



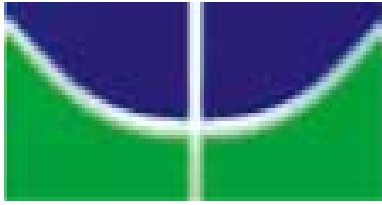
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Petrografia, Litogeoquímica, Geocronologia e Geoquímica
Isotópica da Mineralização Aurífera e Rochas Hospedeiras do
Prospecto Água Branca, Província Tapajós.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 262

SEBASTIÃO RODRIGO CORTEZ DE SOUZA

Brasília, Novembro de 2009



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Petrografia, Litogeoquímica, Geocronologia e Geoquímica
Isotópica da Mineralização Aurífera e Rochas Hospedeiras do
Prospecto Água Branca, Província Tapajós.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 262

SEBASTIÃO RODRIGO CORTEZ DE SOUZA

Orientador:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (UnB)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (UnB)

Prof. Dr. José Carlos Frantz (UFRGS)

Brasília, Novembro de 2009

“Podemos facilmente perdoar uma criança
que tem medo do escuro; a real tragédia da
vida é quando os homens têm medo da luz.”

Platão



AGRADECIMENTOS

- À Monick, pelo companheirismo de todas as horas, sobretudo nas extensivas ausências.
- A minha família que tem desde sempre me apoiado com dedicação e discernimento.
- Ao meu orientador e amigo Nilson Francisquini Botelho, pelas discussões, sugestões, confiança, empenho e, sobretudo pela acolhida acadêmica.
- Aos profs. Drs. Claudinei Oliveira (IG-UnB) e José Carlos Frantz (UFRGS) que compuseram a banca examinadora deste trabalho, contribuindo com sugestões e críticas das mais construtivas.
- À Talon Metals pela permissão em usar dados do seu Projeto Água Branca, cessão de testemunhos de sondagem, mapas e perfis geológicos, hospedagem e pelo financiamento da maior parte das análises laboratoriais executadas. Gostaria de agradecer em especial ao seu *VP Exploration* - Paulo Ilídio Brito – e ao empenho dos colegas de equipe: Luis Mauricio, Daniel, Djalma, Flávio, Carlos Sena, Marcelo, Elson, Teodoro, Sidney, Lucí e Taís.
- A todos da Reinarda Mineração, sobretudo Augusto Mol, Jaimir Matsui e Peter Doyle, que além de incentivarem o desenvolvimento desta dissertação ainda consentiram na minha liberação para idas à UnB quando necessário.
- Aos professores do IG-UnB Claudinei, Elton, Valmir, Marcio, Márcia e sobretudo ao Prof. Raul, pelos inúmeros ensinamentos neste período.
- Aos colegas Mariana, Ricardo, Mauricio, Gustavo, Lincon, Reginaldo, Jonas, Jacqueline e tantos outros que compartilharam salas de aula ao meu lado.
- Aos graduandos Ricardo e Pâmela, que se empenharam ao máximo no auxílio de dados petrográficos e separação de zircões, respectivamente.
- Aos tantos colegas de batalha, nas idas e vindas de campo: Janderson, Ricardo, Franssuarlei, Ezequiel, Wagner, Frankie, Porto, Gustavo, Gaudius, Gabriel, Jackson, Gilson, Valério, Paulo, D´Avila, Sidney, Marcelo, Anderson...
- A todos que esqueci minhas sinceras desculpas. Agradeço a vocês pela ajuda que me prestaram.

Resumo

A Província Aurífera do Tapajós – PAT cobre uma área de aproximadamente 1.670.000 km² e corresponde a uma importante província metalogenética, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, ocupando uma grande área na Província Geocronológica/Tectônica Tapajós-Parima, de idade paleoproterozóica, que se estende do Escudo das Guianas até a porção central do Escudo Brasil Central. A PAT é caracterizada por um extenso magmatismo vulcano-plutônico paleoproterozóico, com expressivas mineralizações de ouro associadas.

As rochas graníticas hospedeiras da mineralização aurífera do Prospecto Água Branca (PAB), localizado na porção central da PAT, no Estado do Pará, possuem composições monzonítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica e apresentam microtexturas que indicam cristalização em níveis rasos a intermediários. Dados de litogeoquímica caracterizam essas rochas como da série cálcio-alcálica, metaluminosa de tendência potássica. O conteúdo de ETR dessa suíte granítica mostra um fracionamento semelhante para todos os ETR leves, relativa diferença no fracionamento de ETR pesados e ausência a fraca anomalia negativa de Eu. Tectonicamente, o Granito Água Branca posiciona-se como os demais granitos pós-colisionais do Domínio Tapajós, com cristalização sob pressões de 2 a 3 kb, indicadas pelo geobarômetro Al-na-hornblenda. Novos dados U-Pb em zircão (LA-ICPMS) mostraram idade de 1876 ± 15 Ma para o Granito Água Branca e idade de 1954 ± 34 Ma para os xenólitos máficos encontrados nesse corpo. Idades-modelo (T_{DM}) mostram valores entre 2.49 a 2.53 Ga para os granitos e 2.41 a 2.51 para os xenólitos máficos, enquanto a variação de εNd ficou entre -1.8 a -9.3 e -0.1 a -2.3, respectivamente. Uma síntese dos dados geocronológicos, petrográficos e litogeoquímicos obtidos coloca o grupo de rochas graníticas do Prospecto Água Branca como correlata à Suíte Intrusiva Parauari e reforça a idéia de que as idades das associações vulcânicas e plutônicas do Domínio Tapajós variam entre 2.0 – 1.87 Ga. Esses dados indicam ainda que os magmas graníticos tiveram origem crustal a partir de rochas-fonte predominantemente paleoproterozóicas com alguma contribuição arqueana.

A mineralização aurífera do Prospecto Água Branca está espacial e geneticamente relacionada com a alteração hidrotermal do Granito Água Branca, caracterizada por sericitização e silicificação, com carbonatação e cloritização secundárias. Os granitos hospedeiros e enclaves máficos são hidrotermalmente afetados

em variados graus de intensidade, com teores mais altos de ouro nos veios de quartzo ricos em carbonato + galena + esfalerita e teores mais baixos disseminados em zonas venulares. A caracterização do minério aurífero mostrou a presença de elevados teores de Ag, com relação Au/Ag ~ 3.0 nos grãos de ouro. O ouro ocorre na forma livre entre os minerais de ganga, preenchendo fraturas em quartzo e sulfetos ou como inclusões globulares em pirita, sempre associado com galena. Inclusões fluidas aprisionadas nos veios de quartzo mostram composições aquosas a aquo-carbônicas, baixa salinidade e temperaturas de homogeneização variando entre 200° e 420°C. Estudos de isótopos estáveis indicam composição primitiva para o enxofre contido nos sulfetos deste prospecto, com $\delta^{34}\text{S}$ entre 1,84 e 3,71 e temperaturas isotópicas variando entre 190°C a 350°C para o par pirita-esfalerita. As condições de P-T sugeridas para deposição do ouro, 0,9-3,2 kb e 250-400°C, foram estimadas com base nos dados mais representativos de inclusões fluidas e isótopos de enxofre. Baseado em evidências de campo, petrográficas, mineralógicas, geoquímicas, de inclusões fluidas e isotópicas, consideramos o depósito de ouro do Prospecto Água Branca similar aos depósitos distais do tipo *intrusion-related*, associados com veios de quartzo e vênulas disseminadas com Au (+Ag+Pb+Zn).

Abstract

The Tapajós Gold Province (TGP) is an important Brazilian metallogenetic province, located in the south-central part of the Amazon Craton, covering an area of 1,670,000 km² in the Tapajós-Parima Paleoproterozoic orogenic belt. The TGP comprises a Paleoproterozoic volcanic-plutonic magmatism associated with impressive gold mineralization.

Granitic rocks that host gold at the Água Branca Prospect (ABP), located in the central part of the Tapajós Gold Province, in the Pará State, consist of four compositional facies including monzogranite, granodiorite, tonalite and monzonite. They show micro textures that indicate crystallization at shallow to intermediate levels. Lithogeochemical investigations characterize these rocks as middle to high potassium calc-alkaline, metaluminous series. The REE content of this suite shows similar fractionation for the LREE and low to highly fractionated pattern for HREE with absent to weak negative Eu anomaly. The Água Branca Granite is part of the post-collisional granites of the Tapajós Domain, emplaced at pressures between 2 to 3 kb as indicated by the Al-in-hornblende geobarometer. New U-Pb zircon (LA-ICPMS) data yielded ages of 1876 Ma ± 15 Ma for the Água Branca Granite and 1954 Ma ± 34 Ma for the mafic xenoliths. Sm-Nd T_{DM} ages are 2.49 Ga - 2.53 Ga for the granites and 2.41 Ga - 2.51 Ga for the mafic xenoliths with εNd values between -1.8 to -9.3 and -0.1 to -2.3, respectively. Synthesis of all new geochronological, petrographic and lithogeochemical data suggests that this group of granitic rocks can be correlated with the Parauari Intrusive Suite and that the age of the Tapajós Domain volcanic-plutonic rocks vary between 2.0 Ga and 1.87 Ga. These data also indicate the input of material derived from Paleoproterozoic sialic crust, with some Archaean contribution, in the origin of the granitic magmas.

In the Água Branca Prospect, the hydrothermal alteration associated with the gold mineralisation comprises sericitization and silicification with minor carbonatization and chloritization. Host granites and mafic enclaves are variably altered with high grade gold associated with carbonate-rich quartz veins + galena + sphalerite, and lower gold concentrations found in narrow quartz-carbonate veinlets, peripheral to the main veins. Gold occurs as free grains in the gangue, filling fractures in quartz and sulfides or as globular inclusions in pyrite, always associated with galena. High gold values in the ore are associated with higher silver contents and gold grains have Au/Ag

Sumário

Capítulo 1 – Introdução	07
1.1. Apresentação.....	07
1.2. Localização e Vias de Acesso.....	07
1.3. Justificativa do Estudo e Objetivos do Trabalho.....	09
1.4. Metodologia.....	09
1.4.1. Petrografia.....	10
1.4.2. Litogeoquímica.....	10
1.4.3. Química Mineral.....	10
1.4.4. Inclusões Fluidas.....	11
1.4.5. Isótopos de Enxofre.....	12
1.4.6. Geocronologia U-Pb.....	13
1.4.6.1. A Técnica de Diluição Isotópica (ID-TIMS).....	14
1.4.6.2. A Técnica de Análise <i>In Situ</i> (LA-ICPMS).....	14
1.4.7. Geologia Isotópica de Sm e Nd.....	14
Capítulo 2 – Contexto Geológico e Geotectônico Regional	16
2.1. Contexto Geotectônico.....	16
2.2. Litoestratigrafia da Província Aurífera do Tapajós.....	18
2.3. Síntese do Quadro Metalogenético da Província Aurífera Tapajós.....	23
Capítulo 3 - Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Graníticas	27
Hospedeiras Da Mineralização Aurífera do Prospecto Água Branca, Província	
Tapajós (ARTIGO 01)	
3.1. Abstract.....	27
3.2. Resumo.....	27
3.3. Introdução	28
3.4. Contexto Regional.....	29
3.5. Geologia do Prospecto Água Branca.....	32
3.6. Descrição Faciológica e Aspectos Texturais do Granito Água Branca.....	34
3.7. Litogeoquímica do Granito Água Branca.....	39
3.8. Química Mineral.....	44
3.8.1. Anfibólio.....	44
3.8.2. Biotita.....	45

3.9. Geocronologia e Geoquímica Isotópica.....	47
3.9.1. Síntese Geocronológica do Domínio Tapajós.....	47
3.9.2. Metodologia U-Pb.....	47
3.9.3. Resultados U-Pb.....	49
3.9.4. Metodologia Sm-Nd.....	51
3.9.5. Idades Modelo e ϵNd (t) para o Domínio Tapajós.....	51
3.9.6. Resultados Sm-Nd.....	52
3.10. Discussões e Conclusões.....	53
3.11. Referências Bibliográficas.....	55
Capítulo 4 – Caracterização Geológica e Metalogenética da Mineralização Aurífera no Prospecto Água Branca, Província Tapajós (ARTIGO 02)	59
4.1. Abstract.....	59
4.2. Resumo.....	60
4.3. Introdução	60
4.4. Contexto Regional.....	62
4.5. Métodos.....	65
4.6. Geologia do Prospecto Água Branca.....	65
4.7. O prospecto Água Branca: alteração e mineralização.....	67
4.7.1. Sequência Paragenética.....	70
4.7.2. Caracterização do Minério Aurífero do Prospecto Água Branca.....	72
4.8. Litogeoquímica das Rochas Mineralizadas do PAB.....	74
4.9. Inclusões Fluidas.....	78
4.9.1. Tipos de inclusões fluidas.....	79
4.9.2. Interpretação dos dados de inclusões fluidas.....	81
4.10. Isótopos de Enxofre.....	82
4.10.1. Discussão.....	84
4.11. Estimativa de P e T para a Mineralização do PAB.....	86
4.12. Conclusões.....	88
4.13. Referências Bibliográficas.....	90
Capítulo 5 – Conclusões e Recomendações para Exploração	94
Capítulo 6 – Referências Bibliográficas	98
Anexos	105

Lista de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1 – Mapa de localização da Província Aurífera Tapajós e seus principais garimpos. Área de estudo destacada em vermelho. 08

Capítulo 2

Figura 2.1 – Províncias tectônicas do norte do Brasil. Modificado de Almeida et al. (1977, 1981) e Santos (2003). 17

Figura 2.2 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima (Vasquez *et al.* 2008). 20

Capítulo 3

Figura 3.1 – Mapa de localização da Província Aurífera Tapajós. Em destaque seus principais garimpos (amarelos) e a área de estudo (vermelho). 29

Figura 3.2 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima mostrando a localização da área estudada. Modificado de Vasquez *et al.* (2008). 31

Figura 3.3 – Mapa geológico esquemático do Granito Água Branca nas imediações do Prospecto Água Branca (esquerda) e mapa de localização dos furos de sondagem estudados neste trabalho (direita superior). 33

Figura 3.4 – Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1976) para as rochas graníticas hospedeiras do GAB. 34

Figura 3.5 – Fotografias mostrando as principais fácies do granito Água Branca. (A) granodiorito de granulação média, rico em máficos, da fácies ABGD (amostra MRC109). (B) monzogranito fino portador de poucos minerais máficos. Fácies ABMG (amostra MRC090). (C) rocha monzonítica rica em quartzo, grã-média e textura isotrópica. Fácies ABQM (amostra MRC053). (D) tonalito fino, mostrando incipiente foliação/bandamento magmáticos e poucos minerais máficos. Fácies ABTN (amostra MRC117). 35

Figura 3.6 – Fotografias de algumas feições texturais observadas no Granito Água Branca. (A) granodioritos com aglutinação de *clots* anfibolíticos (amostra MRC089). (B) granodiorito englobando um xenólito de rocha máfica (amostra MRC105). Pode se notar a injeção de ABGD dentro da rocha máfica, com seus contatos parcialmente hidrotermalizados (potassificação). (C) contato reto a abrupto entre monzogranitos (esquerda) e granodioritos (direita) da amostra MRC029. (D) contato difuso entre monzogranito fino e monzogranito microporfirítico com matriz máfica (amostra MRC054). 37

Figura 3.7 – Fotomicrografias do GAB. (A) ABGD (amostra MRC001): aglomerados de biotita (Bt) e hornblenda (Hb) com concentrações de apatita (Ap), magnetita (Mag) e titanita (Ti). (B) ABMG (amostra MRC062) com maiores concentrações de biotita em relação a hornblenda e plagioclásio saussuritizado. (C) ABMZ (amostra MRC053) com menor concentração de máficos e predominância de biotita. (D) ABTN (amostra MRC063) com predominância de hornblenda, como cristais euédricos, sobre biotita, intersticial. 38

Figura 3.8 – Diagramas de classificação para as rochas graníticas do GAB. 41

- A – diagrama Q - P adaptado de Debon & Le Fort. (1988) e B – diagrama de variação CaO – Na₂O – K₂O (CNK) proposto por Condie & Hunter (1976). Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies monzoníticas.
- Figura 3.9 – Diagramas discriminantes aplicados às rochas graníticas do GAB. A - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); B – Índice de SHAND, segundo diagrama de Maniar e Piccoli (1989); C – Diagrama de variação Na₂O x K₂O com os campos das séries ígneas de alto K, potássicas e sódicas (Middlesmont, 1975); D – Diagrama de variação SiO₂ x K₂O com os campos das series ígneas shoshoníticas, calci-alcalinas de alto-K, calci-alcalinas e toleíticas (Rickwood, 1989). 41
- Figura 3.10 – Diagramas de Harker para as rochas graníticas hospedeiras do PAB. Valores em percentagem de peso. Abreviações como na figura 03. 42
- Figura 3.11 – Diagramas ETR normalizadas segundo Boynton (1984), aplicados às rochas graníticas do GAB. 43
- Figura 3.12 – Diagrama tectônico Rb versus (Y+Nb) de Pearce (1996) para as rochas graníticas do GAB. 44
- Figura 3.13 – Classificação de anfibólios das rochas graníticas hospedeiras do PAB, segundo diagramas de Leake *et al.* (1997) (A) principais grupos dos anfibólios e (B) grupo da hornblenda. 45
- Figura 3.14 – Diagramas para classificação de biotita. (A) diagrama de Nachit (1986); (B) diagrama para discriminação entre biotita e flogopita; (C e D) aplicação da composição de biotita para a classificação de séries graníticas (Nachit et al. 1985 e Abdel-Rahman 1994, respectivamente). 46
- Figura 3.15 – Diagrama Concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em grãos de zircão da amostra AB-01, representando as rochas graníticas dominantes no Prospecto Água Branca. 50
- Figura 3.16 – Diagrama Concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em grãos de zircão da amostra AB-03, representando os xenólitos máficos do Prospecto Água Branca. 51
- Figura 3.17 – Evolução isotópica Sm-Nd (idades modelo T_{DM} e ε_{Nd}) para o Prospecto Água Branca. Em destaque, compilação de dados Sm-Nd encontrados em Lamarão *et al.* 2005. 54

Capítulo 4

- Figura 4.1 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima mostrando a localização da área estudada. Modificado de Vasquez *et al.* (2008). 64
- Figura 4.2 – Mapa geológico esquemático do Granito Água Branca nas imediações do Prospecto Água Branca (esquerda) e mapa de localização dos furos de sondagem estudados neste trabalho (direita superior). 66
- Figura 4.3 – Fotografias de testemunhos de sondagem do minério do PAB. (A) veio mineralizado de quartzo (Qz) + carbonato (Cb) + clorita (Cl), associado à zona sericitizada e cloritizada com pirita 1 (Py) da amostra MRC020 da fácies ABMG. (B) vênulas mineralizadas de Qz + Cb associadas a zona sericitizada e cloritizada da amostra MRC112 da fácies ABGD. (C) amostra MRC047 mostrando veios e vênulas de Cb+Qz com Py, associados a zona cloritizada e sericitizada em xenólito máfico. (D) Amostra MRC072, idem anterior, em zona mineralizada. (E e F) minério aurífero principal do PAB, representado por veios de 68

- Qz±Cb±Cl+Py+galena (Gn) ±esfalerita (Esf) das amostra MRC114 e MRC115, respectivamente.
- Figura 4.4 – Fotomicrografias: Amostra MRC-100: (A) carbonato preenchendo espaços vazios em veio de quartzo, luz transmitida, N//. (B) processo de sericitização em veio de quartzo, luz transmitida, NX. Amostra MRC-114: (C) blebs e rods de calcopirita inclusos em esfalerita, luz refletida. (D) esfalerita inclusa em galena, luz refletida. 70
- Figura 4.5 – Sequência paragenética proposta para o prospecto Água Branca. 72
- Figura 4.6 – Fotomicrografias sob luz refletida da Amostra MRC115: (A) grãos de ouro livres, associados com pirita, calcopirita e galena, inclusos em esfalerita (B) ouro associado com pirita e galena, inclusos em esfalerita (C) ouro associado com galena, preenchendo fratura em pirita euédrica (D) ouro preenchendo microfraturas em pirita euédrica e da amostra MRC112: (E) grão de ouro e galena preenchendo fratura em pirita (F) grão de ouro com formato de gota, englobado por pirita euédrica. 73
- Figura 4.7 – Relação Au/Ag obtida para o minério aurífero de veio de quartzo do PAB. 74
- Figura 4.8 – Mobilidade dos elementos químicos maiores obtidos em amostras mineralizadas do PAB. (A) normalização das amostras de xenólitos máficos; (B) normatização para o conjunto das amostras de hidrotermalitos; (C) normatização para as amostras de veio de quartzo. 76
- Figura 4.9 – Relação entre Cu, Pb, Zn e Ag vs Au obtidas no minério do PAB. 78
- Figura 4.10 – Inclusões fluidas do Prospecto Água Branca: (A) aspecto geral do campo estudado; (B) inclusão aquocarbônica trifásica do tipo 1; (C) inclusões aquosas bifásicas do tipo 2 e (D) inclusões aquosas bifásicas do tipo 3. 79
- Figura 4.11 – (A) visão geral das inclusões fluidas analisadas na amostra MRC064; (B) espectros Raman para a determinação de N₂, provavelmente de fonte ambiental; (C) determinação dos picos de CO₂; e (D) ausência de CH₄. 80
- Figura 4.12 – Distribuição das temperaturas: (A) de eutético; (B) de fusão do gelo; (C) de fusão de CO₂; (D) de fusão do clatrato; (E) de homogeneização de CO₂ e (F) de homogeneização total das inclusões fluidas aquocarbônicas. 81
- Figura 4.13 – Diagrama de salinidade x temperatura de homogeneização para os diferentes tipos de inclusões fluidas do Prospecto Água Branca. 82
- Figura 4.14 – Localização dos pontos analíticos de $\delta^{34}\text{S}$ no par mineral: (A) pirita – esfalerita e (B) esfalerita – calcopirita da amostra MRC064; (C) pirita – esfalerita da amostra MRC115. 84
- Figura 4.15 – (A) e (B) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14A ; (C) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14B; (D) e (E) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14C. 84
- Figura 4.16 - Variação de $\delta^{34}\text{S}$ em alguns reservatórios naturais de enxofre. 86
- Figura 4.17 - Diagrama P-T mostrando isócoras para as frações molares extremas das inclusões aquocarbônicas e o solvus (linha tracejada) para o sistema com XCO₂= 16 mol% e 6% em peso de NaCl equiv. (Bowers & Helgeson 1983). A área sombreada representa os limites de P-T 87

estimados para a mineralização do Prospecto Água Branca.

Capítulo 5

Figura 5.1 – Modelo de zonação metalogenética observada em depósitos auríferos do tipo *Intrusion-Related* em relação ao centro da intrusão (Hart *et al.*, 2002). Em vermelho, posicionamento do PAB. 97

Lista de Tabelas

Capítulo 2

Tabela 2.1 – Resumo dos principais depósitos (garimpos) auríferos da Província Metalogenética do Tapajós (*apud* Klein *et al.* 2002 e Santos *et al.* 2001) 25

Capítulo 3

Tabela 3.1 – Composições modais médias das diferentes fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies quartzomonzoníticas. 39

Tabela 3.2 – Composição química das varias fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies monzoníticas. 40

Tabela 3.3 – Síntese dos dados geocronológicos nos granitóides e seqüências vulcânicas Paleoproterozóicas do Domínio Tapajós. Legenda: Zr = zircão; IZr = zircão herdado; DtZr = zircão detrítico; Ti = Titanita; Bdl = Baddeleíta; LA = *Laser Ablation*; 1 - Brito *et al.* (1999); 2 - Dall'agnol *et al.* (1999); 3 - Klein & Vasquez (2000); 4 - Lamarão *et al.* (2002); 5 - Santos *et al.* (1997); 6 - Santos *et al.* (2000); 7 - Santos *et al.* (2001); 8 - Santos *et al.* (2004); 9 - Vasquez *et al.* (1999); 10 – Souza *et al.* (2009). 48

Tabela 3.4 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-01 (Granito Água Branca). 49

Tabela 3.5 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-03 (xenólitos máficos). 50

Tabela 3.6 – Compilação de Idades Modelos (T_{DM}) e valores de ϵ_{Nd} disponíveis na literatura para o Domínio Tapajós. Referências: 1 – Santos *et al.* (2000); 2 – Sato e Tassinari (1997); 3 – Lamarão *et al.* (2005); 4 – Souza *et al.* (2009). N.D. – Dados não disponíveis. 52

Tabela 3.7 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para as rochas graníticas do PAB. 53

Tabela 3.8 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para os xenólitos de rochas máficas do PAB. 53

Capítulo 4

Tabela 4.1 – Composição química de grãos de ouro obtida em veio de quartzo do PAB 74

Tabela 4.2 – Composição química para as rochas mineralizadas do PAB. 77

Tabela 4.3 – Resultados das composições isotópicas de pirita, esfalerita e calcopirita, obtidas para as amostras MRC064 e MRC115 do Prospecto Água Branca. 83

Tabela 4.4 – Temperaturas isotópicas obtidas com os pares pirita-esfalerita (Ohmoto & Rye 1979; Campbell & Larson 1998) e pirita-calcopirita (Ohmoto & Rye 1979). 85

estimados para a mineralização do Prospecto Água Branca.

