
W	0,8	0,9	0,4	2,8
Zr	139,5	137,4	123,8	218,8
Y	18,5	18,6	28,9	29,5
La	12,4	12,6	9,4	35,4
Ce	29,2	29,4	25,4	84,2
Pr	3,55	3,7	3,72	10,69
Nd	15,4	15,5	18,1	45
Sm	3,6	3,7	5,4	9,4
Eu	1,1	1,14	1,77	2,5
Gd	3,57	3,53	6,05	7,73
Tb	0,52	0,52	0,96	1,06
Dy	3,42	3,12	5,68	5,74
Ho	0,68	0,69	1,05	1,06
Er	2,01	2,04	2,97	2,76
Tm	0,3	0,35	0,42	0,38
Yb	2,12	2,26	2,24	2,3
Lu	0,35	0,35	0,38	0,32
Mo	0,6	0,6	0,6	0,9
Cu	12,4	12,1	220,4	8,9
Pb	2,6	3,1	19,1	12,1
Zn	53	48	13	104
Ni	65,1	59,8	16,3	27,8
As	18,8	17,2	0,5	1,4

Cd	0	0	0	0,1
Sb	0,2	0,2	0	0,2
Bi	1,5	1,4	0	0
Ag	0,2	0,2	0	0
Au (ppb)	4,6	4,4	3,6	0,5
Hg	0	0	0	0
Tl	0	0	0	0
Se	0,5	0,5	0,5	0,5

Anexo 1c: Tabela de dados das análises químicas das rochas vulcânicas do Depósito Bom Jardim de Goiás.

Amostra	BJ22 20,00m	BJ22 39,06m	BJ22 42,19m	BJ22 201,45m	BJ34 70,10m	BJ34 73,80m	BJ34 74,35m	BJ34 218,36m	BJ34 278,74m	BJ35 19,06m	BJ35 22,60m	BJ35 110,31m	BJ35 130,55m	BJP6b	BJP7b	BJP8a
SiO <sub>2</sub>	63,42	59,12	66,60	70,11	56,34	61,08	64,41	64,34	65,90	63,56	57,06	62,64	67,16	64,85	58,37	63,94
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,80	0,55	0,86	0,74	0,93	0,88	0,85	0,68	0,84	1,05	0,91	0,90	0,61	0,90	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,36	17,04	15,89	14,27	13,61	17,88	15,51	15,62	15,16	16,35	18,20	15,31	14,66	16,64	17,57	16,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,88	6,52	4,10	4,62	8,34	5,54	5,48	5,79	5,15	3,13	7,65	5,32	6,18	4,36	6,20	6,69
MnO	0,14	0,13	0,07	0,06	0,09	0,02	0,02	0,03	0,05	0,10	0,05	0,08	0,10	0,09	0,10	0,16
MgO	2,24	3,71	1,88	1,38	5,51	2,71	2,91	2,44	2,62	0,78	3,27	2,23	2,08	1,97	3,15	3,03
CaO	1,58	3,69	3,26	1,77	6,39	1,92	1,65	2,01	2,23	3,87	2,72	2,89	1,61	2,76	5,55	2,13
Na <sub>2</sub> O	2,29	5,35	5,05	2,42	5,94	6,62	5,70	5,63	3,02	4,43	5,30	5,78	2,14	4,35	4,54	3,24
K <sub>2</sub> O	4,18	1,92	1,58	2,60	0,31	1,92	1,79	1,86	3,63	2,46	2,74	0,77	3,09	3,27	1,55	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,21	0,14	0,14	0,16	0,16	0,19	0,22	0,19	0,20	0,30	0,23	0,18	0,33	0,25	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,005	0,012	0,004	0,018	0,006	0,006	0,007	0,009	0,011	0,010	0,006	0,013	0,013	0,005	0,011	0,006
PF	1,90	1,30	0,80	1,60	2,30	1,20	1,30	1,20	1,30	4,30	1,50	3,70	1,90	0,70	1,70	0,90
Total	100,02	99,82	99,93	99,85	99,74	99,99	99,86	100,01	99,94	100,03	99,86	99,88	100,01	99,94	99,90	99,96
Ba	674,1	424,5	660,1	785,0	61,9	361,9	220,5	336,5	1164,9	176,1	485,2	127,4	480,8	912,7	488,3	597,9
Be	2	1	2	1	1	1	1	1	2	1	2	2	2	1	1	2
Co	13,5	15,7	9,1	10,1	40,8	14,5	32,7	12,1	13	17,1	16,8	12,8	16,7	9	14,7	19,9
Cs	5	3,2	1,9	4,3	0,3	5,7	4,6	2,4	4,5	3,1	10,1	1,1	4,8	1,9	2	3,5
Ga	21	19,4	18,7	15,9	21,2	20,1	21,5	16,8	17,5	15	23,9	16	17,8	17,8	20,4	20,7
Hf	5,3	5,9	6,6	5,1	3	4,2	4,6	4,2	4,8	4,2	5,2	4,2	6,8	4,8	5,3	5,3
Nb	5,6	10	12,2	11,3	3,2	4,6	7,4	4,3	7,4	4,7	6,4	4,7	13	5,4	5,3	7
Rb	94,9	55	42	82,8	11,6	68,3	65,7	46	88	87,4	99,9	25,7	87,8	71,7	35,8	58,8
Sn	1	1	2	2	3	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0
Sr	164,1	421,5	367	118,7	137,8	309,8	190	274	199,5	52,6	280,3	110,9	121,4	292,2	895,9	236,9
Ta	0,4	0,8	0,9	0,8	0,2	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,5	0,4	1	0,4	0,4	0,4
Th	3,1	8,8	8,5	6,8	1,2	3,3	5,5	3,5	5,2	3,2	4,7	3,2	8,6	4	3,9	5,1
U	0,8	2,2	2,4	1,8	0,7	0,9	22,00	1	1,3	1	1	1,2	1,8	1,1	1,3	1,2
Sc	18,0	14,0	12,0	15,0	25,0	19,0	1,1	17,0	15,0	16,0	23,0	19,0	15,0	13,0	19,0	19,0
V	102	126	66	90	174	136	115	125	86	98	134	146	99	71	129	99
W	1,2	2,7	0,7	1,4	0,5	0,6	1,1	0,6	1	1,8	0,6	1,6	1,2	0,8	0,6	0,8
Zr	185,6	210	215,3	191,3	111,1	147,8	169,1	142,9	174,3	153,3	194,7	160,7	236	160,1	183,5	181,3



ANEXO 2  
Análises Químicas mineral





Anexo2b: Resultados análises de microsonda eletrônica de biotita dos tufos do Depósito Bom Jardim de Goiás.