Capítulo 5

Figura 5.1 – Modelo de zonação metalogenética observada em depósitos auríferos do tipo *Intrusion-Related* em relação ao centro da intrusão (Hart *et al.*, 2002). Em vermelho, posicionamento do PAB. 97

Lista de Tabelas

Capítulo 2

Tabela 2.1 – Resumo dos principais depósitos (garimpos) auríferos da Província Metalogenética do Tapajós (*apud* Klein *et al.* 2002 e Santos *et al.* 2001) 25

Capítulo 3

Tabela 3.1 – Composições modais médias das diferentes fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies quartzomonzoníticas. 39

Tabela 3.2 – Composição química das varias fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies monzoníticas. 40

Tabela 3.3 – Síntese dos dados geocronológicos nos granitóides e seqüências vulcânicas Paleoproterozóicas do Domínio Tapajós. Legenda: Zr = zircão; IZr = zircão herdado; DtZr = zircão detrítico; Ti = Titanita; Bdl = Baddeleíta; LA = *Laser Ablation*; 1 - Brito *et al.* (1999); 2 - Dall'agnol *et al.* (1999); 3 - Klein & Vasquez (2000); 4 - Lamarão *et al.* (2002); 5 - Santos *et al.* (1997); 6 - Santos *et al.* (2000); 7 - Santos *et al.* (2001); 8 - Santos *et al.* (2004); 9 - Vasquez *et al.* (1999); 10 – Souza *et al.* (2009). 48

Tabela 3.4 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-01 (Granito Água Branca). 49

Tabela 3.5 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-03 (xenólitos máficos). 50

Tabela 3.6 – Compilação de Idades Modelos (T_{DM}) e valores de ϵ_{Nd} disponíveis na literatura para o Domínio Tapajós. Referências: 1 – Santos *et al.* (2000); 2 – Sato e Tassinari (1997); 3 – Lamarão *et al.* (2005); 4 – Souza *et al.* (2009). N.D. – Dados não disponíveis. 52

Tabela 3.7 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para as rochas graníticas do PAB. 53

Tabela 3.8 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para os xenólitos de rochas máficas do PAB. 53

Capítulo 4

Tabela 4.1 – Composição química de grãos de ouro obtida em veio de quartzo do PAB 74

Tabela 4.2 – Composição química para as rochas mineralizadas do PAB. 77

Tabela 4.3 – Resultados das composições isotópicas de pirita, esfalerita e calcopirita, obtidas para as amostras MRC064 e MRC115 do Prospecto Água Branca. 83

Tabela 4.4 – Temperaturas isotópicas obtidas com os pares pirita-esfalerita (Ohmoto & Rye 1979; Campbell & Larson 1998) e pirita-calcopirita (Ohmoto & Rye 1979). 85

Capítulo 1 – Introdução

1.1. Apresentação

A Província Aurífera do Tapajós - PAT (Faraco *et al.* 1997) cobre uma área de aproximadamente 1.670.000 km² e corresponde a uma importante província metalogenética localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, limitando-se entre o Rio Tapajós, as cabeceiras dos rios Creporí e Jamanxim, a Serra do Cachimbo e o Rio Irirí, ocupando uma grande área na chamada Província Geocronológica/Tectônica Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 2004) ou Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2003), de idade paleoproterozóica, que se estende do Escudo das Guianas até a porção central do Escudo Brasil Central.

A descoberta e início da extração aurífera na região do Tapajós deu-se no início da década de 1950, tendo sido a Província Tapajós responsável por grande parte da produção de ouro do Brasil nas décadas de 70 e 80, registrando oficialmente a lavra de mais de 225 ton. de Au (Faraco *et al.*, 1997), ou mais que de 900 ton., segundo estimativas não oficiais (Santos *et al.*, 2001). Entre os anos de 1990-2001, já no seu declínio, a região ainda contribuiu com aproximadamente 5 toneladas de ouro/ano. Atualmente, a diminuição da produção aurífera na região é causada pela exaustão dos pláceres aluvionais, pelo pouco reconhecimento geológico da região e pela dificuldade logística nos acessos às regiões produtoras.

1.2. Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está localizada no garimpo Água Branca, município de Itaituba, porção oeste do estado do Pará (Fig. 1.1). O acesso a Itaituba pode ser realizado a partir de Belém ou Manaus em vôos comerciais diários. A partir desta cidade, segue-se para Sul através da rodovia BR-163 (Cuiabá – Santarém), num percurso de aproximadamente 300 km. No vilarejo Moraes de Almeida, toma-se o rumo Oeste num percurso de aproximadamente 60 km pela rodovia Transgarimpeira até à altura da Vila/Garimpo São Domingos, donde se percorre mais 30 Km em direção Norte até a chegada ao Garimpo Água Branca. Vale salientar que todas as estradas citadas acima não possuem pavimentação e tornam-se intransitáveis no período chuvoso (outubro a abril), quando geralmente o acesso se dá somente por via aérea, em vôos particulares com duração em torno de 1 hora a partir de Itaituba.

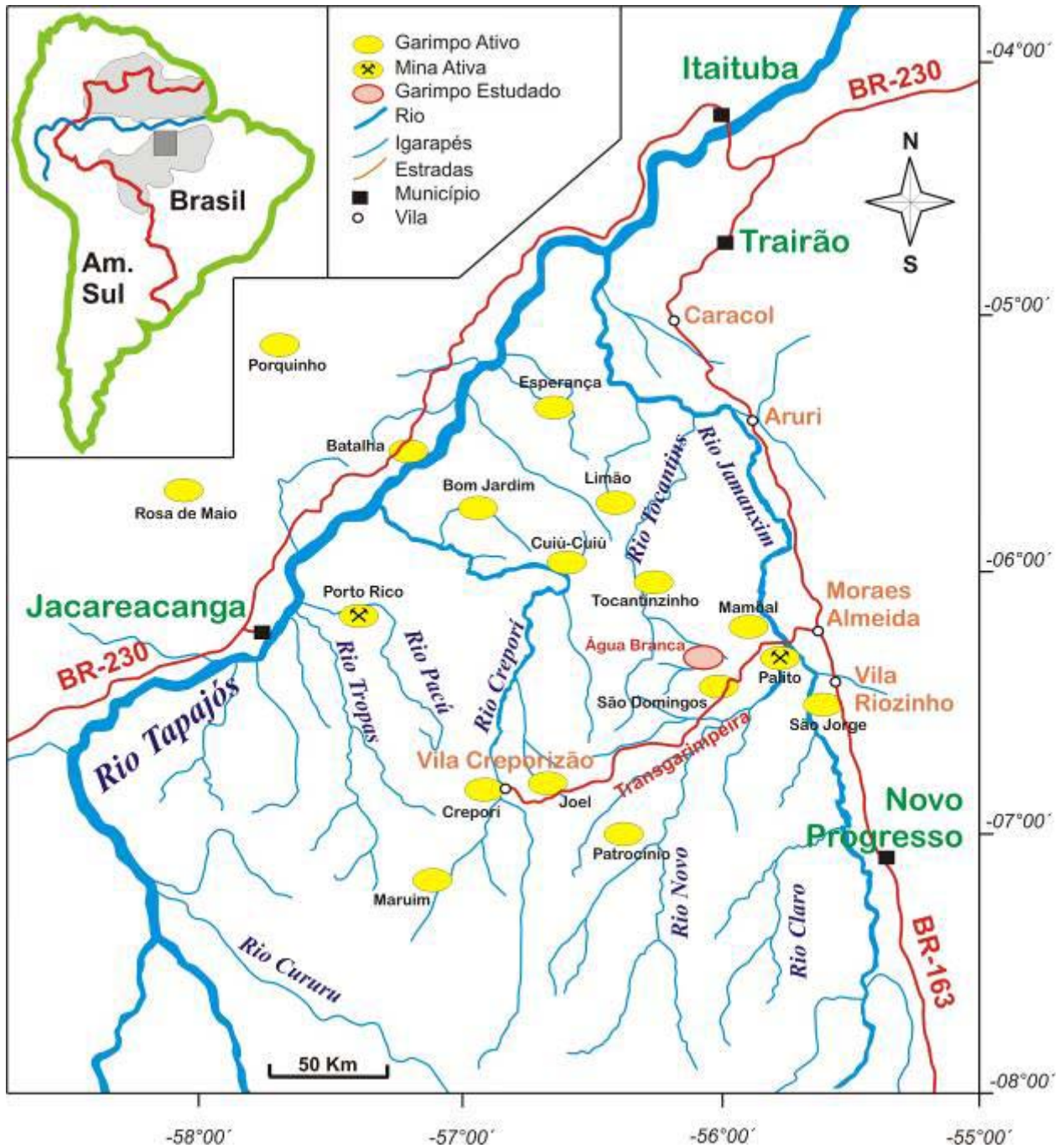


Figura 1.1 – Mapa de localização da Província Aurífera Tapajós e seus principais garimpos. Área de estudo destacada em vermelho.

A região possui um relevo ondulado, com elevações variando entre 300 a 400 m acima do nível do mar. O clima é tropical úmido, típico da floresta amazônica, com uma precipitação média de 2.2 metros de chuva por ano, concentrados no período entre outubro e abril.

A vila do garimpo Água Branca concentra aproximadamente 500 habitantes, na sua maioria garimpeiros e seus familiares. Energia elétrica é fornecida através de grupos geradores particulares e não existe saneamento básico e tratamento de água para os moradores locais.

1.3. Justificativa do Estudo e Objetivos do Trabalho

A Província Tapajós se destaca pelo fato de possuir atualmente inúmeras empresas de pesquisa geológica, conhecidas como *Junior Companies*, atuando em seus domínios visando pesquisas geológicas prospectivas para ouro e outros metais nobres.

Desde o ano de 2005 a empresa canadense Talon Metals, com filial sediada na cidade do Rio de Janeiro, desenvolve programas de pesquisas minerais visando a exploração de ouro em diversos garimpos da Província Tapajós. O presente mestrando trabalhou profissionalmente como geólogo de exploração junto a essa empresa entre os anos de 2006 a 2008 atuando dia-a-dia em pesquisas geológicas na região do Garimpo Água Branca, dentre outras.

O desenvolvimento desta dissertação de mestrado tem por finalidade gerar um entendimento sobre as mineralizações auríferas no Granito Água Branca, onde atualmente se desenvolve um programa de pesquisa geológica visando à prospecção de ouro:

- 1) propor *modelo genético* da mineralização aurífera, estabelecido por meio do reconhecimento dos processos físicos e químicos que conduziram à formação do minério, incluindo a determinação da fonte e dos processos de transporte e deposição dos metais;
- 2) elaborar *modelo prospectivo* para o alvo, definido pelo elenco de feições típicas caracterizadas no modelo, que contribua para uma exploração mineral bem sucedida.

1.4. Metodologia

O trabalho começou com a pesquisa bibliográfica, envolvendo o histórico da descoberta dos garimpos de ouro na região do Tapajós, geologia regional, estudos das rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização e pesquisas sobre processos de alteração hidrotermal e prováveis tipologias para o depósito Água Branca.

Foi necessária somente uma campanha de campo com aproximadamente 10 dias (agosto de 2007) para que se selecionasse material amostral suficiente para o desenvolvimento da dissertação. Cabe salientar que o mestrando já desenvolvia atividades profissionais de prospecção geológica na área de estudo, o que facilitou de sobremaneira o reconhecimento e compreensão geológica do trabalho.

A amostragem foi toda realizada em testemunhos de sondagem, tanto para o estudo petrográfico, bem como litogeoquímico, química mineral, inclusões fluidas, isotópico e geocronológico. Foram coletados intervalos com variações texturais e composicionais causadas por

processos de alteração hidrotermal e/ou magmáticos, sempre se evitando rochas com alteração intempérica.

1.4.1. Petrografia

As lâminas delgadas / polidas foram preparadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, bem como as descrições petrográficas estudadas em microscópios petrográficos sob luz transmitida e refletida no mesmo instituto.

Das amostras coletadas foram confeccionadas 40 lâminas delgadas polidas do granito hospedeiro e 17 lâminas delgadas polidas de rochas mineralizadas, todas descritas incluindo identificação mineralógica, texturais, paragêneses metamórficas e alterações hidrotermais, além da associação com minerais de minério e a relação destes com alterações hidrotermais presentes.

1.4.2. Litogeoquímica

Entre as amostras coletadas para a litogeoquímica, 30 foram escolhidas para análise de química de rocha, realizada no Laboratório ACME – Analítica Laboratórios Ltda com as rotinas 4A e 4B. Os elementos maiores foram determinados por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer). A perda ao fogo (P. F.) foi determinada por diferença de peso depois de ignição a 1000°C. Os resultados de C e S totais foram determinados por Forno Leco. Os elementos terras raras e os refratários são determinados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer). Os metais base e preciosos são digeridos em água régia e analisados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer). Os dados obtidos foram tratados nos *softwares Petrograph* (Petrelli, 2007) e *Minpet Geological Software 2.02* (Richard, 1996), onde também foram confeccionados gráficos fundamentais para a interpretação da área estudada.

1.4.3. Química Mineral

Foram escolhidas 03 lâminas/seções polidas para análise de química mineral em anfibólio e biotita, todos os presentes na ganga do minério. Infelizmente, devido a problemas operacionais não foi possível analisar as fases minerais presentes no minério e demais minerais de ganga.

As análises foram efetuadas em uma Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, constituída por 4 espectrômetros WDS (análises pontuais quantitativas) e um EDS (análises pontuais qualitativas) KeveX. Os cristais analisadores utilizados (TAP, LIF, PET) permitem que sejam analisados todos os elementos químicos com número atômico superior a 4, ou seja, a partir do elemento boro. As análises das amostras são do tipo pontual quantitativa. Os minerais foram analisados sob as seguintes condições: voltagem de 15 kV, corrente de 15 nA e tempo de contagem de 10 segundos para cada elemento.

Os dados obtidos foram tratados nos softwares *Minpet Geological Software 2.02* (Richard, 1996) e *Petrograph* (Petrelli, 2007), onde foram realizados cálculos de normalização e estruturais para a construção de diagramas classificatórios e discriminantes.

1.4.4. Inclusões Fluidas

O estudo de inclusões fluidas consiste na observação direta de suas características morfológicas (cor, tamanho, natureza e proporção das fases que as compõem à temperatura ambiente), na distribuição espacial no grão do mineral analisado, permitindo a distinção entre inclusões primárias e secundárias, e na análise indireta, por meio de ensaios microtermométricos.

A composição de um fluido aprisionado em uma inclusão fluida pode ser obtida a partir de medidas de mudanças de fases (fusão, dissolução e homogeneização) realizadas na microtermometria. Neste contexto, assume-se que o fluido não tenha sofrido alterações após o seu aprisionamento.

Análises petrográficas e microtermométricas de inclusões fluidas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do IG/UnB, utilizando a platina Linkam THMSG 600/TMS 93, com sistema de resfriamento LNP 2. As medidas foram obtidas pela bolsista Karla Munique da Silva Pereira, durante seu trabalho de iniciação científica. O aparelho permite obter temperaturas de -180°C até 600°C , porém, o intervalo utilizado nas análises concentrou-se de -60°C a 350°C , com reprodutibilidade de $0,1^{\circ}\text{C}$ entre -60°C e 30°C e de 2°C para temperaturas acima deste valor. Este sistema está acoplado a um microscópio Olympus BX 50, com objetivas de 10x, 32x e 50x, o que permitiu análises de inclusões fluidas inferiores a $10\ \mu\text{m}$.

A microespectrometria Raman é o método mais viável para se obter a composição de espécies moleculares nas fases sólida, líquida e gasosa em uma inclusão fluida. Os dados de avaliação de CO_2 , N_2 e CH_4 nas inclusões fluidas foram obtidos no Laboratório de Espectroscopia Ótica do Instituto de Física da Universidade de Brasília, em espectrômetro Raman Jobin Yvon T64000, multicanal, equipado com laser a argônio ionizado. O equipamento é acoplado a um

microscópio Olympus BX 41, com objetivas de 10x, 50x e 100x, sendo que as análises foram realizadas com a objetiva de 50x.

Inclusões fluidas podem conter várias espécies na forma de líquido, sólido e gás. Na fase líquida há predominantemente água e CO₂. Já na fase gasosa, os constituintes principais são vapor d'água, CO₂, CH₄ e N₂. Os sólidos podem ser compostos por minerais precipitados ou aprisionados, que podem ser Raman ativos ou inativos. Os inativos são os compostos iônicos, como por exemplo NaCl, e são os mais comuns. Os ativos são os compostos moleculares, como calcita, aragonita, magnesita, dolomita, nahcolita, anidrita, gipsita, barita e apatita.

As análises de espectrometria Raman se concentraram na determinação dos componentes da fase não-aquosa de inclusões aquocarbônicas, próximas à superfície da amostra, que apresentaram Tf CO₂ baixas, detalhando-se as regiões espectrais características de CO₂, N₂, H₂S e CH₄.

1.4.5. Isótopos de Enxofre

A maior parte dos elementos que ocorrem na natureza consiste de mais de um isótopo estável. O fracionamento destes isótopos é reflexo dos processos físicos aos quais foram submetidos. O estudo de isótopos estáveis é importante na caracterização de depósitos hidrotermais, pois podem fornecer informações de temperatura de formação de minerais, fontes dos fluidos hidrotermais e interação do fluido com as rochas encaixantes (Rollinson, 1993).

Neste trabalho, foram analisados isótopos de enxofre no par mineral pirita/esfalerita e calcopirita/esfalerita das amostras do Prospecto Água Branca. As amostras foram analisadas em ICP-MS *Laser Ablation Neptune* do Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O tamanho do feixe de laser utilizado foi 65 µm, com energia de 38 %, equivalente a 0,98 J/cm² e frequência de 9 Hz.

A composição isotópica de um único elemento em relação a um padrão, CDT – *Cañon Diablo Troilite*, no caso do enxofre, é dada por:

$$\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{‰}) = [\text{Ramostra}/\text{RCDT} - 1] \cdot 10^3$$

Para analisar o fracionamento entre dois minerais em equilíbrio isotópico, deve-se considerar o fator de fracionamento α , que consiste na razão entre isótopo pesado/isótopo leve de uma fase em relação à mesma razão do outro mineral:

$$\alpha = \text{R}(\text{}^{34}\text{S}/\text{}^{32}\text{S})_x / \text{R}(\text{}^{34}\text{S}/\text{}^{32}\text{S})_y$$

O fracionamento isotópico entre duas fases minerais é função da temperatura. A equação

que descreve o fracionamento entre duas fases x e y é apresentada da seguinte forma:

$$10^3 \ln \alpha_{xy} = A_{xy} \left(\frac{10^6}{T^2} \right) + B_{xy}$$

,onde A_{xy} e B_{xy} são constantes para o par xy. Como o dado de composição isotópica fornecido pelo espectrômetro de massa é $\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, geralmente usa-se a relação entre α e δ :

$$10^3 \ln \alpha_{xy} = \delta_x - \delta_y$$

O fracionamento isotópico de enxofre para o par pirita/esfalerita, analisado nesta pesquisa, é dado pela seguinte equação (Ohmoto & Rye 1979; Campbell & Larson 1998):

$$10^3 \ln \alpha = 0,30 \left(\frac{10^6}{T^2} \right)$$

1.4.6. Geocronologia U – Pb

O sistema isotópico U-Th-Pb é um dos mais utilizados pela geocronologia moderna uma vez que se baseia em três geocronômetros independentes, com meias vidas distintas e muito longas (Faure, 1986). Os três sistemas resultarão em idades concordantes se o sistema isotópico houver permanecido fechado após a cristalização e se a composição inicial de Pb for conhecida ou puder ser desprezada (Parrish & Noble, 2003).

A escolha do mineral a ser datado deve levar em consideração a quantidade de Pb comum incorporado no momento de sua cristalização e os teores de U (Heaman & Parrish, 1991). A opção por minerais como o zircão, rico em U, minimiza esse efeito, uma vez que U e Pb apresentam importantes diferenças na configuração eletrônica e no raio iônico e assim sendo, no momento da cristalização, esses elementos são fracionados. Cabe ressaltar que a razão dos isótopos radioativos e radiogênicos permanece invariável sob a ação desse fracionamento (White, 1998).

Nos minerais ricos em U há elevada retenção dos isótopos de Pb devido às altas temperaturas de fechamento do sistema isotópico (White, 1998). Isso resulta na aplicação do método para a datação de eventos magmáticos e constituintes detríticos em rochas sedimentares, além de permitir a individualização de múltiplos episódios de metamorfismo ou anatexia impressos na rocha (Heaman & Parrish, 1991).

Atualmente, as leituras das razões isotópicas U-Pb podem ser obtidas a partir de duas técnicas distintas, diluição isotópica, com adição de *spike* e análise em espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS), e análise *in situ* utilizando ablação com uma sonda de laser (LAM-HR-ICPMS) ou com feixe primário de íons (SIMS – microsonda iônica do tipo SHRIMP).

1.4.6.1 A Técnica de Diluição Isotópica (ID-TIMS)

O método TIMS (*thermal ionization mass spectrometry*) baseia-se na diluição isotópica, que consiste da adição de um traçador de composição isotópica e concentração conhecidas, enriquecida, em geral, no isótopo de menor abundância natural, ou em um isótopo artificial. É a técnica mais difundida na geocronologia em virtude da alta precisão das análises, com incertezas que podem chegar a até 0,1%, bem como do custo mais baixo do equipamento empregado.

No Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utiliza-se um espectrômetro Finnigan MAT 262, equipado com 7 copos Faraday e uma multiplicadora de elétrons.

1.4.6.2 A Técnica de Análise *In Situ* (LA-ICPMS)

O LA-ICPMS (*laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometer*) consiste de um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa e que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial. Tal característica torna essa sistemática importante para estudos de proveniência sedimentar e de minerais complexos, com herança ou sobrecrecimento metamórfico. As análises são rápidas e, portanto, os custos são menos elevados quando comparados aos das microsondas iônicas.

O Laboratório de Geocronologia da UnB conta com um LA-ICPMS do modelo Neptune da Thermo Finnigan, equipado com 9 copos Faraday, uma multiplicadora de elétrons e cinco contadoras de íon do tipo MIC (*multi ion channel*).

1.4.7 Geologia Isotópica de Sm e Nd

Detalhes sobre o método Sm-Nd são encontrados em Faure (1986) e De Paolo (1988), de forma que serão abordados aqui apenas alguns aspectos imprescindíveis para a discussão dos resultados. O método Sm-Nd baseia-se no decaimento do isótopo ^{147}Sm para ^{143}Nd , com emissão de uma partícula α . Outro aspecto da aplicação do método é a longa meia-vida, o que resulta no acúmulo muito lento de ^{143}Nd , de forma que rochas mais antigas resultam em melhores idades isocrônicas.

O único processo geológico capaz de fracionar este sistema isotópico é a geração de crosta a partir do manto. Assim sendo, no momento da fusão mantélica, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do magma será similar à da fonte, mas esta fica enriquecida em samário devido à maior incompatibilidade do

neodímio. A evolução no tempo geológico resulta então em maior acúmulo de isótopos radiogênicos no manto e, conseqüentemente, em razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que as observadas na crosta.

Esse comportamento levou à construção de curvas evolutivas para o planeta, as quais permitem avaliar com maior clareza o significado das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Assumindo-se que a composição isotópica Sm-Nd inicial da Terra era similar aos demais corpos formados em 4.55 Ga, a linha evolutiva CHUR (*chondritic uniform reservoir*), construída a partir de análises de meteoritos condriticos, representa a evolução dessa composição inicial do universo. A curva DM (*depleted mantle*), por sua vez, caracteriza a evolução do manto, empobrecido em ETR leves em algum momento da história geológica devido à retirada de magma para a constituição de crosta. A notação $\epsilon\text{Nd}(0)$ refere-se ao tempo presente, e o cálculo é realizado com as análises de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidas em laboratório. $\epsilon\text{Nd}(T)$ representa a composição isotópica da crosta quando foi formada e, conforme definido anteriormente, é idêntico à assinatura da fonte. Valores positivos de ϵNd indicam fontes do manto, empobrecidas em ETR leves, enquanto que ϵNd negativo sugere que a rocha tenha contribuições de material crustal.

De posse do valor de $\epsilon\text{Nd}(0)$ e da razão $^{147}\text{Sm}_{147}/^{143}\text{Nd}_{143}$ é possível criar uma reta que indica a época na qual o magma foi extraído do manto. O intercepto com a curva DM resulta na idade modelo T_{DM} , e da mesma forma, a idade modelo T_{CHUR} indica a intersecção com o modelo CHUR. Pelo fato de a idade T_{DM} ser sempre mais velha que a idade absoluta da amostra opta-se pelo seu uso em detrimento à T_{CHUR} .

A análise isotópica de Sm e Nd em rochas ígneas permite obter informações sobre o padrão de elementos terras raras da fonte. Elevados valores de Sm/Nd indicam um empobrecimento em ETR leves na fonte, enquanto que baixas razões sugerem padrão enriquecido na fonte. A variação de valores de ϵNd , por sua vez, fornece informações sobre a composição isotópica da fonte. Entretanto, processos como a mistura de magmas, a assimilação de encaixantes e o retrabalhamento crustal interferem na composição isotópica inicial, resultando em assinaturas intermediárias. Assim, rochas geradas em ambiente de arco magmático continental apresentam maior amplitude de valores de ϵNd , enquanto a assinatura de arcos oceânicos é mais consistente com a fonte.

Capítulo 2 – Contexto Geológico e Geotectônico Regional

2.1 Contexto Geotectônico

O Cráton Amazônico (Almeida, 1977) representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idade arqueana a mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves e Cordani, 1991).

Vários modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari 1996; Tassinari & Macambira 1999 e 2004; Santos *et al.* 2000 e Santos 2003) desde Amaral (1974). Em linhas gerais, são similares, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites de províncias tectônicas, mas que admitem que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (Fig. 2.1).

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) foi assim denominada por Faraco *et al.* (1997) e insere-se no Cráton Amazônico abrangendo parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós de Tassinari & Macambira (2004) ou Tapajós-Parima de Santos *et al.* (2003). É caracterizada por um extenso magmatismo vulcano-plutônico Paleoproterozóico (Lamarão *et al.* 2002), com expressivas mineralizações de ouro associadas.

Neste trabalho, foi adotada a proposta de Santos (2003), que divide o Cráton Amazônico em sete províncias tectônicas, a saber: Carajás (3000 a 2500 Ma), Transamazonas (2260 a 1990 Ma), Tapajós – Parima (2030 a 1860 Ma), Amazônia Central (1900 a 1860 Ma), Rondônia - Juruena (1850 a 1540 Ma), Rio Negro (1820 a 1520 Ma) e Sunsás (1450 a 1000 Ma). A Província Tapajós – Parima foi subdividida nos Domínios Uaimiri, Parima e Tapajós, sendo que o último corresponde aproximadamente aos domínios estabelecidos para a PAT (Fig. 2.1).

O Domínio Tapajós (DM) possui sua evolução ligada à rochas de 2,1-2,0 Ga de arco de ilha a 2,0 Ga de arco vulcânico (orogênese orosiriana Cuiú-Cuiú), seccionado por granitóides de 1,98-1,96 Ga e de 1,92-1,87 Ga posteriores à colagem do arco ao continente (pós-colisionais). Na parte central e noroeste do Domínio, predomina um extenso vulcano-plutonismo félsico de 1,89-1,86 Ga, com termos intermediários e máficos subordinados, seguido pela implantação de bacias de rifte continental que marcam a tafrogênese orosiriana (Vasquez *et al.* 2008).

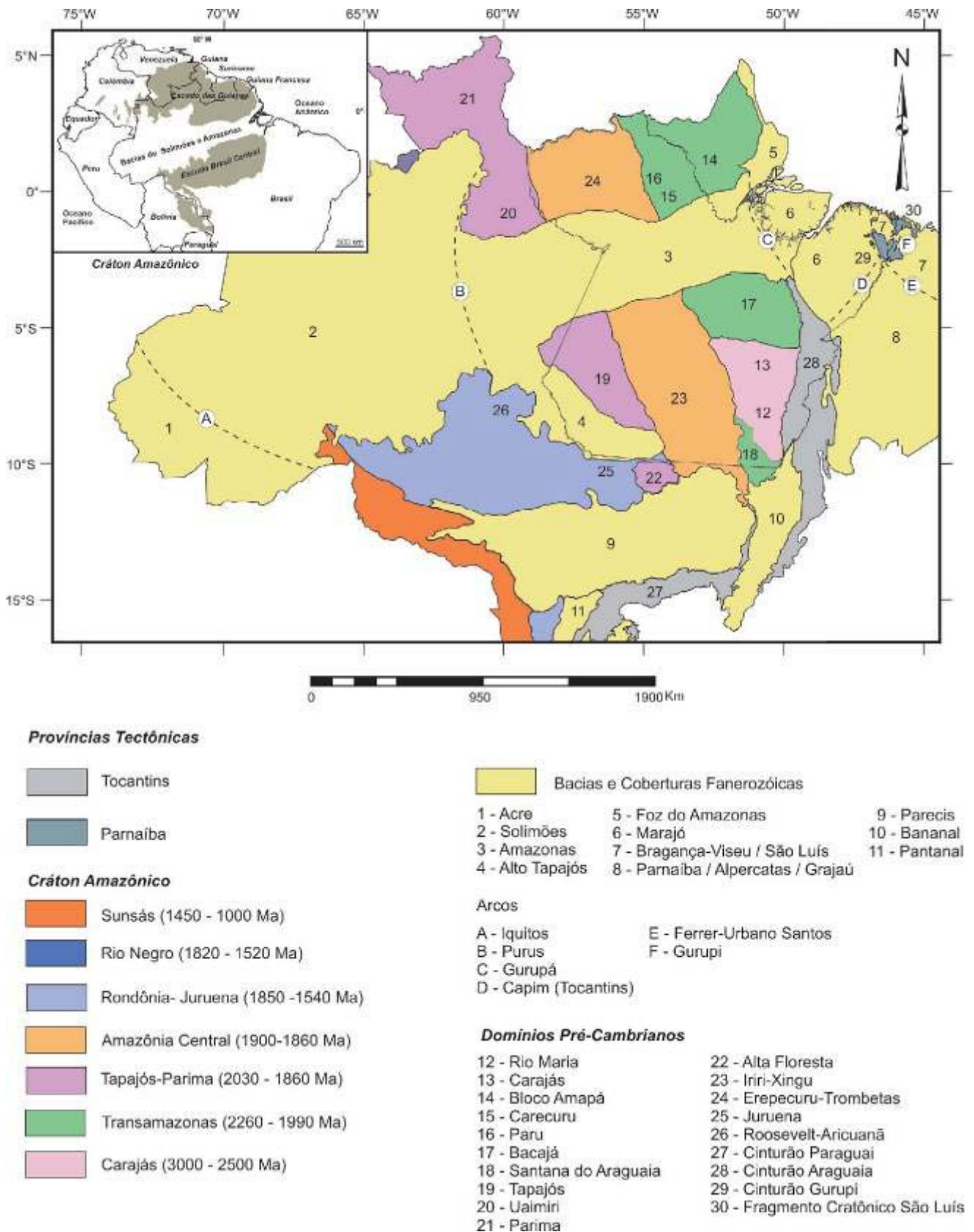


Figura 2.1 – Províncias tectônicas do norte do Brasil. Modificado de Almeida *et al.* (1977, 1981) e Santos (2003).

Os limites leste e nordeste da PAT estão em contato com a Província Amazônia Central, a norte estão sotopostos pelos sedimentos da bacia Amazonas e a sul e oeste pelas rochas sedimentares da bacia do Alto Tapajós.

O embasamento da PAT está representado por rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Jacareacanga, com idades U-Pb em zircões detríticos de metaturbiditos em torno de 2.1 Ga (Santos *et al.* 2000, 2001), e por rochas granito-gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú, com idade U-Pb em zircão em rochas tonalíticas de 2015 ± 9 e 2033 ± 7 MA (Santos *et al.* 2001).

As demais rochas plutônicas são enquadradas nas suítes Creporizão (Ricci *et al.* 1999), Parauarí e Maloquinha (Klein & Vasquez 2000). As duas últimas apresentam afinidade cálcio-alcalina e formam extensos batólitos irregulares. A Suíte Creporizão é representada por sienogranitos e monzogranitos com granodioritos e tonalitos subordinados, geralmente deformados, com idades U-Pb e Pb-Pb em zircão de 1997 ± 3 Ma a 1957 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001, Vasquez & Klein 2000).

As rochas vulcânicas possuem ampla distribuição na Província, sendo agrupadas indistintamente no Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã (Dall'Agnol *et al.* 1999, Klein & Vasquez 2000, Santos *et al.* 2000) ou, mais localizadamente, na Formação Bom Jardim (Almeida *et al.* 2000).

2.2 Litoestratigrafia da Província Aurífera do Tapajós

As principais unidades geológicas que compõem a PAT, bem como suas relações litoestratigráficas, podem ser mais bem compreendidas a seguir e na Figura 2.2:

As rochas supracrustais do **Grupo Jacareacanga** (Ferreira *et al.*, 2000) são constituídas predominantemente por micaxistos, talco xisto, actinolita xisto, quartzo micaxistos, quartzito, metachert, metargilito, metagrauvaca e filitos. Ainda segundo Ferreira *et al.*, (2000), todo esse conjunto é interpretado como sendo de baixo grau metamórfico, com idade de deposição situada ao redor de 2,1 Ga, como indicado pela datação U-Pb em zircão detrítico dos xistos (2.098 a 2.875 Ma) e pelas intrusivas graníticas do Complexo Cuiú-Cuiú, que têm idade ao redor de 2.005 Ma (Santos *et al.*, 1997; 2000; 2001).

O **Complexo Cuiú-Cuiú** (Almeida *et al.*, 2000) pode ser descrito como migmatitos, gnaisses, anfíbolitos e granitóides metassomáticos, dispostos sob metamorfismo que pode chegar à fácies anfíbolito, estando sempre associados com as rochas do Grupo Jacareacanga e mostrando relações claras de intrusão nesta última. Segundo Santos *et al.*, (2000), estas rochas seriam as representantes do arco magmático mais antigo da Província Tapajós-Parima, desenvolvido ao redor de 2.005 ± 7 Ma (U-Pb SHIRIMP em zircão).

Ricci *et al.*, (1999); Lamarão *et al.*, (2002) e Klein & Vasquez, (2000) descrevem a **Suíte Intrusiva Creporizão** como sendo composta por sieno- e monzogranitos, com granodioritos, tonalito e quartzo monzodioritos subordinados, com composições cálcio-alcálicas peraluminosas e metaluminosa, com idade de 1.974 ± 6 e 1.957 ± 6 (Santos *et al.*, 2001). Vasquez & Klein (2000) interpretam que essas rochas são sin- a tardi-orogênicas e Santos *et al.*, (2001) consideram esta Suíte como parte do segundo arco magmático desenvolvido na Província Tapajós-Parima.

Os derrames de andesito basáltico, traquiandesito basáltico, traquito e riolito da **Formação Vila Riozinho**, com idades de 1.998 ± 3 a 2.000 ± 4 , segundo Lamarão *et al.*, (2002), eram inicialmente consideradas como pertencentes ao Grupo Iriri, mas posteriormente foram separadas deste Grupo, pelos autores supracitados.

As rochas tonalíticas com xenólitos basálticos e andesíticos, que compõem a **Suíte Intrusiva Tropas**, marcam, para Santos *et al.*, (2000), o provável remanescente do terceiro arco magmático desenvolvido na Província. Tal unidade associa-se a derrames de basalto e de andesito cálcio-alcálico com idade de 1.895 ± 7 Ma (Santos *et al.*, 2001).

Os litotipos da **Suíte Intrusiva Parauari** são intrusivos nas rochas das unidades anteriores e são representados por granitos e monzogranitos, com tonalito e diorito subordinados. Em geral são rochas cinza-claras e equigranulares, mas, por vezes, são porfiríticas, com megacristais de plagioclásio e, localmente, de quartzo. Esta Suíte é considerada por Santos *et al.* (2001) como gerada no quarto arco magmático da Província e tem idades U-Pb em zircão de 1.883 ± 4 Ma a 1.870 ± 12 Ma e Pb-Pb em zircão de 1.880 ± 14 Ma. Segundo Almeida *et al.*, (2000), devido a grande variação composicional das rochas desta Suíte, suas principais fácies foram divididas em:

a) *Fácies granítica* - Biotita monzogranito, biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita monzogranito, álcali-feldspato granito, sienogranito, tonalito, microtonalito e micromonzogranitogranofírico cálcio-alcálicos. Estas rochas são leucocráticas, equigranulares e localmente porfiríticas.

b) *Fácies granodiorítica* - Corpos isolados na fácies granítica, constituídos por biotita granodiorito, clinopiroxênio-biotita-hornblenda granodiorito e biotita monzogranito.

c) *Fácies granítica com titanita* - Corpos equigranulares leucocráticos de biotita monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito, granodiorito e sienogranito.

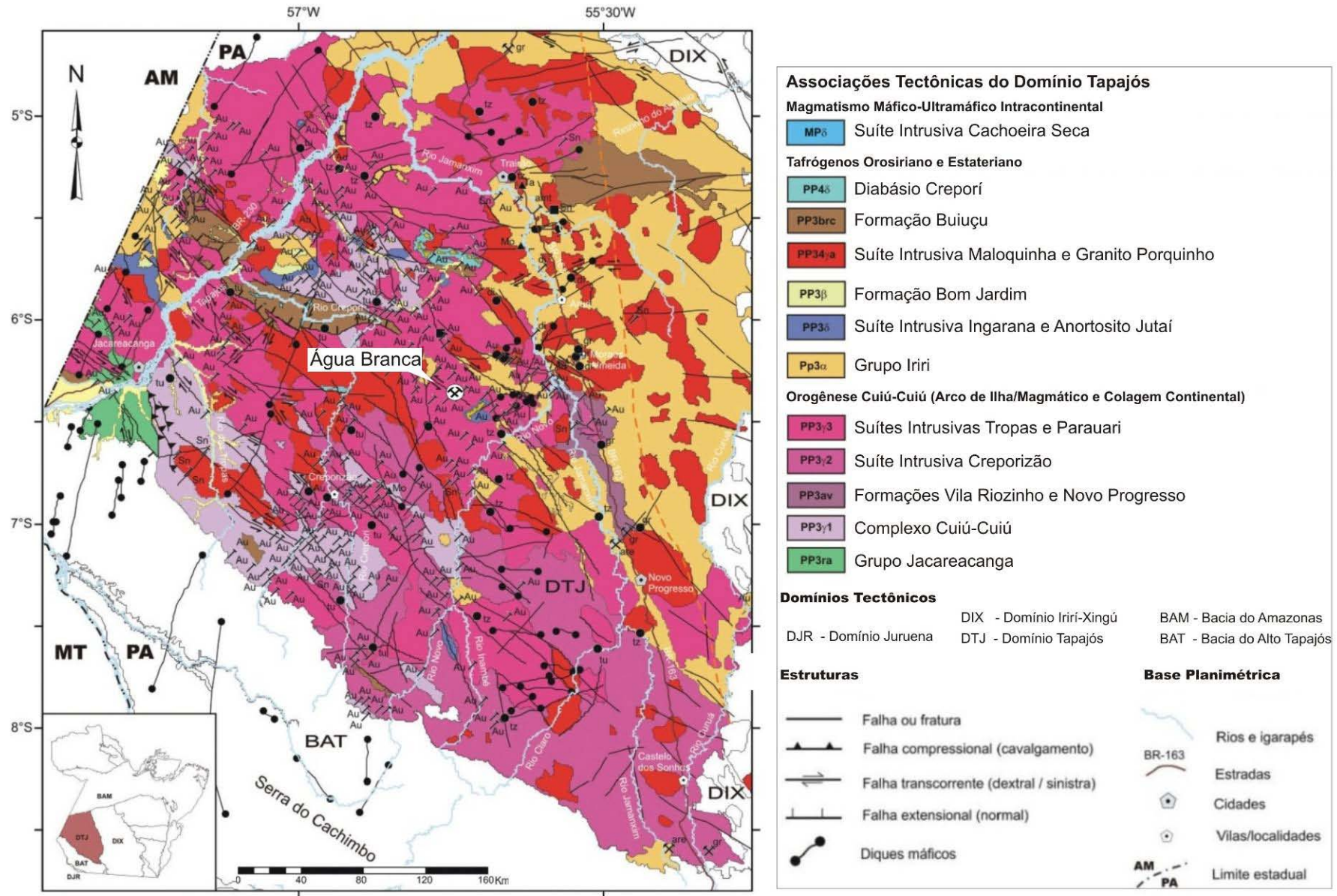


Figura 2.2 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima (Vasquez *et al.* 2008).

Os Granitos Batalha e Rosa de Maio, que anteriormente eram incluídos na Suíte Intrusiva Maloquinha, foram datados por Santos *et al.*, (2000), pelo método U-Pb por SHRIMP em zircão, com idades de 1.883 ± 4 Ma (Granito Batalha) e 1.879 ± 11 Ma (Granito Rosa de Maio). Entretanto, Juliani *et al.* (2002) redefiniram esses granitos como pertencentes ao evento final do magmatismo Parauari, inserindo-os na Fácies Granítica da Suíte. Os granitos Batalha e Rosa de Maio são compostos por hornblenda-biotita monzogranito leucocrático com variações para sienogranito, de cor variando de cinza nas porções sem alteração hidrotermal a vermelha nas porções mais intensamente hidrotermalizadas. Quimicamente são metaluminosos a peraluminosos, cálcio-alcalinos a subalcalinos e possuem afinidade com granitos tardi- a pós-colisionais.

A **Suíte Intrusiva Ingarana** (Bahia & Quadros, 2000) compreende corpos de gabro e diabásio com tendências cálcio-alcalinas e médio a altos teores de potássio (Almeida *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2001). As rochas desta suíte são intrusivas nas unidades descritas anteriormente e são cortadas por rochas subvulcânicas e plutônicas do Supergrupo Uatumã. Para estas últimas, Santos *et al.* (2001) obtiveram idades U-Pb em zircão entre 1.879 ± 3 e 1.873 ± 10 Ma.

O Grupo Uatumã, que posteriormente foi elevado à categoria de **Supergrupo Uatumã** por Melo *et al.* (1978), é marcado pelo característico evento vulcano-plutônico anorogênico que afetou todo o Cratón Amazônico (Pessoa *et al.*, 1977), gerando lavas andesíticas e riodacíticas, tufos, ignimbritos, arcóseos e diques de riolito em toda a região do rio Tapajós.

Recentemente, Juliani *et al.* (2002), ao sugerirem que as rochas vulcânicas cálcio-alcalinas da **Formação Vila Riozinho** não poderiam compartilhar da mesma fonte magmática das rochas alcalinas da Suíte Maloquinha, associou as mais antigas ao evento Intrusivo Creporizão e as mais jovens ao evento anorogênico Maloquinha.

Inicialmente denominado Formação Iri e, posteriormente, elevado à categoria de Grupo por Pessoa *et al.* (1977), o extenso vulcanismo denominado **Grupo Iri** atualmente encontra-se dividido nas formações Bom Jardim, Salustiano, Aruri e Moraes Almeida (Santos *et al.*, 2000). É admitido como sendo formado em ambientes de *back-arc*, associados a sedimentos marinhos e, geneticamente, vinculados a batólitos rasos cálcio-alcalinos tardi- a pós-tectônicos da Suíte Parauari (Juliani *et al.*, 2002; 2005).

Para Almeida *et al.* (2000), a **Formação Bom Jardim** é composta por derrames de andesito, andesito basáltico, traquiandesito e latito. Porém, Juliani *et al.* (2005) descrevem ainda hialoclastitos, hornblenda riodacitos e corpos de brechas hidrotermais em andesitos desta unidade, que se constituem quimicamente por rochas cálcio-alcalinas de alto potássio, com rochas básicas toleíticas metaluminosas.

Os derrames de riolito, riolacito, dacito e latito, localmente porfíricos, ignimbritos e tufos diversos, de composições cálcio-alcalina de alto potássio, descritos por Bahia & Quadros (2000), se enquadram estratigraficamente na **Formação Salustiano** de Pessoa *et al.*, (1977). O conjunto encontra-se localmente hidrotermalizado em diferentes estilos, tipos e intensidades (Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005). Santos *et al.* (2000) obtiveram idade de 1.870 ± 8 Ma para os riolitos e Dall'Agnol *et al.* (1999) obtiveram idade de 1.888 ± 2 Ma para um riolito alcalino.

Pessoa *et al.* (1977) denominaram de **Formação Aruri** as rochas piroclásticas, incluindo tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas, e epiclásticas com tufitos e arenitos tufáceos que afloram na região da PMT, ao passo que Bahia & Quadros (2000) especulam que a gênese destes materiais piroclásticos possam estar relacionados às características explosivas dos magmas ácidos da Formação Salustiano, que seria em parte retrabalhado e depositado em ambiente subaquoso.

A caracterização e denominação da **Formação Moraes de Almeida** é devido aos estudos de Lamarão *et al.* (2002, 2005), na região homônima, o qual classificou os derrames de ignimbritos, lápili-tufos, riolito e traquito alcalinos desta área, com idade Pb-Pb em zircão de 1.875 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002).

A **Suíte Intrusiva Maloquinha** teve sua gênese e distribuição ao longo do Cráton Amazônico melhor descrita por Bettencourt & Dall'Agnol (1987) e Dall'Agnol *et al.*, (1999), frequentemente associando-se a texturas rapakivi. Tais rochas afloram em planta como batólitos circulares a elípticos, orientados segundo lineamentos regionais de direção NW-SE. São constituídos por biotita granito, anfibólio granito, granodiorito, granito sódico e granitos granofíricos. Almeida *et al.*, (2000) subdividiu a referida Suíte em duas fácies: biotita granito e anfibólio-biotita. Ambas são formadas por granitos subalcalinos a alcalinos, peraluminosos, com quimismo semelhantes aos granitóides do tipo A. A cronologia para estas rochas obtidas por Santos *et al.*, (2000) pelo método U-Pb em zircão, apontam idades ao redor de 1.870 Ma.

Encaixados nas rochas do Grupo Iriri e das Suítes Ingarana e Parauari, ocorrem os diques de **Lamprófiros Jamanxim**. Almeida *et al.*, (1977) obtiveram idade K-Ar em rocha total de 1.536 ± 31 Ma para estes diques, que são pouco expressivos em campo.

A **Formação Buiucu** é constituída predominantemente por corpos de arenito e arenito arcoseano, além de conglomerado, siltito, argilito e tufos (Almeida *et al.*, 2000). A provável idade máxima para esta unidade pode se aferida pelas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, uma vez que se encontram seixos desta unidade em seus conglomerados, ao passo que sua idade mínima pode ser facilmente aferida pela idade dos diques intrusivos do Diabásio Crepori.

A unidade originalmente denominada como Sill Crepori por Pessoa *et al.*, (1977), foi posteriormente renomeada para **Diabásio Crepori** por Santos & Loguércio, (1984). É composta por

diques de direção predominante E-W e sills de diabásio, olivina diabásio e microgabro, e sua cronologia, obtida por Santos *et al.* (2000) mostram idades U-Pb SHRIMP em baddeleyita de 1.778 ± 9 Ma.

Finalmente, completando a litoestratografia da PAT, têm-se os sedimentos clásticos, lateritas, alúvios e colúvios englobados nas **Coberturas Fanerozóicas**, sendo reconhecidas como importantes depósitos de ouro na Província Aurífera do Tapajós, notadamente os aluviões e coluviões, onde a atividade garimpeira se destaca por grande parte da produção de ouro da região.

2.3 Síntese do Quadro Metalogenético da Província Aurífera do Tapajós

Para Faraco *et al.* (1997), os depósitos auríferos primários encontrados na PAT estão associados a **zonas de cisalhamento e veios de quartzo mesotermiais**, tendo como hospedeiras rochas diversas (vulcânicas, metassedimentares e graníticas).

Segundo Robert (1996), dois estilos de depósitos foram identificados na região do Tapajós: i) **ouro associado a veios de quartzo**, constituídos por veios polimetálicos com quantidades variáveis de calcopirita, esfalerita e galena e dominados por quartzo de textura maciça a bandada. A alteração hidrotermal consiste de uma zona proximal onde predominam sericita-pirita \pm feldspato potássico e uma zona periférica contendo clorita-epidoto-calcita. A ausência de deformação penetrativa e metamorfismo nas rochas hospedeiras sugerem que os depósitos se formaram em níveis crustais rasos. ii) **ouro disseminado ou associado a zonas de stockwork**, com zonas auríferas associadas a sulfetos disseminados em granodioritos e em zonas de *stockwork*, sugerindo associação com depósitos do tipo pórfiro. É apresentado um modelo onde grandes sistemas hidrotermais estariam centrado em intrusões tipo Maloquinha, com os depósitos disseminados ocupando preferencialmente a região da cúpula e os depósitos tipo veio localizados nas zonas periféricas das intrusões. Nesse modelo, seria possível a formação de depósitos em veios epitermais, em zonas de substituição de alta sulfetação, em veios tipo adulária-sericita, em zonas disseminadas em rochas fraturadas, em zonas de falhas e nas zonas de contato com rochas do embasamento.

Coutinho *et al.* (1998) relacionam a mineralização aurífera a intrusões graníticas, com a geração de dois tipos de depósitos: i) **tipo veio**, relacionados aos granitóides tipo Cuiú-Cuiú em associação com diques máficos/ultramáficos e lamprofíricos, condicionados por zonas de cisalhamento dúcteis direcionais (*mesothermal lode gold*), e apresentando enriquecimento em Cu e Pb; ii) **tipo disseminado/stockwork**, com subordinadas zonas de alteração hidrotermal pobres em metais-base (Cu-Pb-Zn), condicionadas por estruturas geradas durante as intrusões (*porphyry gold*).

Para Dreher *et al.* (1998), a ocorrência de adularia associada a veios colocados a baixa profundidade junto a rochas subvulcânicas preservadas de deformação / metamorfismo sugere a existência de depósitos de ouro **tipo epitermal** no Tapajós. Juliani *et al.* (2005) ressalta a importância de depósitos ligados a sistemas **epitermais high e low-sulphidation** no Grupo Iriri, que podem conter depósitos filoneanos de alto teor ou depósitos em zonas oxidadas associadas a zonas de *silica cap*. Martini (1998) advoga que na região do Tapajós o ouro ocorre associado a um ambiente **epizonal a epitermal** de idade mesoproterozóica, associados a veios de quartzo, com algumas ocorrências tipo disseminado e *stockwork*. As principais hospedeiras são rochas graníticas tipo Parauari e Maloquinha, tendo como associação hidrotermal a sericitização e a silicificação. Falhas regionais condicionam o posicionamento das intrusões e o fluxo dos fluidos mineralizantes.

O estudo de inclusões fluidas efetuado por Klein & Vasquez (2000) sugere a existência de fluidos metamórficos na região do Tapajós, o que leva os autores a propor também a existência de depósito do **tipo orogênico**. Segundo Juliani *et al.* (2002), o granito Batalha (tipo Parauari) apresenta varias fases de alteração hidrotermal, estando os maiores teores de ouro ligados a alteração sericitica, e concluem que os granitos tipo Parauari, principalmente em suas fácies mais tardias, apresentam potencial para mineralizações **tipo Cu-Au pórfiro**.