	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0
SiO <sub>2</sub>	36,73	32,53	34,08	35,31	35,76	34,92	35,69	35,09	35,54	35,31	36,12	36,73	36,08
TiO <sub>2</sub>	1,64	1,45	1,17	1,08	1,32	1,87	1,94	1,93	1,91	1,90	1,81	2,02	2,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,13	16,32	16,58	17,91	17,59	17,90	18,16	17,76	18,28	18,27	19,07	17,79	17,87
FeO	20,07	19,94	21,41	21,07	19,16	21,57	20,34	20,55	20,00	19,66	20,13	19,62	19,95
MnO	0,05	0,12	0,10	0,09	0,11	0,42	0,38	0,35	0,43	0,35	0,41	0,37	0,37
MgO	10,82	9,72	10,72	11,22	10,80	9,93	9,42	9,50	9,73	9,28	8,97	10,59	9,99
BaO		0,17	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05				
CaO	0,03	0,04	0,07	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,14	0,19	0,03	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,01	0,00	0,08	0,00	0,08	0,09	0,08	0,00	0,22	0,46	0,02	0,04
K <sub>2</sub> O	9,28	8,39	8,54	8,60	9,39	8,41	10,08	9,37	9,73	9,71	9,40	9,51	9,76
Cl	0,15	0,32	0,30	0,19	0,14	0,11	0,12	0,12	0,14	0,08	0,11	0,11	0,11
Total	97,00	89,01	93,03	95,57	94,27	95,23	96,24	94,77	95,80	94,91	96,67	96,79	96,30
-O=Cl	0,03	0,07	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Total	96,96	88,94	92,96	95,52	94,24	95,21	96,21	94,74	95,77	94,89	96,64	96,76	96,28
	Fórmula na base de 22 oxigênios												
Si	5,49	5,38	5,39	5,39	5,50	5,37	5,44	5,42	5,42	5,43	5,44	5,51	5,47
Ti	0,18	0,18	0,14	0,12	0,15	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,20	0,23	0,24
Al	3,20	3,18	3,09	3,22	3,19	3,24	3,26	3,24	3,29	3,31	3,39	3,15	3,19
Fe	2,51	2,76	2,83	2,69	2,47	2,77	2,59	2,66	2,55	2,53	2,54	2,46	2,53
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	2,41	2,40	2,53	2,55	2,48	2,28	2,14	2,19	2,21	2,13	2,02	2,37	2,26
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
K	1,77	1,77	1,73	1,68	1,84	1,65	1,96	1,85	1,89	1,91	1,81	1,82	1,89

	BJ22-20,0	BJ22-20,0	BJ22-20,0
SiO <sub>2</sub>	36,15	35,53	35,74
TiO <sub>2</sub>	1,94	2,00	2,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,57	17,93	17,98
FeO	19,54	19,67	19,41
MnO	0,37	0,34	0,40
MgO	9,67	10,06	9,48
BaO			
CaO	0,06	0,03	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,08	0,12
K <sub>2</sub> O	9,91	9,35	9,71
Cl	0,09	0,12	0,11
Total	95,36	95,12	95,09
-O=Cl	0,02	0,03	0,02
Total	95,34	95,10	95,07
Si	5,53	5,44	5,48
Ti	0,22	0,23	0,24
Al	3,17	3,24	3,25
Fe	2,50	2,52	2,49
Mn	0,05	0,04	0,05
Mg	2,20	2,30	2,16
Ba	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,00
Na	0,00	0,01	0,01
K	1,93	1,83	1,90















Anexo2e: Resultados análises de microsonda eletrônica de anfibólio do Granito Serra Negra.

	BJP4B	BJP4B	BJP4B	BJP4B	BJP4B	BJP4B	BJP11B1	BJP11B1	BJP11B1	BJP11B1	BJP11B1	BJP11B1	BJP11B1
SiO <sub>2</sub>	41,93	44,33	44,41	42,37	44,01	43,17	49,81	50,74	50,64	51,03	49,92	50,06	45,01
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,57	1,7	1,59	1,65	1,77	0,71	0,06	0,62	0,48	0,65	0,7	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,9	6,51	6,89	6,12	6,55	6,64	6,06	24,51	5,91	5,15	5,82	5,97	4,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,1	0,04	0,14	0,18	0,03	0,06	0
FeO	21,7	20,23	20,64	20,64	21,57	22,17	16,26	4,7	16,35	17,35	16,58	16,04	19,18
MnO	0,64	0,69	0,62	0,76	0,81	0,83	0,19	0,08	0,21	0,18	0,18	0,24	0,23
MgO	7,38	8,65	8,66	7,51	7,67	7,4	13,09	3,37	13,42	13,77	13,13	13,56	12,21
CaO	12,19	10,57	10,59	10,68	10,6	10,67	11,16	13,32	10,58	9,3	10,4	11,12	7,09
Na <sub>2</sub> O	1,12	1,82	1,42	1,48	1,55	1,62	0,54	3,01	0,53	0,46	0,39	0,51	0,34
K <sub>2</sub> O	0,88	0,79	0,89	0,91	0,88	0,91	0,14	0,05	0,12	0,11	0,12	0,15	0,13
Total	92,81	95,17	95,83	92,06	95,29	95,18	98,05	99,87	98,52	98,02	97,2	98,4	89,45
	Fórmula na base de 23 oxigênios												
Si	6,87	6,96	6,92	6,94	6,95	6,87	7,28	6,82	7,34	7,44	7,35	7,28	7,31
Ti	0,13	0,19	0,2	0,2	0,2	0,21	0,08	0,01	0,07	0,05	0,07	0,08	0,05
Al	1,14	1,2	1,27	1,18	1,22	1,24	1,04	3,88	1,01	0,89	1,01	1,02	0,93
Cr	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,02	0,02	0	0,01	0
Fe	2,98	2,66	2,69	2,83	2,85	2,95	1,99	0,53	1,98	2,12	2,04	1,95	2,6
Mn	0,09	0,09	0,08	0,11	0,11	0,11	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	1,8	2,03	2,01	1,83	1,81	1,76	2,85	0,67	2,9	2,99	2,88	2,94	2,95
Ca	2,14	1,78	1,77	1,87	1,79	1,82	1,75	1,92	1,64	1,45	1,64	1,73	1,23
Na	0,36	0,55	0,43	0,47	0,48	0,5	0,15	0,79	0,15	0,13	0,11	0,15	0,11
K	0,18	0,16	0,18	0,19	0,18	0,19	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03