Santos *et al.* (2001) publicaram uma síntese sobre o conhecimento dos depósitos de ouro na Província Tapajós. Propõem uma classificação dos depósitos existentes em: i) **orogênicos**, hospedados em rochas turbidíticas (disseminados e em venulações de quartzo+pirita); e ii) **relacionados a intrusões**, epizonais (veios de quartzo + pirita preenchendo falhas extensionais rúpteis), disseminado/*stockwork* (tipo pórfiro).

Coutinho *et al.* (2000) determinaram duas épocas de mineralização para os depósitos mesozonais e epitermais, baseados em idades-modelo em sulfetos, ocorridas em 1,96 Ga e 1,88 Ga. Já Santos *et al.* (2001) defendem apenas uma época metalogenética, que teria ocorrido em torno de 1,86 Ga. Klein *et al.* (2002) sustentam que, pelo menos para a porção sudeste da província, um evento mineralizador teria ocorrido entre 1,97 e 1,95 Ga, durante deformação transcorrente e estágios finais de posicionamento de granitóides pós-colisionais da Suíte Intrusiva Creporizão. Os depósitos de ouro desse evento diferem estrutural e texturalmente daqueles formados por volta de 1,88 a 1,86 Ga, comuns na província, que apresentam características epizonais a epitermais (Dreher *et al.* 1998, Klein *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2002) e estão hospedados em granitóides da Suíte Maloquinha e em rochas vulcânicas félsicas (Jacobi 1999; Juliani *et al.*, 2005).

Na Tabela 2.1 é apresentada uma síntese dos dados metalogenéticos/estruturais de alguns dos principais depósitos (garimpos) da Província Aurífera do Tapajós.

Garimpo	Estilo Estrutural	Orientação do Minério	Rocha Encaixante / (Unidade)	Mineralogia do Minério	Alteração Hidrotermal	Referencias
Abacaxis	Disseminado, veios de quartzo	N45W/45NE	siltitos, granodioritos / SIP	py, po	se	Santos <i>et al.</i> (2001) Santos (1997)
Babilônia	Veios de quartzo	N45W/45SW	monzogranito / SIC	py	se	Klein <i>et al.</i> (2002)
Batalha	Veios de quartzo, <i>stockwork</i>	N45W/70SW	sienogranito / SIM	py, cpy, gn, po, apy, bn	se, epid, alb	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Boa Vista	Veio de quartzo em zona de cisalhamento, brecha	N70E/80SE	monzogranito / SIC	py, cpy	si, se, cb, cl	Vasquez & Klein (2000)
Bom Jesus	Veios de quartzo	E-W/88S	monzogranito / SIP	py, cpy, gn	se, kf	Santos (1997)
Buiuçu	Veios de quartzo	N30° W/SW	Xistos / GJ	py	cl, se	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Céu Azul	Brecha hidrotermal	N70E/88SE	granodiorito / SIC	py	qz, kf, se, epid, hem	Klein <i>et al.</i> (2002)
Chico Torres	Veios de quartzo	N6W/68SW	granodiorito / SIP	py	se, epid	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Cte Machado	Veios de quartzo	N40E/70SE	granodiorito foliado / CCC	py	mus	Rosa-Costa & Carvalho (1999)
Cte Renan	Veios de quartzo em zona de cisalhamento	N0-30E/60-88SE	gnaisse tonalítico / CCC	py	cl, epid	Klein <i>et al.</i> (2002)
Conceição	Veios de quartzo, disseminado	N55E/75NW	metandesito, tonalito / CCC	py	se, cl, cb	Santos (1997)
Davi/Bom Jardim	Veios de quartzo	N55E/vert.	gabros, monzogranitos / SII	py, cpy, gn, sph, bn	alb, cb, se	Santos (1997) Almeida <i>et al.</i> (2000)
Goiano	Veios de quartzo	N50E/88SE	granodiorito / CCC	py	mus	Santos (1997)
Guarim	Veios de quartzo, brecha hidrotermal	N75E/75NW	grabitóides / CCC	py, cpy, bn	se, cl, cb	Klein & Vasquez (2000)
Independência	<i>Stockwork</i>	N45-80E/60SE	monzogranito aplítico / SIP, SIC?	py	mus	Klein <i>et al.</i> (2002)
Jutaí	Disseminado, veios de quartzo		gabro / SII	py, mt	cl	Santos <i>et al.</i> (2001) Santos (1997)
Limão	Disseminado, sulfeto maciço (30% py)	E-W	sienogranito / SIM	py, (cpy)	kf, se, (cb)	Araneda <i>et al.</i> (1998)
Maués	Veios de quartzo	N20W	sericita-xisto / GJ	py	se	Santos <i>et al.</i> (2001)
Novo Vietnam	Veios de quartzo em zona de cisalhamento	N55E/80SE	monzogranito / SIC	py	se	Klein <i>et al.</i> (2002)
Ouro Roxo	Disseminado, veios de quartzo (Py)	N10-30E/35SE	metaandesito, tonalito / CCC-SIP	py	se, cl, cb	Santos <i>et al.</i> (2001)
Patinhas	Veios de quartzo em zona de cisalhamento	N20E/68SE	granodiorito / CCC	py, cpy	epid	Rosa-Costa & Carvalho (1999), Klein <i>et al.</i> (2000)
Patrocínio	Veios de quartzo-pirita	N40-50E/vert.	protomilonitos / SIC	py (gn, sph, apy)	se	Araneda <i>et al.</i> (1998)

Tabela 2.1 – Resumo dos principais depósitos (garimpos) auríferos da Província Metalogênica do Tapajós (*apud* Klein *et al.* 2002 e Santos *et al.* 2001)

Garimpo	Estilo Estrutural	Orientação do Minério	Rocha Encaixante / (Unidade)	Mineralogia do Minério	Alteração Hidrotermal	Referencias
Pau D'arco Pepeu	Veios de quartzo, vênulas Disseminado, veios de quartzo	N30E/65SE N10W/80NE	quartzo-diorito-gnaiss / CCC metabasalto? / CCC	cpy, py py, cpy	mus, kf, cl	Klein <i>et al.</i> (2002) Santos <i>et al.</i> (2001) Santos (1997)
Pison	<i>Stockwork</i> , veios de quartzo	E-W/vert., N70W/vert.	granófiros, tufos, vulcanicas ácidas / GIR	py, sl, ccs, bn	kaol, se, cb	Santos <i>et al.</i> (2001) Santos (1997)
Pista Nova	Vênulas de quartzo	N45-50W	monzogranitos, vulcânicas ácidas / SIP	py	se, cl	Araneda <i>et al.</i> (1998)
Porquinho Roque Santeiro	Veios de quartzo, disseminado Veios de quartzo	N40W/vertical N45E/75NW	monzogranito / CCC gnaiss tonalítico / CCC	py, cpy, apy py	si, epid cl	Almeida <i>et al.</i> (2000) Klein <i>et al.</i> (2002)
São Jorge	Disseminado, <i>stockwork</i>	N60-70W/70-88SW	monzogranito / CCC	py, cpy	se, cl, cb	Ronchi <i>et al.</i> (2001)
São Jose	Veios de quartzo	N45W/63NE	monzogranito / SIC	py	epid	Klein <i>et al.</i> (2002)
Sudário	Veios de quartzo	N40-60E/88SE	granotoides / CCC	py		Rosa-Costa & Carvalho (1999)
Tapajós	Veios de quartzo	N70W	Xisto, metachert / GJ	py		Almeida <i>et al.</i> (2000)
Tuari	Veios de quartzo	N30E/85NW	granitoides / SIC	py	cl, epid	Klein <i>et al.</i> (2002)
Teodorico I	Disseminado, vênulas	N60W/40NE	gabro / SII	py	Si, cb	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Teodorico II	Veios de quartzo	N40W/75SW	Talco-clorita-xisto / GJ	py	Cl, se	Almeida <i>et al.</i> (2000)
Vietnam	Veios de quartzo em zona de cisalhamento	N70E/75NW	monzogranito / SIC	py	Se	Klein <i>et al.</i> (2002)

Tabela 2.1 – Continuação.

Legenda: GJ = Grupo Jacareacanga; CCC = Complexo Cuiú-Cuiú; SIC = Suíte Intrusiva Creporizão; SIP = Suíte Intrusiva Parauari; SII = Suíte Intrusiva Ingarana; SIM = Suíte Intrusiva Maloquinha; GIR = Grupo Iriri. py = pirita; cpy = calcopirita; po = pirrotita; gn = galena; apy = arsenopirita; sph = esfalerita; bn = bornita; mt = magnetita; ccs = calcosita; se = sericita; cl = clorita; epid = epidoto; cb = carbonato; si = silicificação; kaol = kaolinita; mus = muscovita; kf = feldspato potássico; alb = albita; hem = hematita.

Capítulo 3 – Artigo I

Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Graníticas Hospedeiras da Mineralização Aurífera do Prospecto Água Branca, Província Tapajós

Sebastião Rodrigo Cortez de Souza¹, Nilson Francisquini Botelho² & Ricardo Tepedino Martins Gomes³

1- Programa de Pós-Graduação em Geologia, IG/UnB, E-mail: srscouza@hotmail.com; 2- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Asa Norte, 70.910-900 – Brasília, DF. E-mail: nilsonfb@unb.br; 3 - Bolsista PIC/UnB/CNPq.

3.1. Abstract

Granitic rocks that host gold at the Água Branca Prospect (Tapajós Gold Province – Pará State – Brazil) consist of four compositional facies including monzogranite, granodiorite, tonalite and monzonite. They show micro textures that indicate crystallization at shallow to intermediate levels. Lithogeochemical investigations characterize these rocks as middle to high potassium calc-alkaline, metaluminous series. The REE content of this suite shows similar fractionation for the LREE and low to highly fractionated pattern for HREE with absent to weak negative Eu anomaly. The Água Branca Granite is part of the post-collisional granites of the Tapajós Domain, emplaced at pressures between 2 to 3 kb as indicated by the Al-in-hornblende geobarometer. New U-Pb zircon (LA-ICPMS) data yielded ages of 1876 Ma \pm 15 Ma for the Água Branca Granite and 1954 Ma \pm 34 Ma for the mafic xenoliths. Sm-Nd T_{DM} ages are 2.49 Ga - 2.53 Ga for the granites and 2.41Ga - 2.51Ga for the mafic xenoliths with ϵNd values between -1.8 to -9.3 and -0.1 to -2.3, respectively. Synthesis of all new geochronological, petrographic and lithogeochemical data suggests that this group of granitic rocks can be correlated with the Parauari Intrusive Suite and that the age of the Tapajós Domain volcanic-plutonic rocks vary between 2.0 Ga and 1.87 Ga. These data also indicate the input of material derived from Paleoproterozoic sialic crust, with some Archaean contribution, in the origin of the granitic magmas.

3.2. Resumo

As rochas graníticas hospedeiras da mineralização aurífera do Prospecto Água Branca (PAB) (Província Aurífera Tapajós - Estado do Pará – Brasil) possuem composições monzonítica, tonalítica, granodiorítica e monzogranítica e apresentam microtexturas que indicam cristalização em níveis rasos a intermediários. Dados de



litogeoquímica caracterizam essas rochas como da série cálcio-alcálica, metaluminosa de tendência potássica. O conteúdo de ETR dessa suíte granítica mostra um fracionamento semelhante para todos os ETR leves, relativa diferença no fracionamento de ETR pesados e ausência a fraca anomalia negativa de Eu. Tectonicamente, o Granito Água Branca posiciona-se como os demais granitos pós-colisionais do Domínio Tapajós, com cristalização sob pressões de 2 a 3 kb, indicadas pelo geobarômetro Al-hornblenda. Novos dados U-Pb em zircão (LA-ICPMS) mostraram idade de 1876 ± 15 Ma para o Granito Água Branca e idade de 1954 ± 34 Ma para os xenólitos máficos encontrados nesse corpo. Idades-modelo (T_{DM}) mostram valores entre 2.49 a 2.53 Ga para os granitos e 2.41 a 2.51 para os xenólitos máficos, enquanto a variação de ϵ_{Nd} ficou entre -1.8 a -9.3 e -0.1 a -2.3, respectivamente. Uma síntese dos dados geocronológicos, petrográficos e litogeoquímicos obtidos coloca o grupo de rochas graníticas do PAB como correlato à Suíte Intrusiva Parauari e reforça a idéia de que as idades das associações vulcânicas e plutônicas do Domínio Tapajós variam entre 2.0 – 1.87 Ga. Esses dados indicam ainda que os magmas graníticos tiveram contribuição crustal a partir de rochas-fonte predominantemente paleoproterozóicas com alguma contribuição arqueana.

3.3. Introdução

A Província Aurífera do Tapajós – PAT (Faraco *et al.* 1997) situa-se na porção central do Cráton Amazônico, SW do estado do Pará (Fig. 3.1).

Em virtude das suas inúmeras riquezas minerais diversas empresas de prospecção geológica vêm desenvolvendo estudos de viabilidade econômica na região. No entanto, nesta província existem algumas porções onde trabalhos de mapeamento geológico e estudos metalogenéticos e geocronológicos são escassos ou não existentes, o que dificulta a elaboração de um quadro geológico regional. Na PAT, vários depósitos e prospectos auríferos estão hospedados em rochas graníticas (Santos *et al.* 2002). Igual, ou maior quantidade de outros depósitos auríferos, também está hospedada sobre rochas supracrustais do embasamento e em rochas vulcânicas.

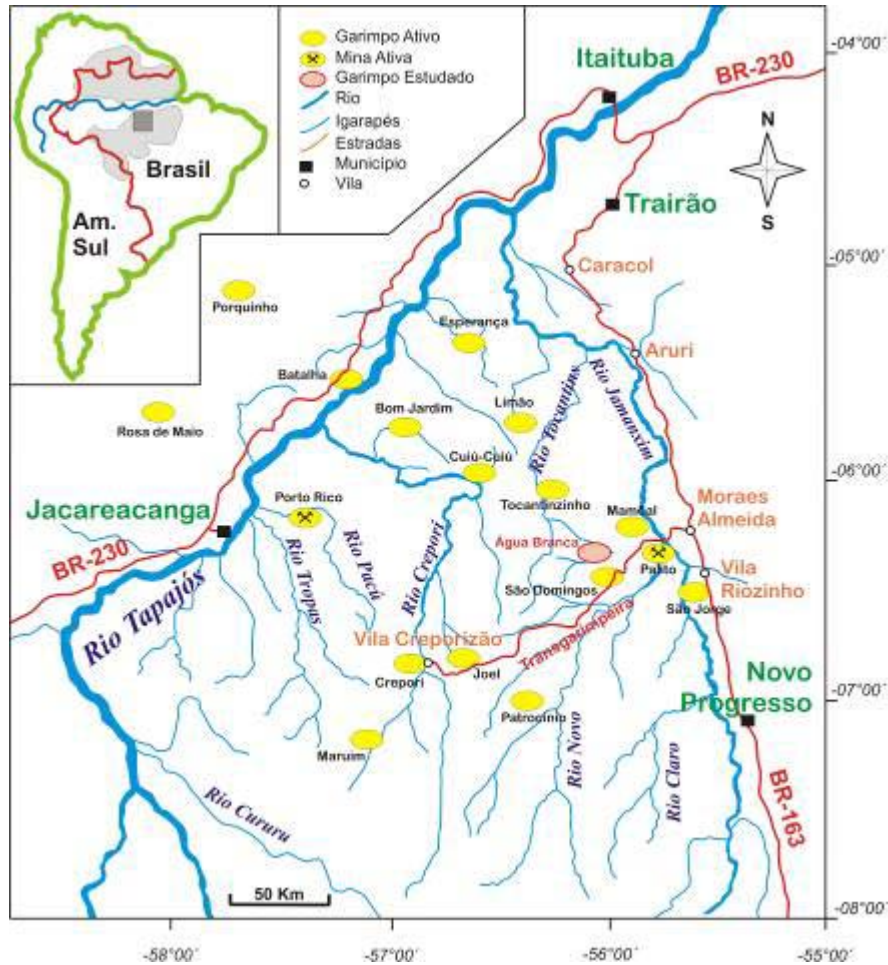


Figura 3.1 – Mapa de localização da Província Aurífera Tapajós. Em destaque seus principais garimpos (amarelos) e a área de estudo (vermelho).

No Prospecto Água Branca, a mineralização está relacionada a corpo granítico, associada a fácies hidrotermalizadas, sugerindo uma relação genética com magmatismo granítico, semelhante a vários outros depósitos de ouro descritos no Domínio Tapajós. O presente trabalho abordará o uso de dados petrológicos, geoquímicos e geocronológicos das rochas hospedeiras, Granito Água Branca e xenólitos máficos, do Prospecto Água Branca, objetivando caracterizar o magmatismo atuante e compreender o sistema mineralizador responsável pela mineralização aurífera no garimpo homônimo e em depósitos semelhantes da PAT.

3.4. Contexto Regional

A região do Prospecto Água Branca está localizada na porção central da PAT, que cobre uma área de aproximadamente 1.670.000 km² e corresponde a uma importante província metalogenética, localizada na porção centro-sul do Cráton

Amazônico (Almeida, 1978), ocupando uma grande área na chamada Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2003), denominada de Domínio Tapajós - DT (Vasquez *et al.*, 2008) (Fig. 3.2). O DT pode ser caracterizado por um extenso magmatismo vulcano-plutônico paleoproterozóico (Lamarão *et al.* 2002), com sua geologia dominada por seqüências vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos com expressivas mineralizações de ouro associadas. O Cráton Amazônico tornou-se tectonicamente estável desde o fim do Paleoproterozóico e foi formado por acreção e amalgamação de micro-continentes durante o Arqueano e o Paleoproterozóico. Enquanto diversas teorias sobre a evolução tectônica da região têm sido propostas, parece consenso geral que um evento tectônico inicial colisional oblíquo, associado com processos de encurtamento crustal, está relacionado a eventos de subducção / acreção de arcos magmáticos e início de nucleação continental (Klein & Vasquez, 2000).

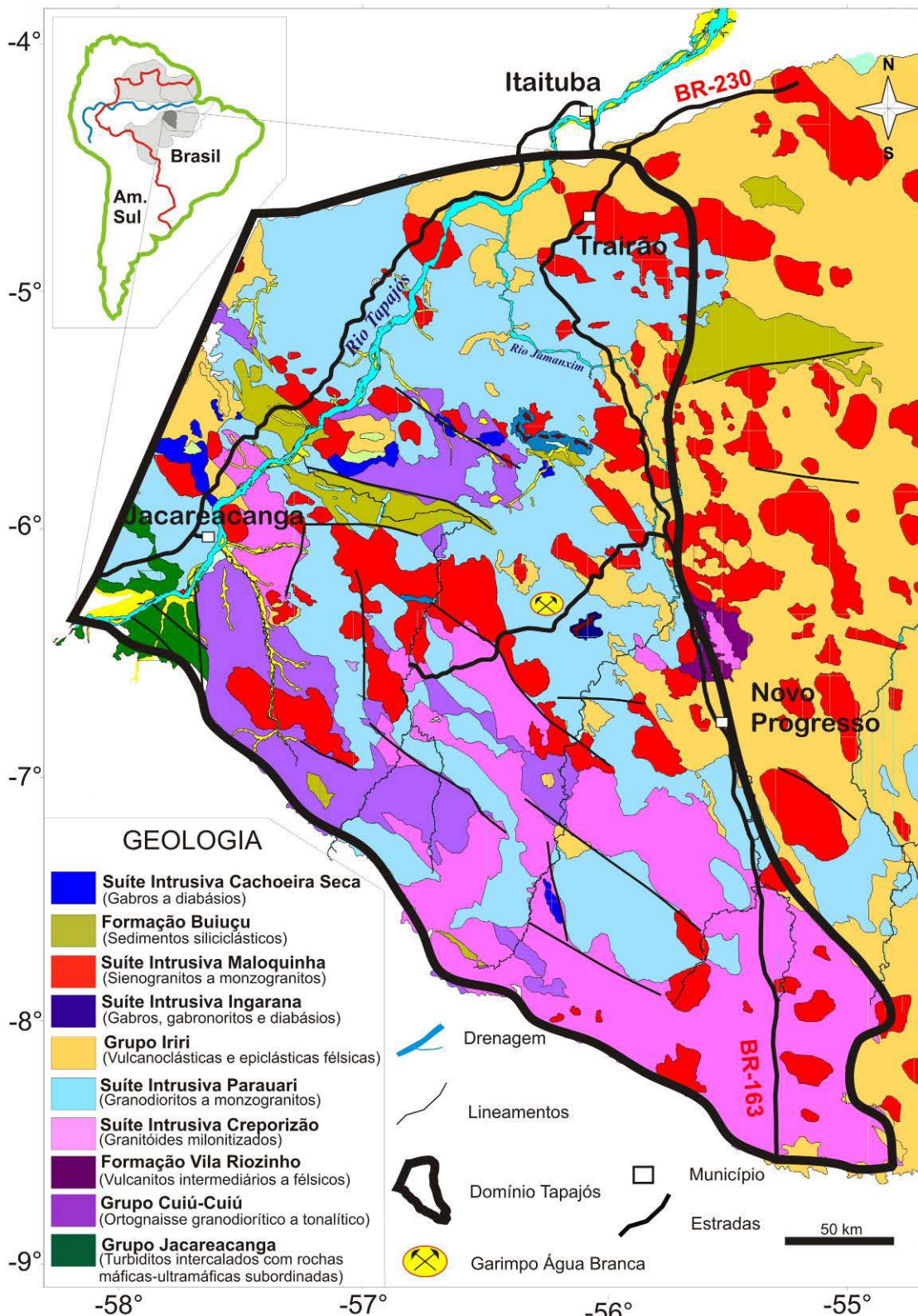


Figura 3.2 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima mostrando a localização da área estudada. Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

O embasamento do Domínio Tapajós é representado pelas rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga (>2.1 Ga) e por granitóides sin-orogênicos do Complexo Cuiú-

Cuiú (2.0 – 2.4 Ga). O Grupo Jacareacanga é considerado mais antigo do que o Grupo Cuiú-Cuiú, porém suas relações de campo ainda não estão bem compreendidas. Ambas unidades são intrudidas por granitóides das suítes intrusivas Creporizão (1.95 - 1.97 Ga) e Parauarí (1.86 – 1.89 Ga), cuja composição varia de sienogranitos a granodioritos, respectivamente. Rochas do Grupo Iriri, compostas por vulcânicas félsicas a intermediárias, de idade entre 1.87 e 1.89 Ga, recobrem as rochas do embasamento regional, bem como das unidades intrusivas. Essas rochas vulcânicas são intrudidas por plutons anorogênicos co-magmáticos da Suíte Maloquinha, em eventos datados entre 1.80 e 1.89 Ga. De acordo com vários autores (Santos *et al.* 1997, Klein & Vasquez, 2000 e Santos *et al.* 2001), o evento ígneo Iriri/Maloquinha está associado com um forte episódio extensional regional. Uma análise estrutural regional na região do Tapajós identificou importantes lineamentos regionais, com trends variando entre N-S, NW-SE e subordinadamente NE-SW e E-W (Klein & Vasquez, 2000).

3.5. Geologia do Prospecto Água Branca

O Prospecto Água Branca – PAB – (Fig. 3.3) está situado nas cercanias da vila/garimpo Água Branca, localizado a norte da rodovia Transgarimpeira, distante aproximadamente 30 km a norte da vila São Domingos. O Granito Água Branca (GAB) não possui seus limites ainda bem definidos, mas constitui uma área de aproximadamente 65 km² no contexto do garimpo Água Branca sustentando serras semi-circulares dispostas em formas irregulares segundo trend regional NW-SE, em meio a vales aluvionais (Fig. 3.3). Os contatos entre granito e rocha encaixante não são bem definidos, sobretudo devido ao espesso manto intempérico que recobre seus afloramentos, e à dificuldade de acesso e ao pobre conhecimento geológico.

A coleta de amostras para o estudo petrográfico e geoquímico se deu através da seleção direta em 06 furos de sondagem, executados diretamente sobre as cavas das atividades garimpeiras (Fig. 3.3).

De uma maneira geral, as rochas estudadas encontram-se pouco a não deformadas e pouco fraturadas, mostrando alterações hidrotermais quando seccionadas por microfaturas ou zonas de cisalhamentos E-W e ENE-WSW de caráter regional. Mega xenólitos máficos a intermediários são encontrados tanto em testemunhos de sondagem como nos níveis saprolíticos, assim como veios de quartzo auríferos (\pm sulfeto), que supostamente se alojam sobre zonas de cisalhamento regionais.

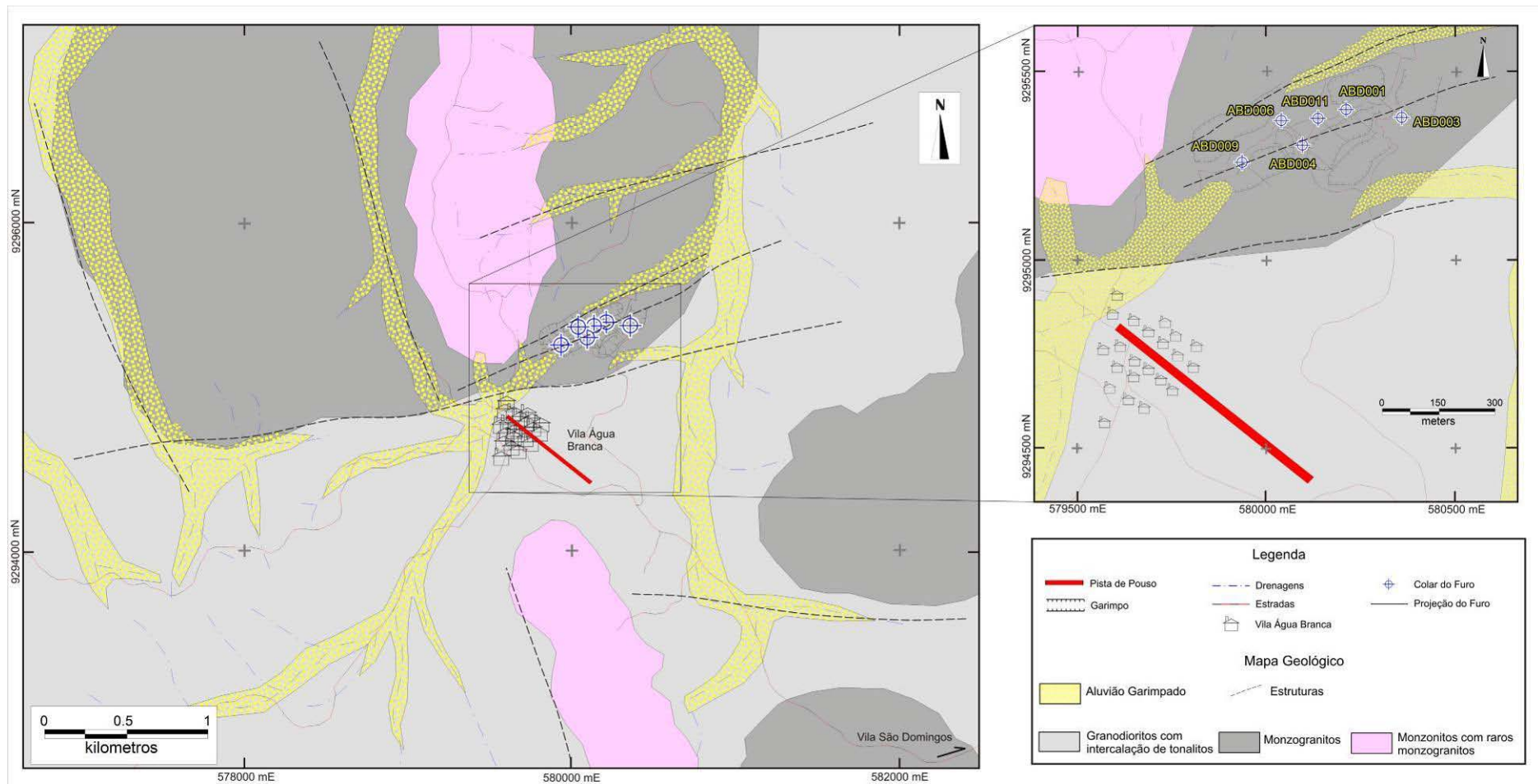


Figura 3.3 – Mapa geológico esquemático do Granito Água Branca nas imediações do Prospecto Água Branca (esquerda) e mapa de localização dos furos de sondagem estudados neste trabalho (direita superior).

Petrograficamente, o GAB varia de monzogranito a tonalito com padrões de relevo e assinatura aerogeofísica distintas, como descrito em outras regiões do DM (Brito 2000a, Vasquez *et al.* 1999, Bahia e Quadros 2000). As rochas graníticas são equi- a inequigranulares, de granulação média a grossa, leucocráticas a mesocráticas, portadoras de biotita e hornblenda. Hospedam enclaves microgranulares máficos de composição diorítica com feições de mistura de magma tipo *mingling*. Em síntese, são granitóides isotrópicos, mas que apresentam uma foliação protomilonítica nas porções afetadas por zonas de cisalhamento NW-SE.

3.6. Descrição Faciológica e Aspectos Texturais do Granito Água Branca

Estudos petrográficos realizados em 40 lâminas delgadas das rochas graníticas do GAB permitiram a individualização de quatro fácies petrográficas, denominadas como Fácies Granodiorítica (ABGD), Fácies Monzogranítica (ABMG), Fácies Tonalítica (ABTN) e Fácies Monzonítica (ABMZ) (Figs. 3.4 e 3.5).

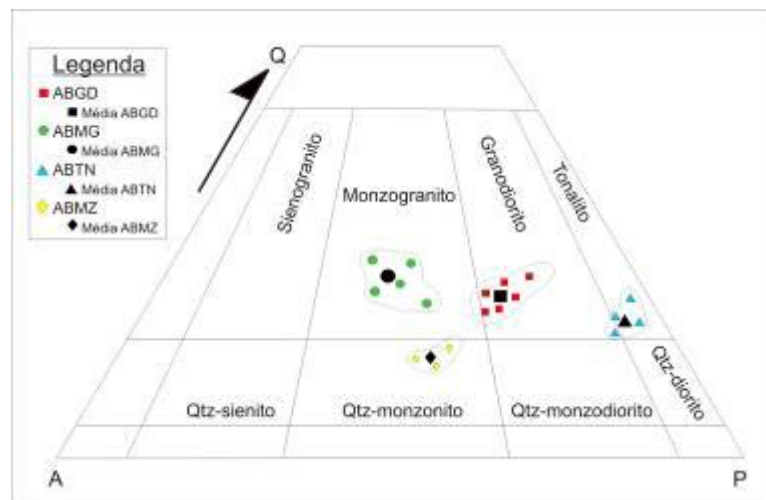


Figura 3.4 – Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1976) para as rochas graníticas hospedeiras do GAB.

O ABGD compõe as rochas hospedeiras mais abundantes e mais preservadas dos processos hidrotermais no PAB. São rochas mesocráticas de granulação média, isotrópicas e levemente magnéticas (dada a presença de magnetita). Em geral, são compostas por grandes cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, com textura mimerquítica (localmente poiquilítica), saussuritização pouco desenvolvida, podendo conter inclusões de quartzo e epidoto. O microclínio é quase sempre pertítico, subédrico

a anédrico. Os grãos de quartzo formam pequenas massas intersticiais entre os feldspatos, às vezes intercrescidos com hornblenda e titanita mostrando forte extinção ondulante característica. O anfibólio presente é a hornblenda, que se apresenta em grãos de pequenas dimensões com hábitos anédricos a subédricos. São portadoras de geminações simples e pleocroísmo de amarelo claro à verde azulado. A biotita forma cristais subédricos à euédricos, às vezes cloritizados, com frequentes inclusões de cristais de zircão. Titanita, apatita, allanita (metamictizada), zircão e magnetita ocorrem como acessórios, e muscovita, epidoto e zoisita ocorrem como minerais de alteração dos plagioclásios. O aspecto de alteração nestas rochas quando submetidas à processos hidrotermais dominante é marcado pela intensa saussuritização dos plagioclásios.

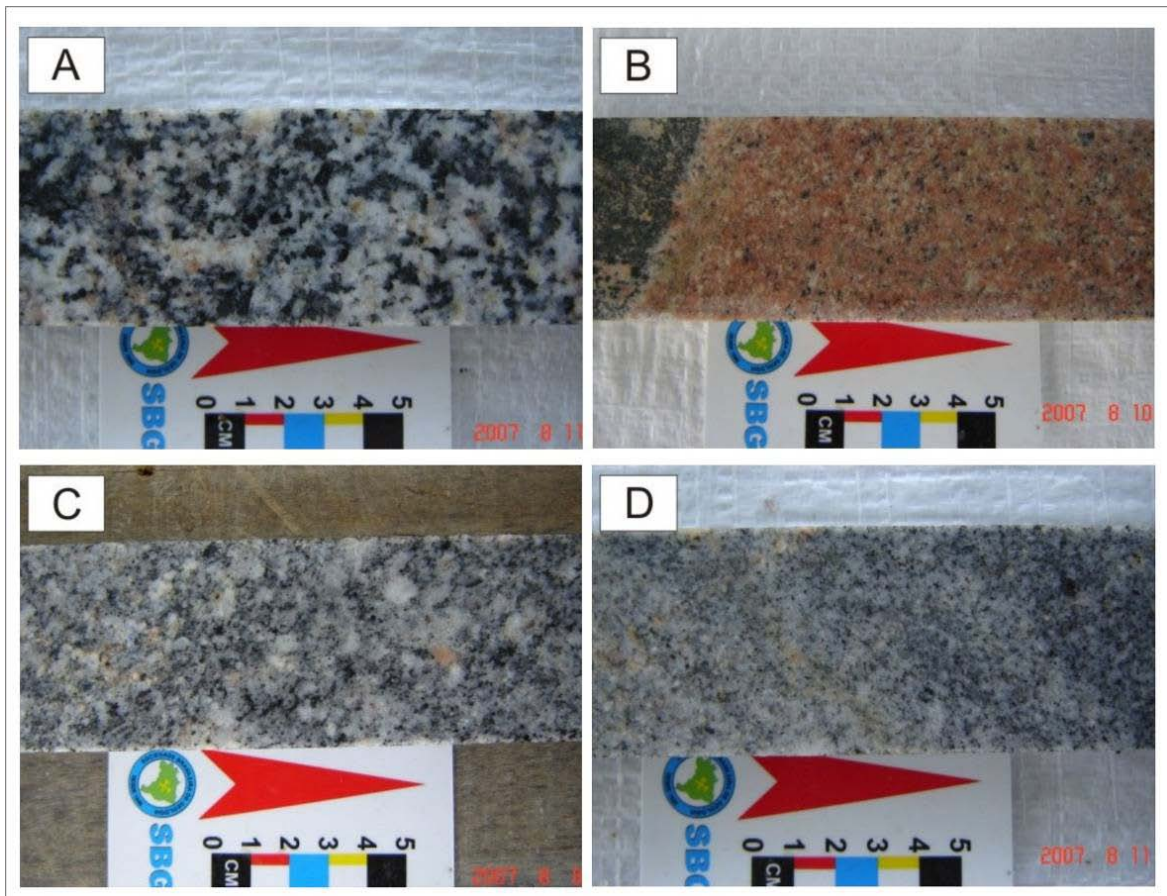


Figura 3.5 – Fotografias mostrando as principais fácies do granito Água Branca. (A) granodiorito de granulação média, rico em máficos, da fácies ABGD (amostra MRC109); (B) monzogranito fino portador de poucos minerais máficos. Fácies ABMG (amostra MRC090); (C) rocha quartzo-monzonítica, grã-média e textura isotrópica. Fácies ABMZ (amostra MRC053); (D) tonalito fino, mostrando incipiente foliação/bandamento magmáticos. Fácies ABTN (amostra MRC117).

O ABMG possui granulação média a fina, tonalidades levemente avermelhadas acompanhada por oxidação. A mineralogia se completa com cristais maiores de feldspato potássico, pouco alterados e bem formados, ao lado de quartzo com extinção ondulante, que localmente pode mostrar processos de recristalização. Pequenas quantidades de biotita e hornblenda são encontradas, ao passo que titanita e zircão são acessórios. Epidoto, clorita e raros sulfetos mostram-se presentes como produto de alteração hidrotermal, bem como carbonatos que marcam um estágio tardio, sobretudo preenchendo fraturas e venulações.

A fácies ABTN representa rochas com pouca abundância e disseminação no PAB. Seu contato com as rochas graníticas adjacentes se dá de maneira difusa e suas relações estratigráficas não estão completamente compreendidas. Petrograficamente são rochas leucocráticas de granulação média, portadoras de poucos minerais máficos e opacos. É formada basicamente por grandes cristais de plagioclásio, com contatos entre grãos geralmente poligonais. Alguns cristais de plagioclásio apresentam nítida zonação interna. Saussuritização incipiente ocorre nos plagioclásios, sobretudo os que se encontram inclusos em feldspato potássico e intercrescimento mirmequítico são abundantes nas lâminas estudadas. Quartzo se dispõe disseminadamente como massas irregulares. A biotita no geral mostra-se bem preservada, porém com alguns grãos cloritizados por processos hidrotermais incipientes. Nesse contexto, zircão e apatita são comumente encontrados.

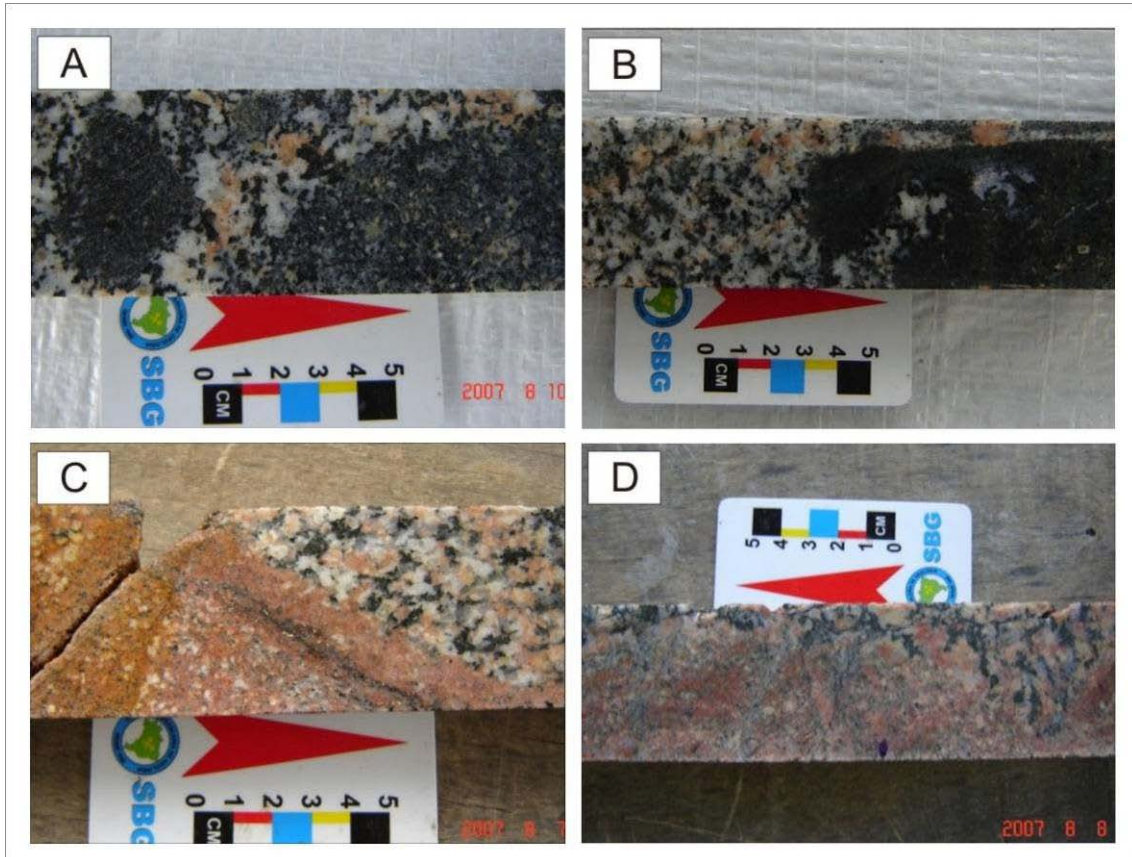


Figura 3.6 – Fotografias de algumas feições texturais observadas no Granito Água Branca. (A) granodiorito com aglutinação de *clots* anfibolíticos (amostra MRC089); (B) granodiorito(ABGD) englobando um xenólito de rocha máfica (amostra MRC105). Pode se notar a injeção de ABGD dentro da rocha máfica, com seus contatos parcialmente hidrotermalizados (potassificação); (C) contato reto e abrupto entre monzogranito (ABMG, esquerda) e granodiorito (direita) da amostra MRC029; (D) contato difuso entre monzogranito fino e granodiorito microporfirítico com matriz máfica (amostra MRC054).

Ao lado do ABTN, o ABMZ é pouco expressivo em termos de exposição na área estudada. Em geral são granitos pouco magnéticos e com pouca quantidade de óxidos e minerais opacos. São isotrópicos, inequigranulares, leuco à mesocráticos e possuem granulação média a grossa. São predominantemente compostos por cristais maiores e euédricos de plagioclásio, que, ao lado de conteúdos iguais de quartzo, feldspato potássico e biotita, compõem a mineralogia principal. Os cristais de plagioclásio mostram característica zonação, alguns com núcleos saussuritizados. Os grãos de microclínio são quase sempre anédricos, por vezes zonados e pertíticos, ao passo que cristais menores de quartzo apresentam-se preenchendo interstícios e como inclusões nos feldspato. Lamelas euédricas de biotita são incipientemente alteradas para clorita.

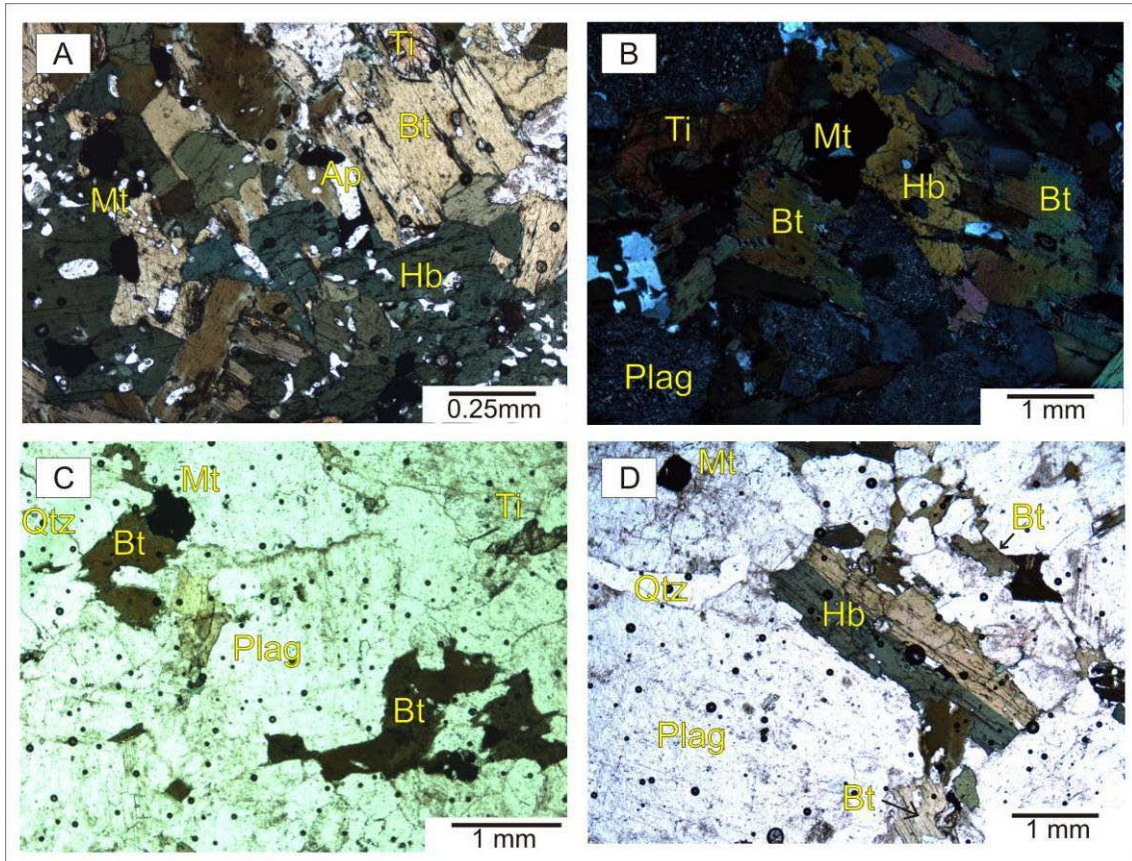


Figura 3.7 – Fotomicrografias do GAB. (A) ABGD (amostra MRC001): aglomerados de biotita (Bt) e hornblenda (Hb) com concentrações de apatita (Ap), magnetita (Mag) e titanita (Ti). (B) ABMG (amostra MRC062) com maiores concentrações de biotita em relação a hornblenda e plagioclásio saussuritizado; (C) ABMZ (amostra MRC053) com menor concentração de máficos e predominância de biotita; (D) ABTN (amostra MRC063) com predominância de hornblenda, como cristais euédricos, sobre biotita, intersticial.

As Figs. 3.6 e 3.7 mostram, respectivamente, aspectos texturais e petrográficos encontrados nas rochas graníticas do Prospecto Água Branca.

A Tab. 3.1 mostra a composição modal média das diferentes fácies do Granito Água Branca. Através dela podemos notar que os minerais máficos são mais abundantes na ABGD (21%), seguidos por ABTN (19.7%), ABMZ (13%) e ABMG (4%). Eles são constituídos principalmente por biotita e hornblenda, que constituem os únicos minerais ferromagnesianos. Com a diminuição da concentração em ferromagnesianos, a biotita começa a se sobressair sobre hornblenda, associada a aumento na concentração de zircão. A clorita como produto de alteração da biotita tem uma distribuição errática entre as várias fácies, O conteúdo de quartzo decresce do ABMG em direção ao ABGD, ABTN e ABMZ. A concentração de biotita cresce praticamente na mesma projeção. A razão plagioclásio/feldspato potássico decresce do ABTN ao ABMG, passando pelo

ABMZ e ABGD, repetindo assim o trend da evolução cálcio-alcalina esperada para essas rochas.

	ABGD	ABTN	ABMG	ABMZ
(%)	n=6	n=4	n=5	n=3
Quartzo	22.00	18.00	31.00	15.00
Plagioclásio	39.00	55.30	30.00	39.00
K-Feldspato	18.00	7.00	35.00	33.00
Hornblenda	10.80	2.50	0.10	1.00
Biotita	4.00	5.00	0.20	7.00
Muscovita	-	0.30	0.20	-
Clorita	0.80	4.50	1.90	1.00
Magnetita	2.10	4.00	0.80	2.00
Titanita	1.80	1.40	0.50	0.30
Zircão	0.10	0.20	-	0.50
Apatita	0.30	1.25	-	0.50
Epidoto	1.10	0.50	0.40	0.20
Félsicos	79.00	80.30	96.00	87.00
Máficos	21.00	19.70	4.00	13.00
A + P	57.00	62.30	65.00	72.00
Q + A	40.00	25.00	66.00	48.00
Biot+Clorita	4.80	9.50	2.10	8.00
Anf/Biot	2.70	0.50	0.50	0.14
<i>Recalculado</i>				
Quartzo	27.85	22.42	32.29	17.24
Plagioclásio	49.37	68.87	31.25	44.83
K-Feldspato	22.78	8.72	36.46	37.93
Pl/Kf	2.17	7.90	0.86	1.18

Tabela 3.1 – Composições modais médias das diferentes fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies quartzo-monzoníticas.

3.7. Litogeoquímica do Granito Água Branca

Os dados representativos da composição química média do Granito Água Branca são mostrados na Tabela 3.2, e suas determinações foram obtidas no ACME Analytical Laboratories (Canadá) usando a rotina 4A + 4B.

A classificação geoquímica das rochas graníticas do GAB confirma a classificação modal, exceto no caso do diagrama CNK onde as rochas ABMZ plotam no campo das rochas granodioríticas (Fig. 3.8).

As diversas fácies das rochas graníticas do GAB definem um único *trend* composicional de tonalito a monzogranito, semelhante ao trend intermediário entre os trends cálcio-alcalino de baixo-K e de alto-K. As rochas monzoníticas podem ser

prováveis produtos da mistura entre magma félsico e magma máfico ou injeções de magmas distintos, evidenciada pela presença dos enclaves máficos microgranulares.

Fácies	ABGD						ABMG			ABMZ		ABTN	
Amostra	MRC 001A	MRC 001B	MRC 082	MRC 084	MRC 108	MRC 109	MRC 046	MRC 062	MRC 090	MRC 053	MRC 107	MRC 063	MRC 117
SiO ₂ (%)	67.46	66.98	66.25	66.27	64.38	64.15	66.38	74.93	74.33	61.77	61.52	62.06	69.77
TiO ₂	0.48	0.49	0.49	0.45	0.55	0.60	0.42	0.09	0.13	0.41	0.62	0.50	0.20
Al ₂ O ₃	14.78	15.01	14.93	15.47	16.37	16.23	14.17	13.05	14.19	19.27	17.05	16.92	16.86
Fe ₂ O ₃ tot	4.37	3.81	4.43	4.42	4.78	4.79	3.91	1.37	1.13	4.36	4.57	5.34	1.94
MnO	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06	0.03	0.06	0.06	0.10	0.11	0.03
MgO	1.58	1.66	1.68	1.62	1.25	2.04	1.90	0.19	0.27	0.90	2.06	2.08	0.61
CaO	3.20	3.21	3.22	3.63	4.52	4.42	2.16	1.10	0.91	4.39	4.37	4.61	3.75
Na ₂ O	3.23	3.31	3.40	3.42	4.39	3.95	3.25	3.34	3.65	5.37	3.93	5.00	5.18
K ₂ O	3.73	3.88	3.38	3.47	2.28	2.31	4.78	5.02	4.58	2.18	2.96	1.15	1.01
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.12	0.11	0.17	0.16	0.11	0.01	0.02	0.16	0.19	0.20	0.08
LOI	0.70	1.20	1.70	0.80	0.90	1.00	2.60	0.70	0.50	0.70	2.30	1.80	0.40
Total	99.73	99.76	99.67	99.74	99.69	99.74	99.75	99.83	99.77	99.56	99.64	99.79	99.83
Ba (ppm)	885.00	886.00	921.00	840.00	964.00	732.00	1351.00	1229.00	1462.00	1723.00	1381.00	252.00	285.00
Rb	123.00	126.60	92.30	106.70	54.50	76.20	147.00	128.60	134.20	60.70	115.00	47.60	51.20
Sr	445.60	459.30	495.30	503.80	771.30	595.20	293.90	239.80	339.70	1421.00	806.10	638.00	852.50
Zr	150.30	145.90	160.70	152.30	174.10	222.10	119.10	66.40	88.10	194.00	193.40	208.60	166.30
Nb	10.70	12.30	14.30	9.10	9.60	15.60	8.30	3.80	9.20	6.20	8.30	11.40	2.40
Y	17.80	17.50	19.70	16.20	18.50	32.60	14.10	3.50	9.00	10.60	13.70	35.40	3.60
Ga	17.40	17.80	17.70	18.60	21.20	20.90	15.70	13.40	15.10	21.90	20.90	22.50	18.00
V	64.00	67.00	72.00	66.00	67.00	84.00	51.00	8.00	<8	29.00	79.00	80.00	30.00
La	31.00	31.70	50.80	33.60	38.80	50.20	33.60	17.70	24.80	55.30	55.80	27.70	27.30
Ce	65.40	64.10	97.80	66.80	79.90	99.10	68.30	33.70	44.80	98.70	91.50	60.60	43.30
Nd	30.80	30.70	39.10	29.90	35.20	47.80	31.10	13.70	18.60	40.80	38.90	39.30	13.30
Sm	5.48	4.89	6.22	4.78	5.92	8.17	4.43	1.89	2.61	5.31	5.27	8.23	1.36
Eu	0.92	0.98	1.10	0.97	1.43	1.33	0.85	0.49	0.66	1.24	1.36	1.28	0.49
Gd	3.40	3.93	3.63	3.16	3.72	6.95	2.93	0.86	2.00	2.77	4.07	7.96	0.87
Dy	3.28	3.25	3.23	2.80	3.13	5.81	2.55	0.53	1.54	1.86	2.78	6.82	0.55
Ho	0.63	0.64	0.66	0.56	0.61	1.23	0.48	0.11	0.34	0.36	0.50	1.40	0.11
Er	1.70	1.78	1.83	1.58	1.72	3.08	1.44	0.35	0.83	0.94	1.30	3.63	0.38
Yb	1.72	1.84	1.79	1.61	1.72	3.03	1.37	0.43	1.03	0.88	1.16	3.13	0.54
Lu	0.28	0.29	0.28	0.25	0.29	0.49	0.22	0.09	0.18	0.16	0.19	0.48	0.10
Rb/Sr	0.28	0.28	0.19	0.21	0.07	0.13	0.50	0.54	0.40	0.04	0.14	0.07	0.06
Ba/Rb	7.20	7.00	9.98	7.87	17.69	9.61	9.19	9.56	10.89	28.39	12.01	5.29	5.57
Rb/Zr	0.82	0.87	0.57	0.70	0.31	0.34	1.23	1.94	1.52	0.31	0.59	0.23	0.31
(La/Yb) _n	12.21	11.67	19.23	14.14	15.28	11.22	16.61	27.88	16.31	42.57	32.59	6.00	34.25
Eu/Eu*	0.61	0.66	0.65	0.72	0.87	0.53	0.68	1.02	0.85	0.89	0.87	0.48	1.29
A/CNK _a	0.97	0.97	0.99	0.97	0.91	0.95	0.98	1.01	1.12	1.00	0.97	0.95	1.03

Tabela 3.2 – Composição química das várias fácies do Granito Água Branca. Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies monzonítica.