Anexo2f: Resultados análises de microsonda eletrônica de anfibólio dos tufos do Depósito Bom Jardim de Goiás.

	BJ22-42,0	BJ22-42,0	BJ22-42,0	BJ22-42,0	BJ22-42,0	BJ22-42,0	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,0	BJ22-42,0
SiO <sub>2</sub>	49,05	49,34	38,07	38,07	37,73	38,07	49,004	47,545	48,37	49,3
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,23	0,05	0,06	0,01	0,02	0,335	0,323	0,42	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,84	4,64	23,46	23,16	23,18	24,31	5,634	7,003	6,59	6,6
FeO	16,76	16,6	11,95	12,82	12,34	11,23	16,829	17,111	18,43	17,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,04	0,05	0,03	0	na	na	0	0
MnO	0,56	0,61	0,33	0,15	0,15	0,15	0,525	0,584	0,59	0,61
MgO	11,63	11,14	0,06	0	0	0	11,596	11,418	10,02	10,94
CaO	12,27	12,24	23,4	23,66	23,21	23,51	11,868	11,995	11,93	11,94
Na <sub>2</sub> O	0,6	0,23	0,05	0	0,03	0	0,742	0,851	0,43	0,51
K <sub>2</sub> O	0,25	0,25	0	0	0,01	0,02	0,290	0,278	0,26	0,15
Cl	na	na	na	na	na	na	0,087	0,050	na	na
Total	97,26	95,29	97,42	97,96	96,68	97,3	96,988	97,174	97,03	97,85
		Fórmula na base de 23 oxigênios								
Si	6,99	7,17	5,48	5,47	5,48	5,45	7,32	7,12	6,96	6,98
Ti	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04
Al	0,98	0,79	3,98	3,92	3,97	4,10	0,99	1,24	1,12	1,10
Fe	2,00	2,02	1,44	1,54	1,50	1,35	2,10	2,14	2,22	2,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,07	0,08	0,04	0,02	0,02	0,02	0,07	0,07	0,07	0,07
Mg	2,47	2,41	0,01	0,00	0,00	0,00	2,58	2,55	2,15	2,31
Ca	1,87	1,90	3,61	3,64	3,61	3,61	1,90	1,92	1,84	1,81
Na	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,03	0,03
K	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,05	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado

	BJ22-42,0	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	
SiO <sub>2</sub>	48,19	50,459	49,769	50,027	49,422	49,829	47,816	49,422	49,829	47,816	
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,290	0,257	0,093	0,214	0,228	0,251	0,214	0,228	0,251	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,7	4,595	4,738	3,842	5,313	6,039	6,875	5,313	6,039	6,875	
FeO	17,6	15,914	16,469	15,293	16,913	14,522	17,995	16,913	14,522	17,995	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	na	na	na	na	na	na	0,000	0,000	0,000	
MnO	0,53	0,590	0,593	0,462	0,486	0,464	0,471	0,486	0,464	0,471	
MgO	10,77	12,464	12,210	13,259	12,441	10,807	11,162	12,441	10,807	11,162	
CaO	12,22	12,054	12,037	12,075	12,071	10,629	11,866	12,071	10,629	11,866	
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,521	0,531	0,370	0,572	0,440	0,753	0,572	0,440	0,753	
K <sub>2</sub> O	0,27	0,232	0,214	0,217	0,230	1,542	0,331	0,230	1,542	0,331	
Cl	na	0,048	0,051	0,085	0,044	0,042	0,072	0,044	0,042	0,072	
Total	97,21	97,305	96,954	95,755	97,711	94,655	97,615	97,711	94,655	97,615	
				Fórmula na base de 23 oxigênios							
Si	6,91	7,46	7,42	7,50	7,32	7,53	7,14	7,32	7,53	7,14	
Ti	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	
Al	1,13	0,80	0,83	0,68	0,93	1,08	1,21	0,93	1,08	1,21	
Fe	2,11	1,97	2,05	1,92	2,09	1,84	2,25	2,09	1,84	2,25	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	
Mg	2,30	2,75	2,71	2,96	2,75	2,44	2,49	2,75	2,44	2,49	
Ca	1,88	1,91	1,92	1,94	1,92	1,72	1,90	1,92	1,72	1,90	
Na	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	
K	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,30	0,06	0,04	0,30	0,06	
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