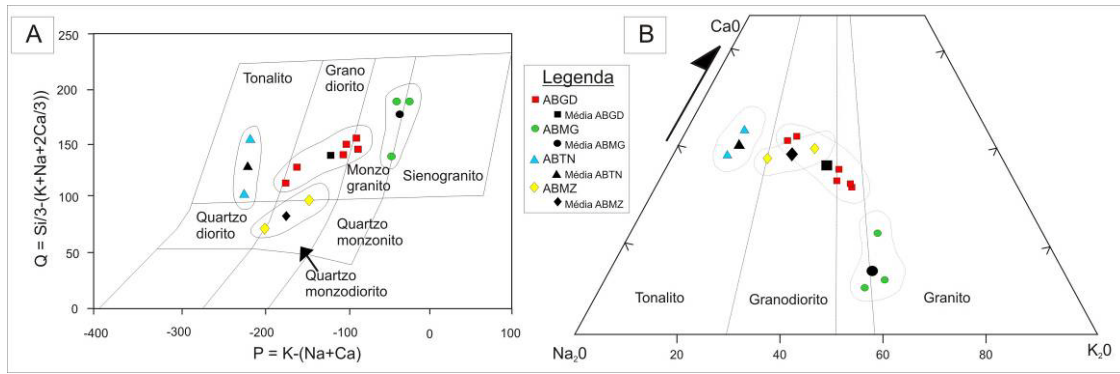


Figura 3.8 – Diagramas de classificação para as rochas graníticas do GAB. A – diagrama Q - P adaptado de Debon & Le Fort. (1988) e B – diagrama de variação CaO – Na₂O – K₂O (CNK) proposto por Condie & Hunter (1976). Abreviações: ABGD – fácies granodiorítica; ABMG – fácies monzogranítica; ABTN – fácies tonalítica; ABMZ – fácies monzoníticas.

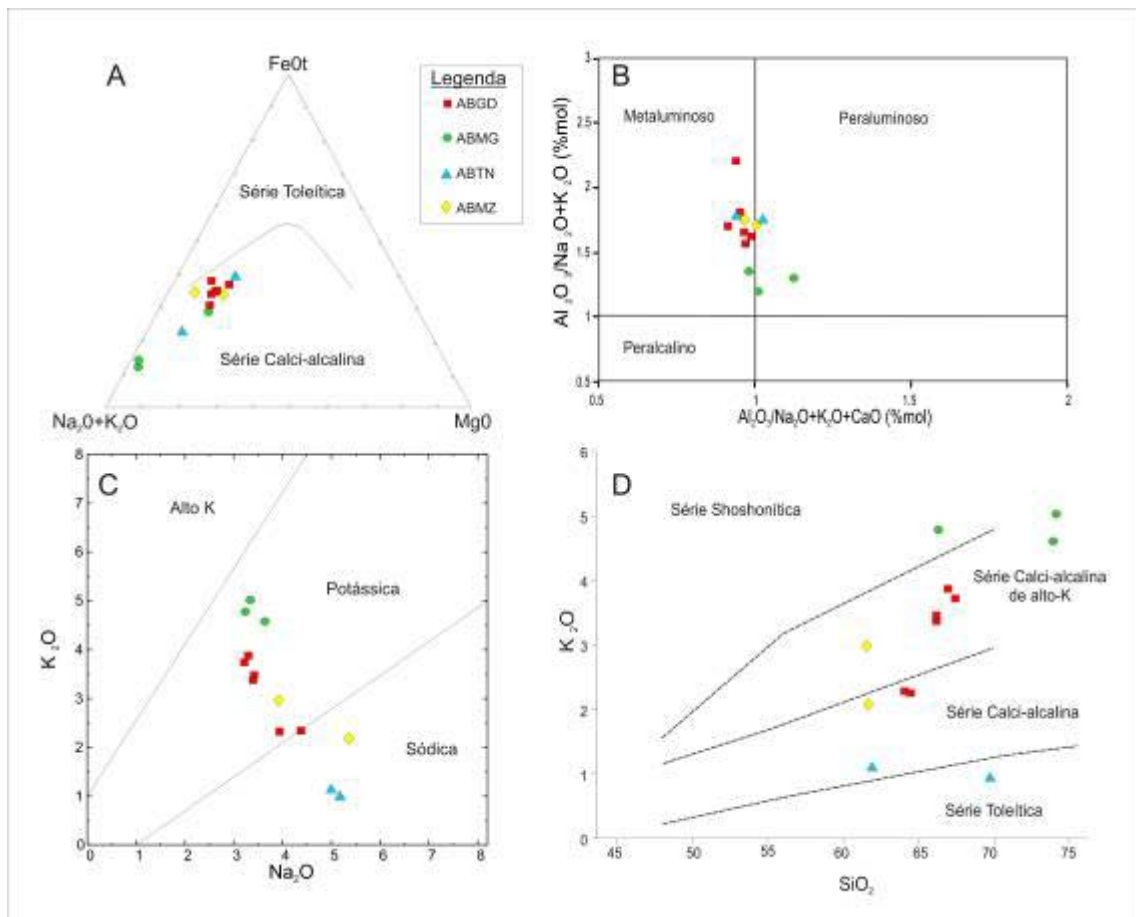


Figura 3.9 – Diagramas discriminantes aplicados às rochas graníticas do GAB. A - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); B – Índice de SHAND, segundo diagrama de Maniar e Piccoli (1989); C – Diagrama de variação Na₂O x K₂O com os campos das séries ígneas de alto K, potássicas e sódicas (Middlesmont, 1975); D – Diagrama de variação SiO₂ x K₂O com os campos das series ígneas shoshoníticas, calci-alcálicas de alto-K, calci-alcálicas e toleíticas (Rickwood, 1989).

Os diagramas discriminantes mostram claramente que as rochas graníticas do GAB são cálcio-alcálicas e metaluminosas (Fig. 3.9A e 3.9B). As relações entre $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ e $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ sugerem uma tendência potássica para a série cálcio-alcálica do GAB (Fig. 3.9C e 3.9D), onde o alinhamento entre os amostras indica novamente uma correlação genética entre elas. O tonalito da amostra MRC117 se desloca do trend sugerido, provavelmente devido a silicificação.

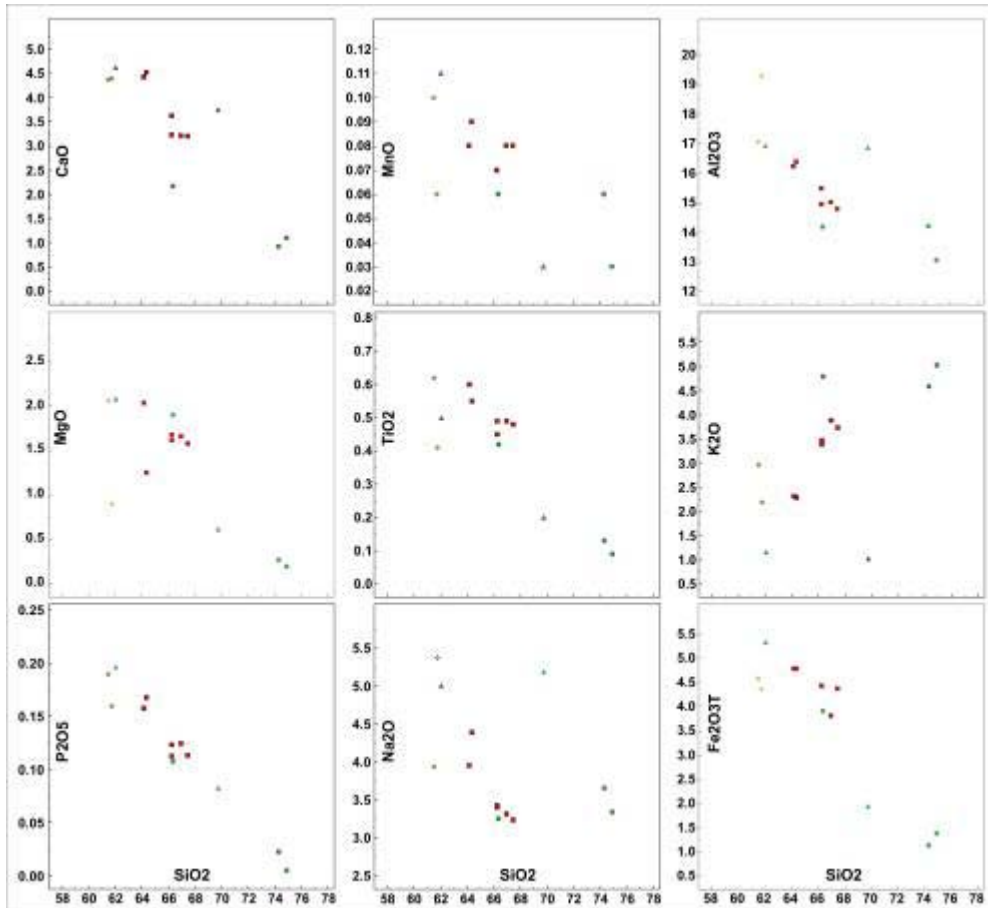


Figura 3.10 – Diagramas de Harker para as rochas graníticas hospedeiras do PAB. Valores em porcentagem de peso. Abreviações como na figura 3.8.

Para detalhar o comportamento litogeoquímico do GAB, empregou-se diagramas bivariantes tendo SiO_2 como índice de diferenciação (Fig. 3.10). Pode-se observar uma diminuição da concentração de todos os óxidos, exceto K_2O que aumenta junto com SiO_2 , compatível com a evolução de uma série cálcio-alcálica.

O conjunto das amostras de todas as fácies do GAB mostra um comportamento heterogêneo em termos de fracionamento de ETR e semelhante em relação à ausência ou fraca anomalia negativa de Eu (Fig. 3.11). A razão $(\text{La}/\text{Yb})_n$ situa-se entre 6.00 (ABTN) e 42.57 (ABMZ), mostrando uma forte diferenciação em termos de fracionamento de ETR. Isto pode ser verificado nas amostras MRC063 (fácies ABTN) e

MRC109 (fácies ABGD) que mostram um enriquecimento em ETR pesados e também valores elevados de Y e Zr. Uma provável explicação para esse fato se deve ao acúmulo anômalo de hornblenda e zircão, respectivamente, nessas amostras, sugeridos pela análise petrográfica e geoquímica.

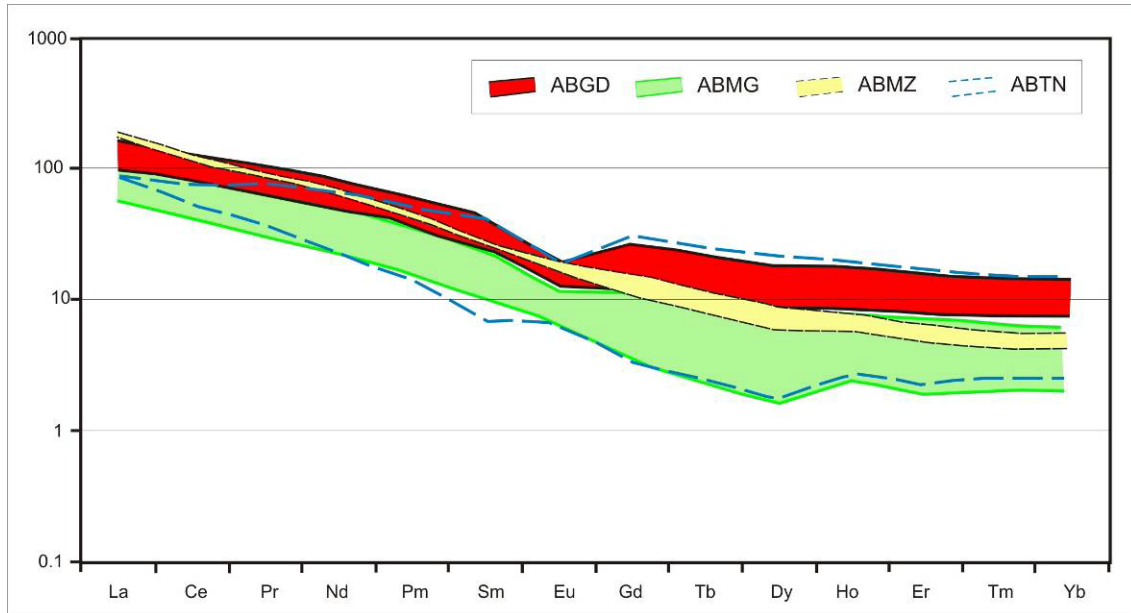


Figura 3.11 – Diagramas ETR normalizadas segundo Boynton (1984), aplicados às rochas graníticas do GAB.

O conjunto dos granitos estudados se posiciona em conformidade com o campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996) (Fig. 3.12). Essa assinatura possui similaridades com as demais rochas graníticas da suíte Parauarí descritas no DT (Santos *et al.* 2004). A sugestão de ambiente pós-colisional para as rochas do GAB pode ser reforçada pela característica ausência de deformação nas rochas estudadas neste trabalho. A amostra MRC062 (fácies ABMG) que possui um baixo teor de Y+Nb, provavelmente representa líquido residual decorrente do processo responsável pelo enriquecimento em Y da amostra MRC063.

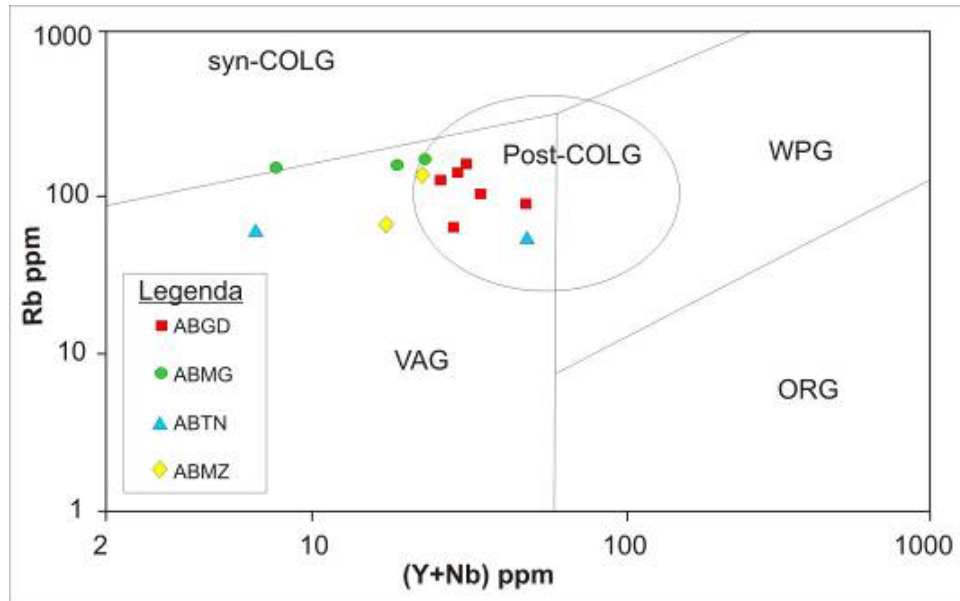


Figura 3.12 – Diagrama tectônico Rb versus (Y+Nb) de Pearce (1996) para as rochas graníticas do GAB.

3.8. Química Mineral

Análises de anfibólio e biotita do Granito Água Branca foram realizadas na Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, operando com 15 kV e 15 nA e abertura do feixe de 1 a 7 mm. Os padrões utilizados compreendem substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

3.8.1. Anfibólio

Anfibólio ocorre nas quatro fácies descritas no GAB, porém é mais abundante na fácies ABGD e ABTN, com proporções modais médias de 10,8 e 2,5, respectivamente, compondo a maior parte do conteúdo máfico nestas rochas. Petrograficamente é descrito como hornblenda, em grãos de dimensões pequenas, formas anédricas a subédricas e pleocroísmo com tonalidades amarela a esverdeada. As análises de microsonda permitiram classificar o anfibólio do GAB, segundo a proposta de Leake *et al.* (1997), como anfibólio pertencente ao grupo cálcico (Fig. 3.13A) e composicionalmente como hornblenda do tipo edenita (Fig. 3.13B).

De acordo com a associação mineral encontrada no GAB, foi possível utilizar o barômetro de Al na hornblenda do GAB, seguindo a equação proposta por Anderson & Smith (1995):

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76Al_{\text{tot}} - 3.01 - \{[T(^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530Al_{\text{tot}} + 0.005294 [T(^{\circ}\text{C}) - 675]\}$$

Para compor o cálculo do geobarômetro acima, a temperatura de cristalização das rochas da fácies ABGD foi estimada em 750°C, de acordo com as paragêneses e texturas. Os resultados obtidos para a cristalização da hornblenda dessas rochas variam entre 2.0 - 3.0 ($\pm 0,6$) kbar, indicando profundidades entre 6 a 11 km para o início da cristalização do Granito Água Branca.

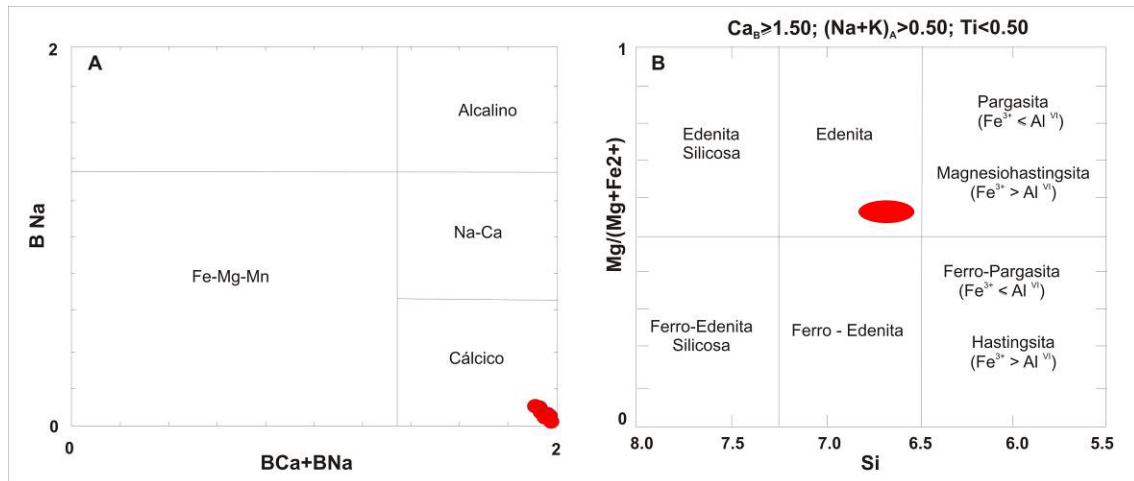


Figura 3.13 – Classificação de anfibólios das rochas graníticas hospedeiras do PAB, segundo diagramas de Leake *et al.* (1997) (A) principais grupos dos anfibólios e (B) grupo da hornblenda.

3.8.2. Biotita

Biotita é o mineral máfico mais importante nas fácies ABMZ e ABTN, onde suas quantidades modais médias representam 7 e 5 %, respectivamente. Os cristais de biotita são geralmente marrons, euédricos e ocorrem geralmente em lamelas milimétricas em equilíbrio com quartzo. Comumente, alteram-se para clorita sob eventos hidrotermais incipientes.

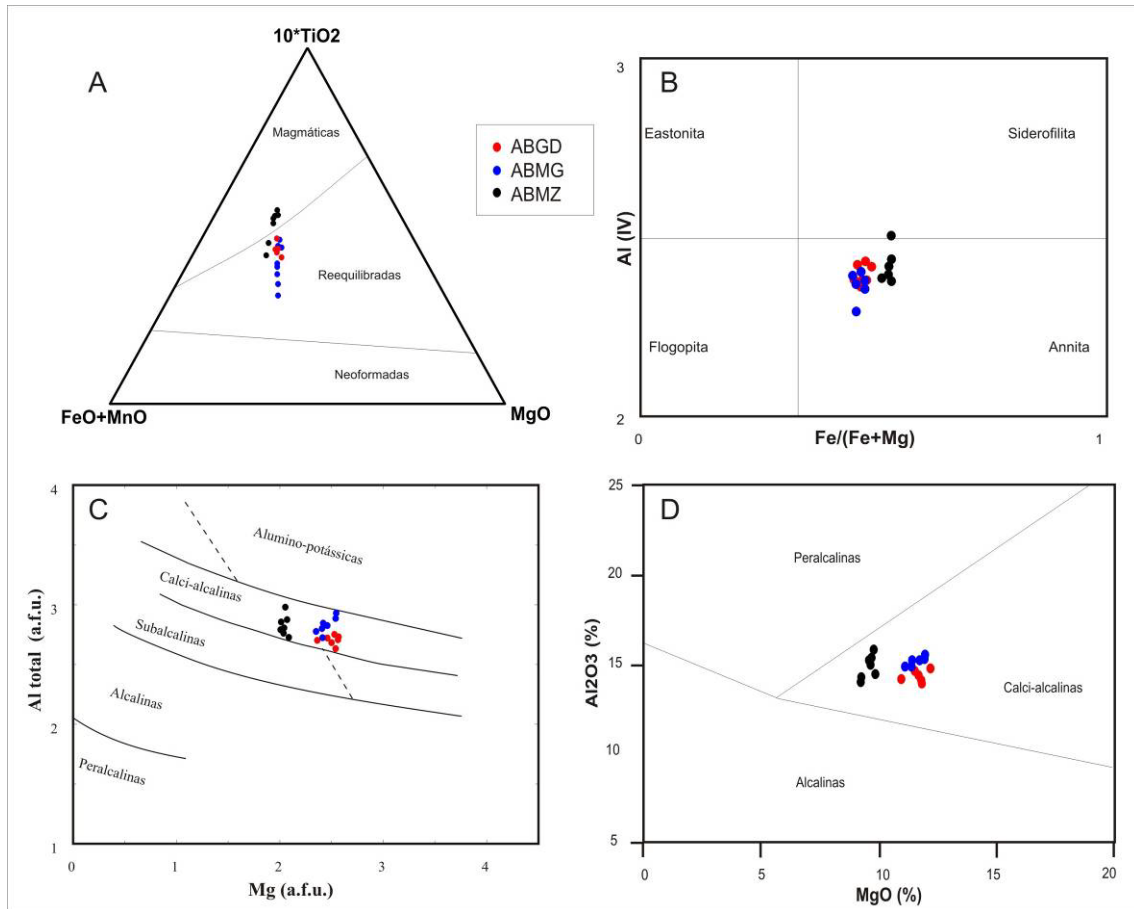


Figura 3.14 – Diagramas para classificação de biotita. (A) diagrama de Nachit (1986); (B) diagrama para diosciminação entre biotita e flogopita; (C e D) aplicação da composição de biotita para a classificação de séries graníticas (Nachit *et al.* 1985 e Abdel-Rahman 1994, respectivamente).

Biotita das fácies ABGD, ABMG e ABMZ foi analisada por microsonda eletrônica e os resultados obtidos podem ser visualizados na Fig. 3.14. Em geral, a biotita analisada apresenta-se reequilibrada com leve perda em TiO_2 (Fig. 3.14 A), principalmente na fácies ABMG onde os grãos mostram coloração esverdeada. Agulhas de rutilo ao longo da clivagem dessa mica parecem corroborar o reequilíbrio e perda de titânio. O reequilíbrio descrito acima não parece ter afetado o conteúdo de Al e Mg do mineral. Entretanto, indicadores petrogenéticos obtidos a partir dessas análises devem ser observados com cautela.

Parâmetros de classificação com base em Al, Mg e Fe indicam que a biotita analisada é classificada como annita (Fig. 3.14B) e tem composição compatível com biotita de granitos de séries cálcio-alcálica (Figs. 3.14C e D).

3.9. Geocronologia e Geoquímica Isotópica

3.9.1. Síntese Geocronológica do Domínio Tapajós

Considerando a extensão e complexidade geológica da região pode-se concluir que existem poucos dados geocronológicos disponíveis para o Domínio Tapajós. Contudo, na última década houve um considerável aporte na quantidade de datações, sobretudo devido a programas de mapeamento geológico básico realizado pela CRPM – Serviço Geológico do Brasil. Na Tab. 3.3, tem-se um resumo das principais idades geocronológicas obtidas para o Domínio Tapajós, juntamente com os dados obtidos neste trabalho.

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura até o presente para as rochas da Suíte Intrusiva Parauarí (que englobam o Granito Água Branca) indicam idades paleoproterozóicas. Por exemplo, Brito *et al.* (1999) e Vasquez *et al.* 1999 obtiveram idades Pb-Pb (zircão) de 1.883 ± 8 Ga e 1.883 ± 2 Ga, respectivamente. Santos *et al.* (2000) primeiramente obtiveram valores de 1.879 ± 11 Ga (U-Pb ID-TIMS) e logo após, usando o método U-Pb SHRIMP em zircões, obtiveram idades de 1.883 ± 4 Ga (Santos *et al.* 2001).

3.9.2. Metodologia U-Pb

Quatro amostras foram submetidas a análises isotópicas de U-Pb, realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília – UnB, a partir de concentrados de zircão extraídos em cerca de 10 kg de amostra de saprolito de monzogranito e rocha máfica provenientes das cavas do Garimpo Água Branca. As amostras foram bateadas em campo visando-se a concentração dos minerais pesados. Posteriormente, no Laboratório do IG-UnB, os grãos resultantes foram separados utilizando técnica magnética via separador isodinâmico Frantz e os cristais de zircão foram isolados dos demais cristais via lupa binocular. Os grãos de zircão foram montados em blocos de epoxy e polidos. Após a preparação, as amostras foram montadas em célula a laser adaptada especialmente para análise via LA-ICP-MS, carregado no equipamento UP213 Nd com laser YAG 213nm, conectado ao ICP-MS *Multi Coletor Thermo Finnigan Neptune*. A normalização utilizada foi a zircão padrão GJ (608.5 ± 1.5 Ma; Buhn *et al.*, 2008) e o cálculo de idade foi realizado usando macro desenvolvida internamente via planilha Excel®, baseado em fórmulas ISOPLOT v.3

(Ludwig, 2003). Os gráficos U-Pb foram feitos via ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003) e os erros das razões isotópicas são apresentados sob 2σ (desvio padrão).

Associação	Unidade Geológica	Litologia	Idade (Ga)	Método	Ref.
Magmatismo Intracontinental	Grupo Iriri	Granófiro	1865±16 Ma	U-Pb Shrimp Zr	6
	Grupo Iriri	Riodacito	1870±4 Ma	U-Pb Shrimp Zr	6
	Grupo Iriri	Riolito	1888±2 Ma	Pb-Pb Zr	2
	Grupo Iriri	Riodacito	1888±2 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Grupo Iriri	Vulcânicas	1998±3 Ma	Pb-Pb	4
	Suíte Intrusiva Maloquinha	Sienogranito	1870±4 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7
	Suíte Intrusiva Maloquinha	Sienogranito	1872±4 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7
	Suíte Intrusiva Maloquinha	Granito	1873±6 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7
	Suíte Intrusiva Maloquinha	Monzogranito	1874±7 Ma	U-Pb IZr	5
Suíte Intrusiva Maloquinha	Sienogranito	1882±4 Ma	Pb-Pb Zr	3	
Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Ingarana	Gabro	1811±11 Ma	U-Pb Shrimp Bdl	8
	Suíte Intrusiva Ingarana	Gabro	1881±3 Ma	U-Pb Shrimp Zr	8
	Suíte Intrusiva Ingarana	Gabro	1887±3 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Parauari	Monzo/Granod.	1876±15 Ma	U-Pb LA Zr	10
	Suíte Intrusiva Parauari	Monzogranito	1879±3 Ma	U-Pb	5
	Suíte Intrusiva Parauari	Anortosito	1879±11 Ma	U-Pb Ti	6
	Suíte Intrusiva Parauari	Granito	1883±2 Ma	Pb-Pb Zr	9
	Suíte Intrusiva Parauari	Granito	1883±4 Ma	U-Pb	7
	Suíte Intrusiva Parauari	Granito	1883±8 Ma	Pb-Pb	1
	Suíte Intrusiva Parauari	Granito	1893±2 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Tropas	Monzogranito	1892±6 Ma	U-Pb	5
	Suíte Intrusiva Tropas	Tonalito	1893±3 Ma	U-Pb Shrimp Zr, Ti	8
	Suíte Intrusiva Tropas	Dacito	1893±3 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Tropas	Tonalito	1897±2 Ma	U-Pb Shrimp Zr, Ti	8
Suíte Intrusiva Tropas	Granodiorito	1898±2 Ma	U-Pb	6	
Suíte Intrusiva Tropas	Basalto	1898±7 Ma	U-Pb	5	
Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Creporizão	Granito	1957±6 Ma	U-Pb	6
	Suíte Intrusiva Creporizão	Monzogranito	1962±19 Ma	U-Pb Shrimp Zr	8
	Suíte Intrusiva Creporizão	Monzogranito	1963±6 Ma	U-Pb	7
	Suíte Intrusiva Creporizão	Granito	1968±16 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Creporizão	Monzogranito	1968±7 Ma	U-Pb Shrimp Zr	8
	Suíte Intrusiva Creporizão	Granito	1984±1 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Creporizão	Granito	1997±3 Ma	Pb-Pb Zr	3
	Suíte Intrusiva Creporizão	Monzogranito	1997±5 Ma	U-Pb Shrimp Zr, Ti	8
	Formação Vila Riozinho	Vulcânica máfica	1956±34 Ma	U-Pb LA Zr	10
	Formação Vila Riozinho	Traquito	2000±4 Ma	Pb-Pb	4
	Formação Vila Riozinho	Traquito	1998±3 Ma	Pb-Pb	4
	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalito	2005±7 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7
	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalito	2006±3 Ma	U-Pb	5
	Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalito	2011±23 Ma	U-Pb	6
	Complexo Cuiú-Cuiú	Andesito	2012±8 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7
Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalito	2015±9 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7	
Complexo Cuiú-Cuiú	Monzogranito	2020±12 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7	
Complexo Cuiú-Cuiú	Tonalito	2033±7 Ma	U-Pb Shrimp Zr	7	
Metavulc.-Sed.	Grupo Jacareacanga	Metaturbidito	~2.1 Ga	U-Pb DtZr	6

Tabela 3.3 – Síntese dos dados geocronológicos nos granitóides e seqüências vulcânicas paleoproterozóicas do Domínio Tapajós. Legenda: Zr = zircão; IZr = zircão herdado; DtZr = zircão detrítico; Ti = Titanita; Bdl = Baddeleíta; LA = *Laser Ablation*; 1 - Brito *et al.* (1999); 2 - Dall'agnol *et al.* (1999); 3 - Klein & Vasquez (2000); 4 - Lamarão *et al.* (2002); 5 - Santos *et al.* (1997); 6 - Santos *et al.* (2000); 7 - Santos *et al.* (2001); 8 - Santos *et al.* (2004); 9 - Vasquez *et al.* (1999); 10 – Souza *et al.* (2009).

3.9.3. Resultados U-Pb

As amostras AB-01 e AB-03 representam, respectivamente, o monzogranito e o xenólito máfico. Outras duas amostras de zircão de granito foram analisadas, mas apresentaram grande heterogeneidade isotópica, resultando em elevados erros analíticos, comprometendo a qualidade das suas idades U-Pb. Assim, somente as amostra AB-01 e AB-03 se mostraram aptas a serem utilizadas para a datação U-Pb. A amostra AB-01 pode ser classificada como monzogranito, com granulação média, textura isotrópica e coloração variando entre amarelo- e vermelho, devido ao processo de saprolitização. A Tabela 3.4 mostra o quadro resumo dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-01.

Amostra AB-01	Razões Isotópicas								Idades Isotópicas				
Spot	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	2σ (%)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	2σ (%)	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	2σ (Ma)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	2σ (Ma)	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	2σ (Ma)	Rho
Z1 16-40	0.1048	0.0025	0.3337	0.0129	4.8215	0.1983	1710.7831	0.0421	1856.1624	0.2391	1788.6489	57.0759	0.9381
Z1 core 9-32	0.1072	0.0014	0.3259	0.0112	4.8173	0.1727	1752.4424	0.0249	1818.4873	0.2037	1787.9238	39.0650	0.9583
Z2 31-40	0.1084	0.0081	0.3324	0.0385	4.9700	0.6391	1773.3039	0.1437	1850.0898	0.7120	1814.2368	144.9867	0.9001
Z3 16-40	0.1136	0.0024	0.3436	0.0137	5.3793	0.2351	1857.1077	0.0454	1903.7886	0.2603	1881.5590	44.4793	0.9102
Z4 1-23	0.1151	0.0012	0.3460	0.0099	5.4931	0.1657	1882.1068	0.0232	1915.5054	0.1899	1899.5234	29.3479	0.9497
Z5 1-36	0.1148	0.0014	0.3497	0.0142	5.5373	0.2320	1877.4474	0.0264	1933.1313	0.2751	1906.4071	43.9229	0.9708
Z6 22-37	0.0931	0.0032	0.2860	0.0165	3.6714	0.2241	1490.0858	0.0476	1621.4331	0.2682	1565.1706	85.4944	0.9474
Z7 4-32	0.1127	0.0021	0.3459	0.0179	5.3777	0.2891	1844.1775	0.0390	1915.1219	0.3429	1881.3077	59.2446	0.9626
Z8 rim 1-30	0.1244	0.0012	0.3668	0.0151	6.2902	0.2658	2020.0696	0.0239	2014.1924	0.3039	2017.0960	36.3619	0.9734
Z8 core 1-32	0.1141	0.0013	0.3426	0.0141	5.3879	0.2274	1865.0614	0.0233	1899.1856	0.2674	1882.9369	41.1723	0.9736
Z9 2-40	0.1095	0.0025	0.3318	0.0177	5.0113	0.2822	1791.7717	0.0446	1847.0896	0.3264	1821.2258	59.0899	0.9454
Z10 20-40	0.1354	0.0017	0.4025	0.0197	7.5147	0.3785	2169.3203	0.0369	2180.4951	0.4292	2174.7430	46.7145	0.9704
Z11 1-20	0.1190	0.0022	0.3591	0.0155	5.8909	0.2726	1940.7895	0.0431	1978.0250	0.3075	1959.8886	45.7679	0.9353
Z12 1-40	0.1112	0.0017	0.3633	0.0116	5.5699	0.1858	1818.8470	0.0318	1997.9638	0.2327	1911.4590	48.8410	0.9608
Z13 1-31	0.1066	0.0016	0.3234	0.0114	4.7538	0.1768	1742.5292	0.0286	1806.0893	0.2057	1776.7860	40.2067	0.9471
Z14 1-28	0.1197	0.0017	0.3576	0.0141	5.9007	0.2462	1951.2120	0.0339	1970.9601	0.2784	1961.3439	38.9463	0.9462
Z15 4-25	0.1184	0.0021	0.3588	0.0200	5.8571	0.3382	1932.3440	0.0414	1976.2790	0.3944	1954.9042	58.3368	0.9632
Z16 1-40	0.0922	0.0021	0.2815	0.0138	3.5787	0.1816	1471.6763	0.0313	1598.8427	0.2205	1544.8234	70.4434	0.9656
Z17 1-37	0.1212	0.0015	0.3644	0.0175	6.0921	0.3012	1974.6814	0.0298	2003.0420	0.3515	1989.1192	47.5767	0.9737
Z18 1-29	0.1257	0.0019	0.3725	0.0202	6.4561	0.3624	2038.9545	0.0384	2040.9225	0.4116	2039.9439	49.7869	0.9644
Z19 1-40	0.1062	0.0025	0.3257	0.0201	4.7717	0.3051	1735.9078	0.0437	1817.7293	0.3646	1779.9389	73.5213	0.9627
Z20 1-21	0.1182	0.0015	0.3639	0.0127	5.9300	0.2162	1928.8842	0.0294	2000.7347	0.2549	1965.6346	40.0684	0.9602
Z21 1-25	0.1144	0.0017	0.3561	0.0133	5.6144	0.2191	1869.7719	0.0321	1963.5326	0.2618	1918.3089	45.8687	0.9592
Z22 1-40	0.1057	0.0045	0.3325	0.0219	4.8460	0.3461	1726.6565	0.0774	1850.4337	0.4061	1792.9232	93.2199	0.9238

Tabela 3.4 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-01 (Granito Água Branca).

Vinte e quatro (24) análises desta amostra numa população de vinte e dois (22) cristais de zircão resultaram numa idade Concórdia de 1876.8 ± 15 Ma (MSWD=13) (Fig. 3.15).

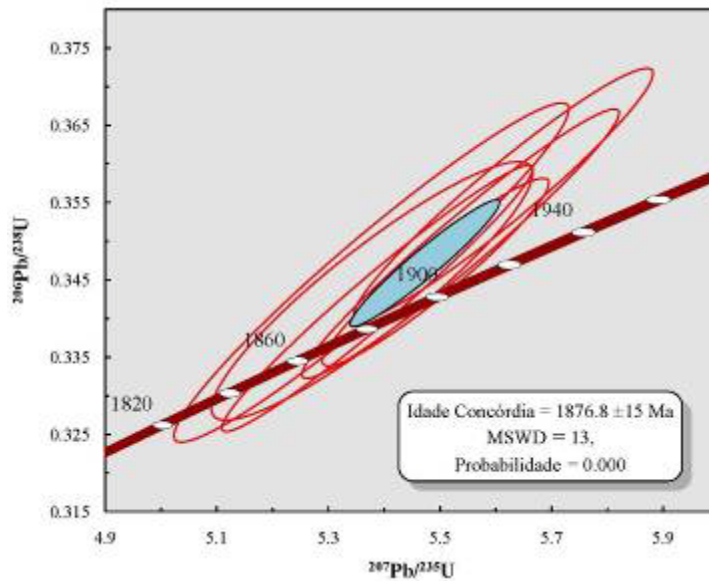


Figura 3.15 – Diagrama Concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em grãos de zircão da amostra AB-01, representando as rochas graníticas dominantes no Prospecto Água Branca.

A amostra AB-03 possui granulação fina a afanítica e aspecto maciço. É constituída essencialmente por plagioclásio, minerais máficos (biotita + hornblenda + clorita) e pouco quartzo, e apresenta-se fortemente afetada por alteração intempélica. Os resultados obtidos para a amostra AB-03 são mostrados na Tab. 3.5. A partir de dezessete (17) cristais de zircão desta amostra, foi possível obter dezoito (18) análises U-Pb distintas, que produziram uma idade Concórdia de 1956 ± 34 Ma (MSWD=3.6) (Fig. 3.16).

Amostra AB-03	Razões Isotópicas								Idades Isotópicas				
Spot	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	2σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ (Ma)	Rho
Z1	0.1324	1.9406	0.3678	3.6985	6.7126	4.1767	2129.4672	33.9688	2019.1776	64.1139	2074.2863	36.9105	0.8855
Z2	0.1289	1.1490	0.3632	2.1193	6.4581	2.4107	2083.6607	20.2156	1997.5088	36.4020	2040.2084	21.1958	0.8791
Z3	0.1189	7.4580	0.3769	4.6146	6.1816	5.1750	1940.3889	127.7144	2061.9330	82.0977	2001.8448	31.1502	0.8917
Z4	0.1189	3.0453	0.3607	1.9453	5.9129	2.1454	1939.8033	53.4966	1985.3270	33.4893	1963.1262	11.6599	0.9067
Z5	0.1290	1.3899	0.3343	2.9257	5.9435	3.2390	2083.8586	24.4538	1858.9744	47.2478	1967.6084	28.1519	0.9033
Z6	0.1087	8.9639	0.3557	5.5135	5.3288	6.1407	1777.1335	155.1475	1961.5899	93.9890	1873.4874	36.6600	0.8979
Z7	0.2034	1.8385	0.3561	3.8267	9.9877	4.2454	2853.8111	29.9314	1963.6834	64.7782	2433.6479	39.1842	0.9014
Z8 borda	0.0667	11.2869	0.3451	4.0660	3.1740	4.5241	828.2715	219.2670	1911.3951	72.7022	1450.8491	48.5693	0.8987
Z6	0.1144	24.7934	0.2599	11.3527	4.0999	12.6841	1870.7091	390.5331	1489.2510	161.0975	1654.2755	105.2758	0.8950
Z10	0.1147	5.6549	0.3685	3.0480	5.8258	3.3507	1874.6929	98.5907	2022.2095	55.0807	1950.2515	24.2334	0.9097
Z11	0.1272	1.2203	0.3401	2.6778	5.9630	2.9428	2059.0331	21.5304	1887.2210	43.8112	1970.4660	25.5891	0.9100
Z12	0.1281	1.2715	0.3738	2.7627	6.6008	3.0413	2071.8110	22.4021	2047.1181	48.4556	2059.4482	26.8178	0.9084
Z13	0.1209	4.9510	0.3566	2.9802	5.9471	3.2800	1970.2774	85.7107	1966.1218	51.4621	1968.1474	20.1474	0.9086
Z14	0.1243	4.2189	0.3222	2.5439	5.5232	2.8165	2019.0872	72.9392	1800.5753	40.7329	1904.2067	17.2194	0.9032
Z15	0.1081	6.1610	0.3574	3.4274	5.3259	3.8153	1767.3364	108.4852	1969.7792	59.9230	1873.0317	26.3981	0.8983
Z16	0.1152	7.4441	0.3651	4.2865	5.8001	4.7804	1883.2904	128.3329	2006.3110	75.6395	1946.4231	31.9507	0.8967
Z17	0.1268	1.7901	0.3662	3.6552	6.4008	4.0700	2053.7815	31.6037	2011.3641	63.1544	2032.3784	35.7419	0.8981
Z18	0.1147	3.6219	0.3585	2.2524	5.6714	2.4885	1875.9428	63.8896	1974.8695	38.7680	1927.0232	14.2497	0.9051

Tabela 3.5 – Sumário dos dados LA-ICP-MS obtidos na amostra AB-03 (xenólitos máficos).

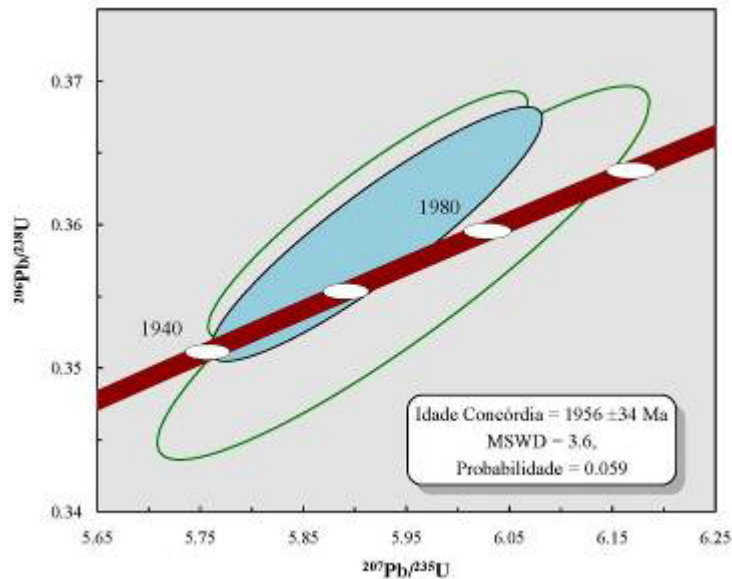


Figura 3.16 – Diagrama Concórdia para análises LA-ICP-MS obtidas em grãos de zircão da amostra AB-03, representando os xenólitos máficos do Prospecto Água Branca.

3.9.4. Isótopos de Sm-Nd

Os dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, tendo sido utilizada a sistemática descrita por Gióia & Pimentel (2000), onde uma pequena quantidade de rocha (ca. 50 mg) é misturada a uma dosagem de ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidas em cápsulas Savillex. A extração do Sm e do Nd da amostra é feita de forma convencional, através de coluna de troca catiônica. As amostras contendo Sm e Nd são então colocadas num filamento de Re e as leituras isotópicas realizadas em um espectrômetro de massa TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) Finnigan MAT 262 multi-coletor, em modo estático, equipados com 7 copos Faraday e um multiplicador de elétrons. As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas por 0.7219 e a constante de decaimento usada foi de $6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$. As imprecisões para Sm/Nd são em torno de $\pm 0.5\%$ (2σ) e para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ cerca de $\pm 0.005\%$ (2σ). Os valores das idades T_{DM} foram calculados segundo o modelo de De Paolo (1981).

3.9.5. Idades Modelo e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ para o Domínio Tapajós

Assim como as datações geocronológicas, os dados isotópicos Sm-Nd, Rb-Sr entre outros, ainda são escassos para o Domínio Tapajós. A Tab. 3.6 apresenta uma

síntese dos dados isotópicos disponíveis na literatura, acrescidos pelos dados obtidos neste trabalho.

Unidade Litoestratigráfica	T _{DM} (Ga)	εNd (t)
Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	N.D.	N.D.
Diabásio Crepori	N.D.	N.D.
Granito Porquinho	N.D.	N.D.
Granito Caroyal	N.D.	N.D.
Granito Pepita	N.D.	N.D.
Suíte Intrusiva Maloquinha	2,60 e 2,53 ₁ 2,28 a 2,23 ₃	-6,67 e -2,84 ₁ -0,72 a -2,45 ₃
Anostosito Jutai	N.D.	N.D.
Olivina Gabro Rio Novo	N.D.	N.D.
Suíte Intrusiva Ingarana	2,24 ₁	-0,87 ₁
Suíte Intrusiva Parauari	2,49 a 2,53 ₄	-1,80 a -9,30 ₄
Granito Jardim do Ouro	2,32 ₃	-1,82 ₃
Granito São Jorge Novo	2,43 e 2,32 ₃	-5,21 e -2,68 ₃
Formação Bom Jardim	2,29 ₃ e 2,26 ₁	-1,98 ₃ e -2,38 ₁
Grupo Iri	2,45 ₁	-1,37 ₁
Domínio Tapajós	2,37 e 2,34 ₃	-2,47 e -2,83 ₃
Formação Moraes Almeida	2,44 e 2,30 ₃	-3,05 e -2,26 ₃
Suíte Intrusiva Tropas	N.D.	N.D.
Suíte Intrusiva Creporizão	N.D.	N.D.
Granito São Jorge Velho	2,41 a 2,26 ₃	-1,03 a -2,68 ₃
Monzogranito Jamaxim	N.D.	N.D.
Formação Vila Riozinho	2,49 a 2,28 ₃ 2,41 e 2,51 ₄	-1,09 a -3,71 ₃ -0,1 e -2,3 ₄
Complexo Cuiú-Cuiú	2,16 e 2,09 ₂	+1,8 e +2,6 ₂
Grupo Jacareacanga	N.D.	N.D.

Tabela 3.6 – Compilação de idades-modelo (T_{DM}) e valores de εNd disponíveis na literatura para o Domínio Tapajós. Referências: 1 – Santos *et al.* (2000); 2 – Sato e Tassinari (1997); 3 – Lamarão *et al.* (2005); 4 – Souza *et al.* (2009). – Dados não disponíveis.

3.9.6. Resultados Sm-Nd

Razões isotópicas Sm-Nd foram obtidas em 04 amostras do Granito Água Branca (amostras MRC062, MRC084, MRC090 e MRC117), que podem ser vistos na Tab. 3.7. O conjunto apresenta razões ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd variando entre 0.09 e 0.11, com idades modelo (T_{DM}) desde paleoproterozóica (2.491 Ga. e 2.492 Ga.) a arqueana (2.501 Ga. a 2.534 Ga.). Os valores de ε_{Nd}, calculados para t=1.88 Ga. são sempre negativos, variando entre -1.8 a -9.3, o que sugere uma influência de crosta continental preexistente na formação do Granito Água Branca.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(1.88)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
MRC062	1,815	12,149	0,0903	0,511042±25	-34,82	-9.3	2.492
MRC084	5,050	29,895	0,1021	0,511089±50	-27,87	-5.2	2.534
MRC090	2,452	15,522	0,0955	0,511178±22	-26,12	-1.8	2.491
MRC117	1,458	13,466	0,11	0,510871±19	-24,96	-4.2	2.501

Tabela 3.7 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para as rochas graníticas do PAB.

Também foram analisadas 02 amostras dos xenólitos de rochas máficas incorporados pelo Granito Água Branca (amostras MRC009 e MRC069) e suas razões isotópicas podem ser vistas na Tab. 3.8. Para essas rochas, as razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam entre 0.1143 e 0.1181, as idades modelo (T_{DM}) variam entre 2.41 a 2.51 Ga e ϵ_{Nd} , calculado para $t=1.95$ Ga, variando entre -0.1 a -2.3.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(1.95)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
MRC009	9,710	49,683	0,1181	0,511459±20	-19,66	-0.1	2.511
MRC069	6,924	36,617	0,1143	0,511467±10	-22,85	-2.3	2.410

Tabela 3.8 – Relação dos dados isotópicos de Sm e Nd e valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} para os xenólitos de rochas máficas do PAB.