na=elemento não analisado

	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,00	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19
SiO <sub>2</sub>	49,616	49,646	49,004	47,545	50,459	49,769	50,027	44,351	47,635	47,331
TiO <sub>2</sub>	0,310	0,204	0,335	0,323	0,290	0,257	0,093	0,091	0,044	0,405
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,208	5,155	5,634	7,003	4,595	4,738	3,842	8,669	6,865	7,004
FeO	16,932	16,309	16,829	17,111	15,914	16,469	15,293	19,309	16,707	18,486
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,000	na	na	na	na	0,000	na	na	na
MnO	0,434	0,546	0,525	0,584	0,590	0,593	0,462	0,590	0,526	0,573
MgO	12,102	12,450	11,596	11,418	12,464	12,210	13,259	10,343	11,843	11,735
CaO	11,955	12,016	11,868	11,995	12,054	12,037	12,075	11,863	11,880	11,966
Na <sub>2</sub> O	0,578	0,608	0,742	0,851	0,521	0,531	0,370	1,187	0,977	1,014
K <sub>2</sub> O	0,233	0,192	0,290	0,278	0,232	0,214	0,217	0,787	0,479	0,649
Cl	0,049	0,052	0,087	0,050	0,048	0,051	0,085	0,102	0,092	0,076
Total	97,500	97,198	96,988	97,174	97,305	96,954	95,755	97,366	97,027	99,335
		Fórmula na base de 23 oxigênios								
Si	7,36	7,37	7,32	7,12	7,46	7,42	7,50	6,77	7,13	7,01
Ti	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,05
Al	0,91	0,90	0,99	1,24	0,80	0,83	0,68	1,56	1,21	1,22
Fe	2,10	2,02	2,10	2,14	1,97	2,05	1,92	2,46	2,09	2,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07
Mg	2,68	2,75	2,58	2,55	2,75	2,71	2,96	2,35	2,64	2,59
Ca	1,90	1,91	1,90	1,92	1,91	1,92	1,94	1,94	1,91	1,90
Na	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,09	0,07	0,07
K	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,15	0,09	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado

	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19
SiO <sub>2</sub>	43,696	45,286	46,352	46,728	48,170	47,930	48,247	47,376	44,736	44,795
TiO <sub>2</sub>	0,230	0,277	0,165	0,281	0,385	0,278	0,426	0,275	0,101	0,124
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,246	8,549	7,109	6,676	6,055	5,921	5,676	6,644	8,855	8,623
FeO	19,441	18,568	18,056	17,375	17,303	16,869	16,139	17,016	19,558	19,343
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
MnO	0,616	0,576	0,552	0,610	0,688	0,585	0,563	0,516	0,544	0,653
MgO	9,912	10,619	11,473	11,818	11,968	12,268	12,465	12,288	10,431	10,163
CaO	11,953	11,870	11,907	11,793	11,598	11,726	12,006	11,904	11,732	11,825
Na <sub>2</sub> O	1,346	1,094	1,101	0,883	0,913	0,803	0,684	0,871	1,146	10,510
K <sub>2</sub> O	0,865	0,714	0,546	0,489	0,343	0,417	0,431	0,475	0,780	0,746
Cl	0,126	0,131	0,056	0,062	0,063	0,060	0,089	0,062	0,110	0,204
Total	97,431	97,721	97,350	96,731	97,610	96,843	96,769	97,500	98,083	97,481
		Fórmula na base de 23 oxigênios								
Si	6,68	6,84	6,99	7,06	7,19	7,19	7,22	7,08	6,77	6,42
Ti	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01
Al	1,67	1,52	1,26	1,19	1,07	1,05	1,00	1,17	1,58	1,46
Fe	2,49	2,35	2,28	2,20	2,16	2,12	2,02	2,13	2,48	2,32
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,08	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08
Mg	2,26	2,39	2,58	2,66	2,66	2,74	2,78	2,74	2,35	2,17
Ca	1,96	1,92	1,93	1,91	1,85	1,89	1,93	1,91	1,90	1,82
Na	0,10	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,08	0,73
K	0,17	0,14	0,11	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09	0,15	0,14
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado

	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-42,19	BJ22-139,06	BJ22-139,06	BJ22-139,06	BJ22-139,06
SiO <sub>2</sub>	44,457	45,806	44,736	44,795	44,457	45,806	50,33	48,07	47,64	49,73
TiO <sub>2</sub>	0,085	0,139	0,101	0,124	0,085	0,139	0,29	1,39	0,47	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,050	7,822	8,855	8,623	9,050	7,822	5,57	8,82	7,91	6,56
FeO	19,534	18,365	19,558	19,343	19,534	18,365	14,42	8,26	16,09	14,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	na	na	na	0,08	0,08	0,1	0,05
MnO	0,571	0,521	0,544	0,653	0,571	0,521	0,73	0,16	0,59	0,54
MgO	10,042	10,813	10,431	10,163	10,042	10,813	13,03	16,63	11,45	13,14
CaO	11,817	11,964	11,732	11,825	11,817	11,964	11,99	11,35	11,89	12,02
Na <sub>2</sub> O	1,070	1,085	1,146	10,510	1,070	1,085	0,38	1,57	1,08	0,4
K <sub>2</sub> O	0,802	0,643	0,780	0,746	0,802	0,643	0,3	0,47	0,25	0,2
Cl	0,185	0,100	0,110	0,204	0,185	0,100	na	na	na	na
Total	97,737	97,306	98,083	97,481	97,737	97,306	97,11	96,79	97,49	97,73
		Fórmula na base de 23 oxigênios								
Si	6,76	6,93	6,77	6,42	6,76	6,93	7,09	6,63	6,77	6,97
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,14	0,05	0,03
Al	1,62	1,40	1,58	1,46	1,62	1,40	0,93	1,43	1,33	1,08
Fe	2,48	2,32	2,48	2,32	2,48	2,32	1,70	0,95	1,91	1,74
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,09	0,02	0,07	0,06
Mg	2,28	2,44	2,35	2,17	2,28	2,44	2,73	3,42	2,43	2,74
Ca	1,93	1,94	1,90	1,82	1,93	1,94	1,81	1,68	1,81	1,80
Na	0,08	0,08	0,08	0,73	0,08	0,08	0,03	0,10	0,07	0,03
K	0,16	0,12	0,15	0,14	0,16	0,12	0,05	0,08	0,05	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado



	BJ34-70,10	BJ34-70,10	BJ34-70,10	BJ34-72,00	BJ34-72,00	BJ34-72,00	BJ34-72,00	BJ34-72,00	BJ34-72,00	BJ34-72,00
SiO <sub>2</sub>	56,887	53,146	54,660	50,912	50,094	47,852	48,933	46,161	48,880	47,840
TiO <sub>2</sub>	0,347	0,152	0,126	0,066	0,085	0,123	0,078	0,284	0,112	0,115
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,458	3,373	2,310	4,333	5,475	7,146	5,727	9,267	5,985	7,043
FeO	7,702	12,559	10,625	19,864	18,955	19,572	20,047	20,260	19,456	20,022
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
MnO	0,061	0,249	0,179	1,301	1,359	1,527	1,477	1,141	1,385	1,456
MgO	16,448	15,606	16,999	9,980	9,915	9,286	8,837	8,307	9,423	9,114
CaO	11,082	11,790	11,499	11,439	11,202	10,922	10,898	11,237	11,090	10,898
Na <sub>2</sub> O	0,619	0,615	0,766	0,359	0,458	0,609	0,550	0,877	0,451	0,531
K <sub>2</sub> O	0,042	0,073	0,051	0,086	0,081	0,068	0,091	0,235	0,061	0,105
Cl	0,003	0,052	0,016	0,037	0,022	0,020	0,042	0,076	0,044	0,036
Total	96,774	97,655	97,290	98,423	97,648	97,120	96,681	97,828	96,877	97,191
		Fórmula na base de 23 oxigênios								
Si	7,98	7,65	7,80	7,56	7,47	7,22	7,42	6,96	7,38	7,23
Ti	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Al	0,57	0,57	0,39	0,76	0,96	1,27	1,02	1,65	1,06	1,25
Fe	0,90	1,51	1,27	2,47	2,36	2,47	2,54	2,55	2,46	2,53
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,03	0,02	0,16	0,17	0,20	0,19	0,15	0,18	0,19
Mg	3,44	3,35	3,62	2,21	2,20	2,09	2,00	1,87	2,12	2,05
Ca	1,67	1,82	1,76	1,82	1,79	1,77	1,77	1,82	1,79	1,77
Na	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado



	BJ34-72,00	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36	BJ34-218,36
SiO <sub>2</sub>	52,102	44,54	50,46	41,16	48,98	47,83	45,32	52,59	57,06
TiO <sub>2</sub>	0,114	0,44	0,25	0,54	0,32	0,14	0,28	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,807	8,5	4,98	13,41	6,03	7,18	7,99	2,68	2,97
FeO	16,269	21,39	19,36	22,54	19,32	19,9	19,05	17,76	16,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	na	0,01	0	0,04	0,03	0	0,01	0,03	0,03
MnO	0,564	0,3	0,49	0,39	0,39	0,44	0,27	0,35	0,36
MgO	10,520	8,09	10,28	5,83	10,1	9,56	9,53	11,82	10,56
CaO	10,380	11,26	11,97	12,03	11,89	11,63	10,35	12,19	11,04
Na <sub>2</sub> O	0,952	0,61	0,4	1,1	0,35	0,69	0,09	0,15	0,17
K <sub>2</sub> O	0,197	0,21	0,11	0,52	0,09	0,09	0,25	0,06	0,09
Cl	0,059	na	na	na	na	na	na	na	na
Total	98,042	95,34	98,29	97,55	97,48	97,47	93,14	97,64	98,89
		Fórmula na base de 23 oxigênios							
Si	7,57	6,64	7,16	6,09	7,02	6,89	6,80	7,43	7,79
Ti	0,01	0,05	0,03	0,06	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00
Al	1,16	1,49	0,83	2,34	1,02	1,22	1,41	0,45	0,48
Fe	1,98	2,67	2,30	2,79	2,32	2,40	2,39	2,10	1,89
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04
Mg	2,28	1,80	2,17	1,29	2,16	2,05	2,13	2,49	2,15
Ca	1,61	1,80	1,82	1,91	1,83	1,79	1,66	1,84	1,61
Na	0,07	0,04	0,03	0,08	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01
K	0,04	0,04	0,02	0,10	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

na=elemento não analisado

Anexo2g: Resultados análises de microsonda eletrônica de pirita dos tufos do Depósito Bom Jardim de Goiás.

	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-114,36	BJ35-114,36	BJ35-114,36
Fe	46,18	44,43	44,79	44,17	44,35	45,50	46,92	47,55	47,38	47,15	47,96	
S	54,02	52,78	52,25	52,38	53,35	53,06	51,08	52,19	52,60	51,80	52,06	
As	0,05	0,00	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Cu	0,08	0,00	0,09	0,05	0,00	0,07	0,00	0,03	0,09	0,00	0,05	
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
Ag	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,05	
Ni	0,14	0,10	0,00	0,18	1,10	0,16	0,00	0,05	0,15	0,05	0,01	
Co	0,39	0,15	0,07	0,00	0,00	0,01	0,21	0,07	0,00	0,02	0,01	
Mn	0,19	0,05	0,00	0,02	0,00	0,10	0,00	0,05	0,03	0,20	0,00	
Total	101,09	97,57	97,36	96,85	98,80	98,93	98,21	99,99	100,29	99,27	100,14	

	BJ35-114,36	BJ35-114,36	BJ35-114,36	BJ35-110,31	BJ35-110,31	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34
Fe	46,24	46,01	45,86	47,81	47,88	44,200	44,102	45,027	44,675	46,181	43,519
S	51,81	51,98	51,80	52,35	52,41	53,356	53,000	53,023	52,929	53,561	52,325
As	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,034	0,012	0,000	0,019	0,029	0,052
Cu	0,03	0,00	0,08	0,00	0,12	0,038	0,035	0,050	0,000	0,008	0,011
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ag	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	na	na	na	na	na	na
Zn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,06	0,13	0,12	0,03	0,29	0,000	0,052	0,012	0,000	0,071	0,028
Co	0,52	0,68	0,85	0,03	0,03	1,917	1,906	1,598	1,392	0,830	2,282
Mn	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015
Total	98,71	98,88	98,71	100,23	100,77	99,550	99,112	99,714	99,015	100,680	98,232

na=elemento não analisado

	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b
Fe	44,84	43,96	46,56	46,54	46,33	46,14	46,61	46,45	45,85	45,77
S	51,84	52,55	51,96	52,15	53,03	52,47	51,86	52,63	52,17	52,31
As	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ag	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,003
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Ni	0,00	0,04	0,07	0,00	0,01	0,10	0,12	0,11	0,01	0,00
Co	1,83	2,25	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,37
Mn	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	98,57	98,87	98,70	98,74	99,37	98,75	98,60	99,24	98,08	98,46

	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ35-219,34b	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46
Fe	46,15	46,23	46,87	46,05	45,36	45,38	46,32	47,23	48,56	45,87
S	52,60	52,68	52,72	52,15	53,62	52,58	53,76	51,53	51,67	52,66
As	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cu	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ag	0,009	0,000	0,021	0,023	0,000	0,000	0,016	0,000	0,038	0,001
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00
Ni	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,15	0,00	0,04	0,02
Co	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,29	0,00	0,17	0,21	0,55
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Total	98,81	98,94	99,64	98,40	99,00	98,33	100,30	99,01	100,58	99,09

na=elemento não analisado

	BJ35-219,34b	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ39-49,19
Fe	46,18	46,76	47,16	46,96	45,14	46,44	46,61	46,90	46,14	46,78	47,24
S	52,96	51,85	52,50	51,63	52,02	52,10	51,86	51,40	52,62	52,44	51,67
As	0,01	0,00	0,00	0,03	0,09	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Cu	0,00	0,05	0,02	0,09	0,00	0,04	0,08	0,03	0,07	0,00	0,14
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ag	0,010	0,012	0,002	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
Ni	0,06	0,04	0,00	0,00	0,03	0,28	0,09	0,13	0,19	0,05	0,06
Co	0,03	0,30	0,27	0,08	2,13	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02
Total	99,25	99,02	99,98	98,81	99,41	98,88	98,67	98,97	99,09	99,34	99,18

	BJ39-49,46	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19
Fe	46,20	46,81	47,05	46,59	47,26	43,90	46,20	47,03	47,72	47,85	47,55
S	52,37	51,76	52,05	52,28	51,12	52,47	52,48	52,37	51,05	52,32	50,82
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Cu	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,08	0,06	0,08	0,07	0,02	0,03
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ag	0,022	0,000	0,009	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Ni	0,02	0,12	0,06	0,00	0,16	0,00	0,00	0,23	0,06	0,06	0,02
Co	0,17	0,02	0,00	0,04	0,06	2,74	1,05	0,17	0,14	0,05	0,00
Mn	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Total	98,81	98,75	99,22	98,97	98,63	99,25	99,80	99,91	99,06	100,30	98,43

na=elemento não analisado

	BJ35-219,34B	BJ35-219,34B	BJ35-219,34B	BJ35-219,34B	BJ35-219,34B	BJ39-39,64	BJ39-39,64	BJ39-39,64	BJ39-39,64	BJ11-168,43	BJ11-168,43
Fe	46,37	46,81	46,45	46,50	46,67	46,88	46,59	47,00	47,17	46,37	46,49
S	53,98	53,63	53,84	52,96	53,90	54,22	54,27	54,60	53,38	53,86	53,44
As	0,11	0,00	0,02	0,11	0,11	0,00	0,00	0,07	0,01	0,06	0,00
Cu	0,14	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,05
Au	0,00	0,80	0,42	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,18	0,00
Ag	0,04	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ni	0,04	0,11	0,14	0,15	0,24	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
Co	0,14	0,15	0,37	0,28	0,15	0,26	0,67	0,00	0,04	0,00	0,07
Mn	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03
Total	100,82	101,57	101,26	100,73	101,16	101,42	101,60	101,79	100,79	100,55	100,09

	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34
Fe	46,18	45,30	44,46	45,35	44,83	44,53	45,58	46,34	46,17	46,69	46,88
S	53,68	53,41	53,65	53,56	52,53	53,20	53,95	54,09	54,18	53,98	54,13
As	0,10	0,02	0,14	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,09	0,05	0,04
Cu	0,05	0,02	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,13	0,07	0,17	0,15
Au	0,00	0,04	0,38	0,24	0,08	0,00	0,44	0,70	0,74	0,00	0,25
Ag	0,05	0,05	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	0,04	0,00	0,04	0,04
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,03	0,03	0,60	0,09	0,05	0,00	0,02	0,07	0,06	0,03	0,12
Co	0,71	1,63	2,16	0,79	0,77	1,69	0,13	1,35	1,32	0,00	0,00
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01

na=elemento não analisado

	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ11-168,43	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20
Fe	46,32	44,71	46,17	46,92	47,02	47,10	46,37	46,78	45,87	46,82	44,00
S	53,66	53,72	53,70	53,83	53,98	54,16	53,84	53,30	53,67	53,87	53,60
As	0,00	0,10	0,02	0,03	0,09	0,04	0,06	0,04	0,00	0,07	0,09
Cu	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06	0,08	0,10
Au*	0,16	0,16	0,06	0,00	0,90	0,16	0,00	0,00	0,39	1,04	0,08
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Ni	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,05
Co	0,00	1,87	0,02	0,02	0,05	0,12	0,51	0,13	0,00	0,05	2,74
Mn	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,01	0,02	0,02
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04
Total	100,19	100,59	100,10	100,81	102,12	101,64	100,80	100,36	100,12	101,97	100,72

	BJ35-219,34	BJ35-219,34B	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19
Fe	44,61	46,54	46,15	46,39	46,89	47,06	29,99	47,13	46,93	46,07	47,06
S	53,73	53,74	52,96	53,52	53,86	54,36	34,90	54,23	53,75	52,82	54,48
As	0,10	0,03	0,12	0,00	0,04	0,02	0,00	0,08	0,04	0,06	0,07
Cu	0,04	0,06	0,01	0,01	0,10	0,12	34,37	0,04	0,00	0,19	0,04
Au*	0,08	0,00	0,00	0,35	0,00	0,19	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Ag	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,22	0,05	0,02	0,07	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04
Co	1,97	0,18	0,00	0,10	0,00	0,00	0,04	0,03	0,07	0,02	0,07
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00
V	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02

na=elemento não analisado

\*=dado com interferência com S

	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87
Fe	46,83	45,80	46,37	46,71	46,30	45,52	46,06	46,49	45,21	45,61	45,18
S	54,28	55,17	53,96	53,92	53,81	54,00	53,57	54,10	53,60	54,13	53,67
As	0,00	0,11	0,11	0,09	0,11	0,16	0,23	0,17	0,07	0,16	0,13
Cu	0,04	0,04	0,00	0,12	0,05	0,05	0,03	0,08	0,04	0,00	0,08
Au*	0,54	0,00	0,10	0,00	0,23	0,58	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00
Ag	0,00	0,05	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,04	0,08	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,06	0,03	0,00	0,15	0,02	0,00	0,04	0,07	0,07	0,00	0,03
Co	0,00	0,93	0,30	0,03	0,89	1,66	1,17	0,51	1,07	1,09	1,69
Mn	0,01	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00
V	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Total	101,79	102,24	100,93	101,06	101,53	101,96	101,11	101,44	100,11	101,75	100,81

	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87	BJ31-78,87
Fe	45,20	46,34	45,44	44,96	45,52	47,15	46,33	46,72	30,06
S	53,59	53,32	53,81	53,51	53,36	53,33	53,65	53,22	35,05
As	0,17	0,15	0,08	0,24	0,15	0,43	0,29	0,53	0,06
Cu	0,00	0,15	0,06	0,16	0,02	0,06	0,11	0,06	35,84
Au*	0,00	0,00	0,35	0,14	0,00	0,00	0,06	0,50	0,32
Ag	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,04
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,04	0,02	0,04	0,16	0,04	0,00	0,00	0,04	0,12
Ni	0,09	0,00	0,00	0,01	0,08	0,05	0,05	0,10	0,02
Co	1,49	0,11	1,70	1,74	1,66	0,04	0,23	0,12	0,03
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01

na=elemento não  
analísado

\*=dado com interferência com S

Anexo2h: Resultados análises de microsonda eletrônica para calcopirita dos tufos do Grupo Bom Jardim de Goiás.

	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-22,60	BJ35-19,06	BJ35-19,06	BJ35-19,06	BJ35-19,06	BJ35-19,06	BJ35-19,06	BJ35-195,20
Cu	35,47	34,61	34,93	34,12	35,22	35,60	35,96	35,79	35,28	35,78	34,70
Fe	29,52	30,68	30,85	30,95	30,83	30,74	30,60	30,24	30,73	30,61	30,02
S	34,62	33,57	33,26	32,86	33,82	33,40	32,98	32,60	32,64	33,02	33,51
As	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Ag	0,02	0,00	0,03	0,05	0,00	0,04	0,01	0,15	0,01	0,05	0,04
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,04	0,06	0,04	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06	0,00	0,00	0,10
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,23	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00
Mn	0,14	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,85	98,91	99,13	98,14	99,99	100,05	99,79	98,90	98,66	99,49	98,36

	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-110,31	BJ35-110,31	BJ35-110,31
Cu	35,01	35,87	34,87	34,92	35,83	34,62	35,31	35,16	34,84	35,51	35,41
Fe	31,00	31,05	30,11	30,90	31,28	31,40	31,41	30,93	30,61	31,21	31,39
S	33,46	34,16	33,25	33,87	34,11	33,43	33,71	33,44	34,44	34,35	33,38
As	0,00	0,05	0,02	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ag	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,01	0,10	1,35	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,07	0,01	0,04
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,03	0,18	0,00	0,02	0,16
Co	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00
Mn	0,10	0,03	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,12
Total	99,63	101,25	99,65	99,94	101,34	99,50	100,51	99,80	99,99	101,19	100,53

na=elemento não analisado



	BJ35-110,31	BJ35-110,31	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34
Cu	34,85	35,16	34,434	34,617	34,820	34,794	34,631	34,542	34,960	34,774
Fe	30,93	30,02	29,486	29,572	29,685	30,230	29,356	29,762	29,750	30,128
S	33,07	33,52	35,522	33,737	34,335	33,493	34,422	34,608	33,780	34,676
As	0,03	0,00	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000
Ag	0,00	0,00	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,008
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,04	0,02	0,069	0,023	0,028	0,051	0,104	0,057	0,014	0,048
Pb	0,00	0,00	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,03	0,00	0,000	0,085	0,027	0,002	0,056	0,000	0,000	0,000
Co	0,00	0,00	0,083	0,062	0,002	0,000	0,000	0,000	0,069	0,076
Mn	0,06	0,05	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,006	0,000
Total	99,01	98,76	99,601	98,098	98,897	98,581	98,571	98,980	98,579	99,710

	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34
Cu	34,805	35,378	35,573	34,566	35,119	35,637	34,430	35,493	33,560	34,090
Fe	30,412	29,903	30,115	29,678	30,303	29,675	29,837	29,852	29,680	29,919
S	34,101	33,659	34,092	34,240	33,971	34,117	33,708	33,640	35,626	35,222
As	0,012	0,036	0,000	0,000	0,039	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,018	0,000	0,008	0,013	0,002	0,000	0,010	0,000
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,030	0,026	0,086	0,000	0,009	0,021	0,014	0,049	0,043	0,037
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,081	0,040	0,000	0,117	0,050	0,000	0,061	0,000	0,050	0,000
Co	0,038	0,000	0,000	0,039	0,038	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000
Mn	0,010	0,000	0,002	0,000	0,009	0,000	0,017	0,000	0,000	0,040
Total	99,489	99,042	99,886	98,640	99,546	99,463	98,105	99,034	98,969	99,308

na=elemento não analisado

	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ39-49,46	BJ39-49,46
Cu	34,158	33,656	34,129	34,241	33,830	34,019	33,630	33,778	34,159	33,816
Fe	30,349	29,409	29,808	30,305	29,603	29,508	29,747	29,987	30,325	29,566
S	34,910	33,928	34,539	34,373	33,932	34,770	34,297	33,408	34,799	34,971
As	0,000	0,075	0,000	0,027	0,000	0,000	0,011	0,005	0,048	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,044	0,000	0,019	0,020	0,000	0,064	0,024
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,018	0,000	0,053	0,018	0,101	0,051	0,000	0,095	0,041	0,053
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,020	0,000	0,000	0,068	0,002	0,027	0,036	0,000	0,000	0,000
Co	0,011	0,000	0,046	0,006	0,038	0,046	0,018	0,002	0,002	0,016
Mn	0,022	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,018	0,013
Total	99,488	97,070	98,575	99,082	97,506	98,440	97,777	97,275	99,456	98,459

	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34
Cu	33,488	34,002	33,983	33,746	34,480	34,055	34,700	34,199	34,401	34,438
Fe	29,701	29,393	29,657	29,315	29,750	29,838	29,605	30,844	30,463	29,953
S	34,779	34,036	34,970	35,093	33,364	35,217	35,087	34,377	34,554	34,581
As	0,018	0,031	0,005	0,000	0,031	0,000	0,022	0,000	0,048	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000	0,013
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,135	0,078	0,057	0,037	0,025	0,074	0,049	0,000	0,014	0,019
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,016	0,020	0,109
Co	0,014	0,000	0,017	0,058	0,000	0,000	0,024	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,013	0,017	0,002	0,000	0,005	0,027	0,003	0,014	0,009
Total	98,157	97,553	98,706	98,256	97,650	99,205	99,548	99,439	99,514	99,122

na=elemento não analisado

	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ35-219,34	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19
Cu	33,909	34,125	33,999	33,213	34,280	34,359	34,402	34,621	34,027	34,928
Fe	30,458	30,543	29,961	30,170	30,428	29,496	29,727	29,962	29,064	30,044
S	35,459	35,054	34,501	34,410	34,546	34,325	34,424	33,984	33,664	34,472
As	0,003	0,015	0,000	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,024
Ag	0,000	0,000	0,016	0,000	0,017	0,002	0,000	0,000	0,046	0,002
Au	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,030	0,009	0,070	0,063	0,040	0,060	0,048	0,014	0,000	0,065
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,027	0,043	0,018	0,016	0,023	0,011	0,007	0,000	0,022	0,000
Co	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,046	0,000	0,047	0,000	0,000
Mn	0,000	0,008	0,000	0,000	0,018	0,054	0,011	0,000	0,011	0,021
Total	99,886	99,797	98,565	97,894	99,352	98,353	98,620	98,628	96,834	99,556

	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19
Cu	34,722	34,487	34,196	35,169	34,280	35,928	34,606
Fe	29,797	29,929	28,341	29,763	30,315	28,840	29,834
S	34,776	35,246	33,629	33,590	35,672	34,152	34,577
As	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,004	0,010
Ag	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,003	0,000
Au	na	na	na	na	na	na	na
Zn	0,018	0,073	0,076	0,009	0,064	0,053	0,046
Pb	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,000	0,000	0,034	0,009	0,025	0,029	0,061
Co	0,000	0,000	0,017	0,000	0,005	0,000	0,000
Mn	0,000	0,002	0,000	0,010	0,000	0,022	0,000
Total	99,313	99,737	96,305	98,565	100,361	99,031	99,134

na=elemento não analisado

	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ39-49,46	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ35-195,20	BJ39-49,19	BJ39-49,19	BJ39-49,19
Cu	34,798	34,163	34,393	34,655	35,451	35,012	34,825	34,83	35,854	35,239	35,851
Fe	29,898	30,251	29,894	29,851	30,056	30,197	29,062	29,657	28,932	24,784	29,715
S	34,877	34,658	34,545	34,527	34,966	34,23	33,864	34,405	34,545	30,892	34,886
As	0,032	0,019	0	0	0,078	0	0,062	0,113	0,068	0,016	0,051
Ag	0,015	0	0,084	0	0,066	0	0	0,031	0	0	0,003
Au*	0	0	0,673	0,135	0	0	0,388	0,592	0	0,185	0
Zn	0,033	0	0	0	0,016	0,08	0,049	0,205	0,005	0,071	0,033
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	0,004	0,04	0,04	0	0	0,029	0,019	0	0	0	0
Co	0	0	0,036	0	0	0,043	0	0	0,006	0	0,041
Mn	0	0	0,059	0,04	0,015	0,026	0	0	0	0,072	0
V	0,016	0	0	0,03	0	0	0	0,014	0	0,012	0
Total	99,673	99,131	99,724	99,238	0,175	0,178	0,518	0,955	0,079	0,356	0,128

	BJ31-78,87	BJ31-78,87
Cu	35,542	35,12
Fe	30,533	29,594
S	34,853	34,846
As	0,076	0,07
Ag	0,043	0,015
Au*	0	0,594
Zn	0,055	0,03
Pb	na	na
Ni	0	0
Co	0	0
Mn	0	0
Total	101,102	100,29

na=elemento não  
analisado

\*=dado com interferência com S