3.10. Discussões e Conclusões

O conjunto de dados petrográficos, geoquímicos e de idades concórdias obtidas pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) possibilita enquadrar o Granito Água Branca como pertencente à Suíte Intrusiva Parauarí, classificada por Vasquez *et al.* (2008) como pós-orogênica, tardia em relação à evolução da orogênese Cuiú-Cuiú, de idade entre 1,86 e 1,89 Ga..

Não se conhecem dados disponíveis na literatura para estimativas de colocação crustal para as rochas da suíte intrusiva Parauarí. Neste trabalho, os dados obtidos pelo geobarômetro Al-na-hornblenda permitiram estimar a profundidade de início de cristalização do GAB entre 7 a 10 km de profundidade (2.0 a $3.0 \pm 0,6$ kbar), assim como caracterizar seus anfibólios como pertencentes ao grupo cálcico e hornblenda do tipo edenita.

Lamarão & Dall’Agnol (2004), estudando os corpos graníticos São Jorge Novo e Jardim do Ouro, situados no mesmo contexto geológico do PAB, caracterizaram hornblenda magnesianas com pressões de formação entre 2 a 1 kb e Fe-hornblenda com rara Fe-edenita e pressões entre 4.5 a 3 kb, respectivamente. Para o Granito Matupá

(Província Alta Floresta), Moura & Botelho (2002) obtiveram pressões entre 3.2 a 3.5 kb para início de sua cristalização.

Considerando que todos os granitos descritos acima foram alojados segundo eventos pós-orogênicos, aliado ao fato de possuírem idade isotópica e composição química de anfibólitos semelhantes, concluímos que as estimativas de pressão obtidas para esses corpos possuem homogeneidade consensual e podem ser inferidas como referência para as rochas da suíte intrusiva Parauarí.

A natureza pós-colisional do granito Água Branca associada às suas assinaturas isotópicas (Fig. 3.17) com ϵ_{Nd} variando entre -1.8 e -9.3 sugere que o magma gerador da granitogênese presente no PAB tenha se formado pela mistura de magmas de origem crustal e mantélica durante uma evolução pós-colisional (estágio pós-orogênico). Exemplos semelhantes são encontrados nos modelos de *underplating* para as rochas cálcio-alcálicas de alto potássio do oeste dos Estados Unidos (Hawkesworth *et al.* 1995, Hooper *et al.* 1995) e norte da Austrália (Wyborn, 1988).

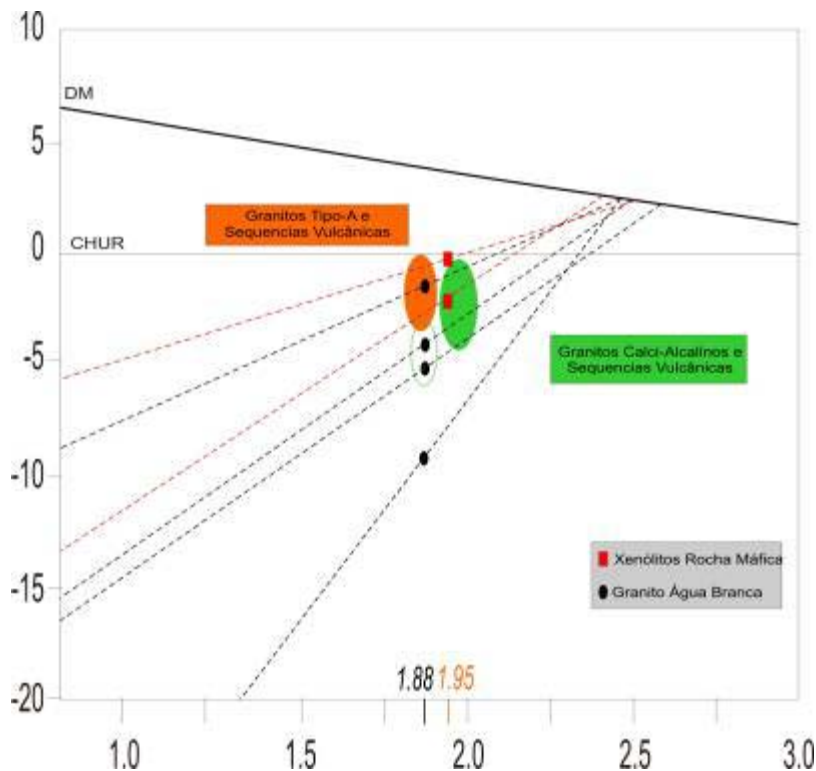


Figura 3.17 – Evolução isotópica Sm-Nd (idades e ϵ_{Nd}) para o Prospecto Água Branca. Em destaque, compilação de dados Sm-Nd encontrados em Lamarão *et al.* 2005.

Os xenólitos de rochas máficas (basaltos andesíticos à traquibasaltos) incorporados pelo Granito Água Branca possuem idade, idades-modelo (T_{DM}) e

variação de ϵ_{Nd} comparáveis com aquelas obtidas por Lamarão *et al.* (2005) para as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho. Os resultados obtidos a partir dos isótopos de Nd, com ϵ_{Nd} levemente negativo nas rochas vulcânicas máficas sugerem que as mesmas foram originadas a partir de magmas mantélicos com leve contaminação crustal (Fig. 17).

De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, reforça-se a idéia de que as idades das associações vulcânicas e plutônicas hospedeiras do Domínio Tapajós variam entre 2.0 – 1.87 Ga. caracterizando seus termos petrográficos e geoquímicos distintos (rochas monzograníticas a granodioríticas com assinaturas cálcio-alcálicas típicas), com fontes magmáticas predominantemente paleoproterozóicas com alguma contribuição arqueana.

3.11. Referências Bibliográficas

- Abdel-Rahman A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calci-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol*, 35:525-541.
- Almeida, F.F.M., 1978. Tectonic map of South America, 1:5.000.000. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/UNESCO, 23 p.
- Anderson, J.L., Smith D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am Mineral*, 80:549-559.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C), Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/Geological Survey of Brazil (CD-ROM).
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- Brito, M.F.L., 2000. Suíte Intrusiva Parauari. In: Almeida, M.E. *et al.* (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Brito, M.F.L.; Almeida, M.E.; Macambira, M.J.B., 1999. 207Pb/206Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: *South-American Symposium On Isotope Geology*, 2. Córdoba-Argentina. 1999. Extend Abstracts...Córdoba-Argentina, p. 40-43.
- Buhn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E., 2008. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), 81: 99-114.

- Condie, C. & Hunter, T., 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 389
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95:9-39.
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470–10488.
- Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method application. *Bull de Minéralogie* 111:493–510
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A., and Klein, E.L., 1997, Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L. and Angélica R.S. (org.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, p. 423-437.
- Gioia, S. M. C. L. & Pimentel, M. M., 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2): 219-245.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S., Gallagher, Hunter, A., Bradshaw, T. e Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.*, 100, B7 (10): 271–10,286.
- Hooper, P. R., Bailey, D. G., e Holder, G. A. M., 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest, *J. Geophys. Res.*, 100,B6 (10): 303–10,319.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.B., 1971. A guide to chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548
- Klein, E.L. & Vasquez, M., 2000. Geologia da folha SB.21-Z-A-Riozinho. Projeto Tapajós. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Rio de Janeiro, Brazil, 240 pp.
- Lamarão, C. N. & Dall'Agnol, R., 2004. Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides Paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, 34 (1): 95-108.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Pimentel, M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J. South American Earth Sciences*, 18: 277-292.

- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., maresch W. V., nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *BGC Special Publication 4*, Berkeley, 71 pp.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Middlesmont, E.A.K., 1975. The basalts clan. *Earth Sci. Rev.*, 11: 337-364.
- Moura, M. A. & Botelho, N. F., 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (3): 377-386.
- Nachit H., 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Université de Bretagne Occidentale, Brest, Tese de Doutorado
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Serie II, (11) : 913-918.
- Pearce J.A., 1996. Sources and Settings of Granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-264
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineral. Dep.*, 36: 279-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: *Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil, pp. 280-282.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2002. Timing of mafic magmatism in Tapajós Province and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 15: 409-429.

- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (org). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília : CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós domain, Amazon craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131: 73-109.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Souza, S.R.C., Botelho, N.F., Gomes, R.T.M., 2009. Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Graníticas Hospedeiras da Mineralização Aurífera do Prospecto Água Branca, Província Tapajós. *Em Preparação*.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1–33.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós - novos dados geocronológicos. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 6, Boletim de resumos expandidos, 471-474.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.G., Klein, E.L., 2008. Compartimentação Tectônica. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Vasquez, M.L. & Rosa-Costa (org). Belém: CPRM, 328 p.
- Wyborn, L.A.I., 1988. Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1880-1840 Ma felsic volcano-plutonic suite: A model for intracontinental felsic magma generation. *Precambrian Research* 40/4: 37-60.

Capítulo 4 – Artigo II

Caracterização Geológica e Metalogenética da Mineralização Aurífera no Prospecto Água Branca, Província Tapajós.

Sebastião Rodrigo Cortez de Souza¹, Nilson Francisquini Botelho², Karla Munique da Silva Pereira³, Márcia Abrahão Moura² & Bernhard Bühn²

1- Programa de Pós-Graduação em Geologia, IG/UnB, E-mail: srcsouza@hotmail.com; 2: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Asa Norte, 70.910-900 – Brasília, DF, E-mail: nilsonfb@unb.br. 3 - Bolsista IC/UnB/CNPq.

4.1. Abstract

The Água Branca Prospect in the Tapajós Gold Province, situated in the central portion of the Amazonian Craton, is spatially and genetically related to the hydrothermal alteration associated with 1876 Ma \pm 15 Ma My (U-Pb zircon) I-type calc-alkaline granitic rocks of the Parauari Intrusive Suite. In the Água Branca Prospect, the hydrothermal alteration associated with the gold mineralisation comprises sericitization and silicification with minor carbonatization and chloritization. Host granites and mafic enclaves are variably altered with high grade gold associated with carbonate-rich quartz veins + galena + sphalerite, and lower gold concentrations found in narrow quartz- carbonate veinlets, peripheral to the main veins. Gold occurs as free grains in the gangue, filling fractures in quartz and sulfides or as globular inclusions in pyrite, always associated with galena. High gold values in the ore are associated with higher silver contents and gold grains have Au/Ag \sim 3.0. Fluid inclusions confined in the quartz veins have aqueous to aqueous-carbonic compositions, low salinity and homogenization temperatures varying between 200°C and 420°C. Sulfur isotopes analyses indicate primitive composition with $\delta^{34}\text{S}$ between 1.84 and 3.71, and isotopic equilibrium temperatures varying between 190°C and 350°C for the pyrite-sphalerite pair. The suggested P-T conditions for gold deposition, 0,9-3,2 kb and 250-400°C are estimated from fluid inclusions and sulfur isotopes data. Field mapping, petrographic, mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope studies indicate the Água Branca Gold deposit is similar to the *distal intrusion-related*, associated with quartz vein and disseminated veinlets with gold (+Ag+Pb+Zn).



4.2. Resumo

O Prospecto Água Branca na Província Aurífera Tapajós está espacial e geneticamente relacionado com a alteração hidrotermal de rochas cálcio-alcálicas graníticas do tipo-I da Suíte Intrusiva Parauarí, datadas em 1876 ± 15 Ma (U-Pb zircão), na porção central do Cráton Amazônico. A alteração hidrotermal na mineralização aurífera do Prospecto Água Branca é caracterizada por sericitização e silicificação, com carbonatação e cloritização secundárias. Os granitos hospedeiros e enclaves máficos são hidrotermalmente afetados em variados graus de intensidade, com teores mais altos de ouro nos veios de quartzo ricos em carbonato + galena + esfalerita e teores mais baixos disseminados em zonas venulares. A caracterização do minério aurífero mostrou a presença de elevados teores de Ag, com relação Au/Ag ~ 3.0 nos grãos de ouro. O ouro ocorre na forma livre entre os minerais de ganga, preenchendo fraturas em quartzo e sulfetos ou como inclusões globulares em pirita, sempre associado com galena. Inclusões fluidas aprisionadas nos veios de quartzo mostram composições aquosas a aquo-carbônicas, baixa salinidade e temperaturas de homogeneização variando entre 200° e 420°C. Estudos de isótopos estáveis indicam composição primitiva para o enxofre contido nos sulfetos deste prospecto, com $\delta^{34}\text{S}$ entre 1,84 e 3,71 e temperaturas isotópicas variando entre 190°C a 350°C para o par pirita-esfalerita. As condições de P-T sugeridas para deposição do ouro, 0,9-3,2 kb e 250-400°C, foram estimadas com base nos dados mais representativos de inclusões fluidas e isótopos de enxofre. Baseado em evidências de campo, petrográficas, mineralógicas, geoquímicas, de inclusões fluidas e isotópicas, consideramos o depósito de ouro do Prospecto Água Branca similar aos depósitos distais do tipo *intrusion-related*, associados com veios de quartzo e vênulas disseminadas com Au (+Ag+Pb+Zn).

4.3. Introdução

O prospecto Água Branca (PAB) está situado nas cercanias da vila/garimpo Água Branca, margem norte da rodovia Transgarimpeira, distante aproximadamente 30 km a norte da vila São Domingos.

A expressão “corrida ao ouro” pode ser bastante apropriada para definir a extração desenfreada desse metal na região do Tapajós durante os últimos 50 anos. Estimativas oficiais calculam que os mais de 400 garimpos da região tenham produzido

no século passado algo em torno de 200 toneladas de ouro (Faraco *et al.* 1997), enquanto fontes não oficiais estimam essa produção em pelo menos 850 toneladas de ouro no mesmo período (Santos *et al.* 2001). A região do Prospecto Água Branca registra um histórico de produção de ouro ativa desde a década 1960 através de atividade garimpeira. A produção atingiu seu auge na década de 1990, entrando em declínio a partir do ano 2000 em diante.

Em meados da década de 1990, empresas como TVX Gold Inc. e depois Barrick Gold iniciaram programa de reconhecimento metalogenético neste prospecto, tendo sido sua potencialidade logo demonstrada. Porém, a precária situação logística e a instabilidade no preço do ouro contribuíram negativamente para a continuidade dos projetos. A partir de 2006, a empresa Talon Metals retomou os programas de pesquisa e deu início a um programa de furos de sondagem com c.a. 2.400 m de testemunhos diamantados, numa área de aproximadamente 750 m por 300 m, denominada Alvo Camarão, onde uma exploração prévia reportou teores de ouro encorajadores. O resultado da campanha de sondagem confirmou que a mineralização aurífera está associada a veios e vênulas de quartzo em zonas de alterações hidrotermais com teores de ouro que alcançam valores locais de até 120 g/t (Talon, 2006). Dados sobre reservas e recursos ainda não estão disponíveis. A área ainda apresenta um relevante potencial exploratório para depósitos de ouro primário, em face de a atividade garimpeira remanescente ter concentrado seu foco sobre filões e veios de quartzo auríferos.

As mineralizações na forma de veios apresentam controle estrutural, preferencialmente associado a zonas de cisalhamento localizadas (Klein *et al.*, 2001), com o desenvolvimento de venulações que se estendem pervasivamente sobre as rochas graníticas de idade paleoproterozóica que hospedam essa mineralização. As gêneses destes depósitos sugerem a existência de granitos mais especializados que, durante a cristalização, podem ter contribuído para a geração de fluidos e desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais capazes de formar depósitos de ouro.

O Domínio Tapajós (Vasquez *et al.*, 2008) da Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2004) ainda é uma região carente de estudos e modelos geológico-metalogenéticos. A ausência de dados robustos para a maioria dos depósitos e ocorrências conhecidas mostra que, em escala regional, a região só pode ser ainda entendida de forma preliminar. Autores como Dreher *et al.* (1998), Klein *et al.* (2001,

2004), Ronchi *et al.* (2001), e Juliani *et al.* (2002, 2005) desenvolveram estudos em depósitos individuais, focalizando os controles locais e aspectos como inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos, mineralogia hidrotermal e controle estrutural, enquanto Santos (2000), Coutinho *et al.* (2000), Santos *et al.* (2001) e Klein *et al.* (2002) desenvolveram trabalhos que contemplam o enfoque regional.

Este trabalho visa descrever a geologia, mineralogia e geoquímica das zonas de alterações hidrotermais atuantes no Prospecto Água Branca. Para isso, serão focadas a petrografia e a litogeoquímica das rochas hidrotermais e sua comparação com rochas desprovidas de alteração. Dados auxiliares de inclusões fluidas aprisionadas nos veios de quartzo auríferos e de isótopos de enxofre dos sulfetos contidos no minério ajudarão a compreender e montar um quadro evolutivo para a história metalogenética deste Prospecto.

4.4. Contexto Regional

A região do Prospecto Água Branca está localizada na porção central da Província Aurífera Tapajós (Faraco *et al.* 1997), que cobre uma área de aproximadamente 1.670.000 km² e corresponde a uma importante província metalogenética, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Almeida, 1978), ocupando uma grande área na chamada Província Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2004), denominada de Domínio Tapajós - DT (Vasquez *et al.*, 2008) (Fig. 4.1). O DT pode ser caracterizado por um extenso magmatismo vulcano-plutônico paleoproterozóico (Lamarão *et al.* 2002), com sua geologia dominada por seqüências vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos com expressivas mineralizações de ouro associadas.

O Cráton Amazônico tornou-se tectonicamente estável desde o fim do Paleoproterozóico e foi formado por acreção e amalgamação de micro-continentes durante o Arqueano e o Paleoproterozóico. Enquanto diversas teorias sobre a evolução tectônica da região têm sido propostas, parece consenso geral que um evento tectônico inicial colisional oblíquo, associado com processos de encurtamento crustal, está relacionado a eventos de subducção / acreção de arcos magmáticos e início de nucleação continental (Klein, 2000).

O embasamento do Domínio Tapajós é representado pelas rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga (>2.1 Ga) e por granitóides sin-orogênicos do Complexo Cuiú-

Cuiú (2.0 – 2.4 Ga). O Grupo Jacareacanga é considerado mais antigo do que o Grupo Cuiú-Cuiú, porém suas relações de campo ainda não estão bem compreendidas. Ambas unidades são intrudidas por granitóides das suítes intrusivas Creporizão (1.95 - 1.97 Ga) e Parauarí (1.86 – 1.89 Ga), cuja composição varia de sienogranito a granodiorito, respectivamente. Rochas do Grupo Iriri, compostas por vulcânicas félsicas a intermediárias, de idade entre 1.87 e 1.89 Ga, recobrem as rochas do embasamento regional, bem como das unidades intrusivas. Essas rochas vulcânicas são intrudidas por plutons anorogênicos co-magmáticos da Suíte Maloquinha, em eventos datados entre 1.8 e 1.89 Ga. De acordo com vários autores (Santos *et al.* 1997, Klein & Vasquez, 2000 e Santos *et al.* 2001), o evento ígneo Iriri/Maloquinha está associado com um forte episódio extensional regional. Uma análise estrutural regional na região do Tapajós identificou importantes lineamentos regionais, com trends variando entre N-S, NW-SE e subordinadamente NE-SW e E-W (Klein, 2000).

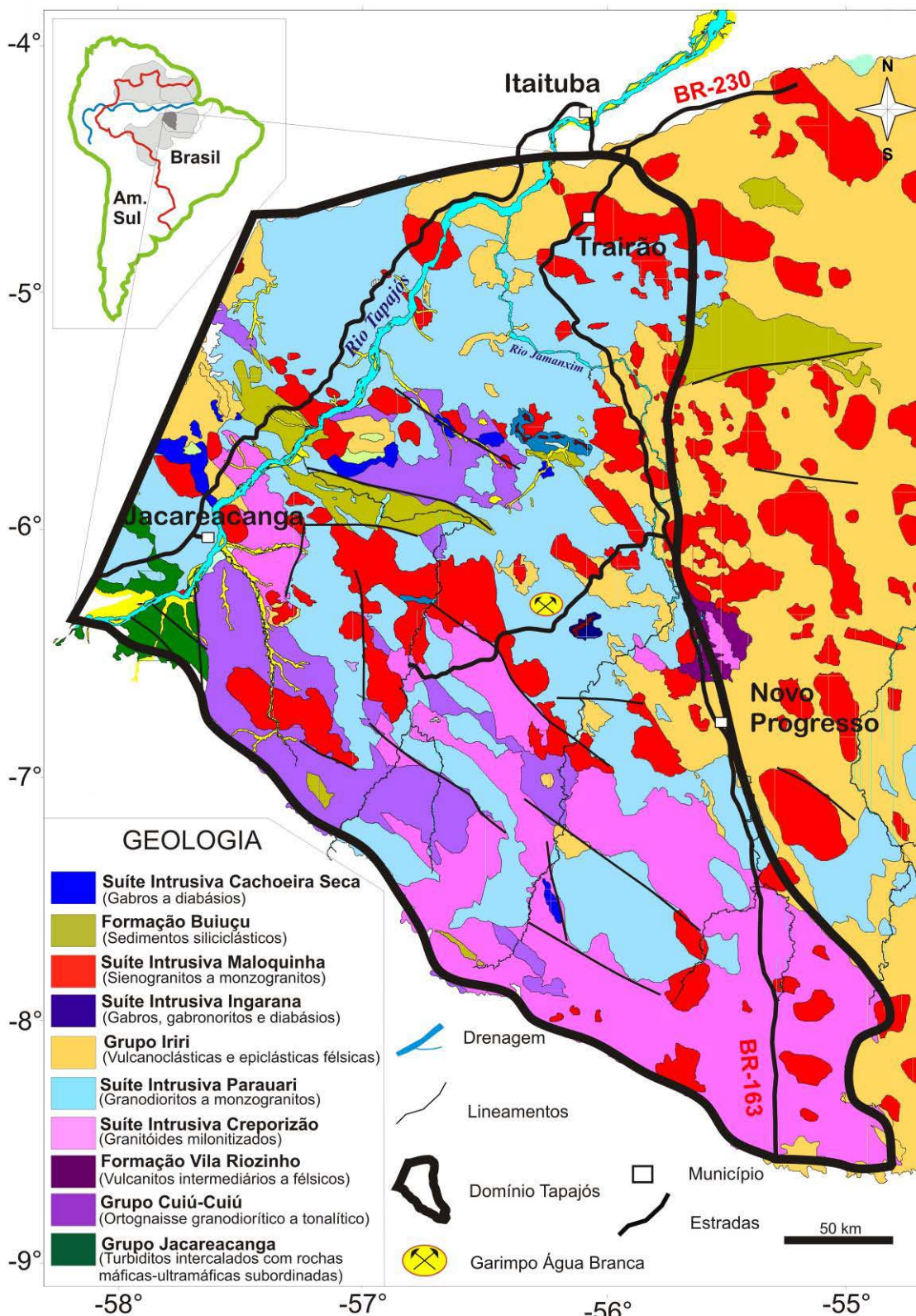


Figura 4.1 – Mapa Geológico do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima mostrando a localização da área estudada. Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

4.5. Métodos

O estudo petrográfico de rochas e veios de quartzo mineralizados coletados nos furos de sondagem do PAB foi realizado no Laboratório de Microscopia (IG-UnB) em microscópio petrográfico Olympus BX 41, com objetivas de 4x, 10x, 40x e 100x.

As análises de litogeoquímica foram realizadas no Laboratório ACME (Canadá) segundo as rotinas 4A e 4B. Os elementos maiores foram determinados por ICP-ES, os ETR por ICP-MS e a perda ao fogo determinada por diferença de peso depois de ignição a 1000°C. A química mineral do ouro foi obtida na Microsonda Eletrônica CAMECA SX-50 da Universidade de Brasília, constituída por 4 espectrômetros WDS e um EDS KeveX, operada sob voltagem de 15 kV, corrente de 15 nA e tempo de contagem de 10 segundos para cada elemento. Os dados obtidos foram tratados nos *softwares Petrograph* (Petrelli, 2007) e *Minpet Geological Software 2.02* (Richard, 1996).

Análises microtermométricas de inclusões fluidas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do IG/UnB, utilizando a platina Linkam THMSG 600/TMS 93. Preparação de amostras e procedimentos analíticos e interpretativos seguiram recomendações de Roedder (1984). Calibração foi realizada com padrões de CO₂ e H₂O disponíveis. A precisão das medidas é estimada em $\pm 0,5^\circ\text{C}$ para temperaturas inferiores a -20°C , $\pm 0,3^\circ\text{C}$ para o intervalo entre -20° e 40°C e $\pm 3^\circ\text{C}$ para temperaturas superiores a 40°C . Salinidades foram calculadas a partir das temperaturas de fusão do clatrato (Collins, 1979) e do gelo (Bodnar, 1992). Densidades foram calculadas pelas equações de Bowers & Helgeson (1983) e Brown & Lamb (1986), respectivamente para inclusões portadoras de CO₂ e inclusões aquosas.

As análises isotópicas de enxofre foram analisadas em ICP-MS *Laser Ablation Neptune* do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O tamanho do feixe de laser utilizado foi 65 μm , com energia de 38 %, equivalente a 0,98 J/cm² e frequência de 9 Hz.

4.6. Geologia da Área do Prospecto Água Branca

O PAB está localizado na parte central do Domínio Tapajós, temporal e espacialmente associado com as rochas pós-orogênicas cálcio-alcalinas do tipo-I da Suíte Intrusiva Parauarí (Fig. 4.2), relacionados a um evento de extensão crustal após soldagem do arco de ilha, com alojamento entre 1891 a 1879 Ma (Vasquez *et al.*, 2008).



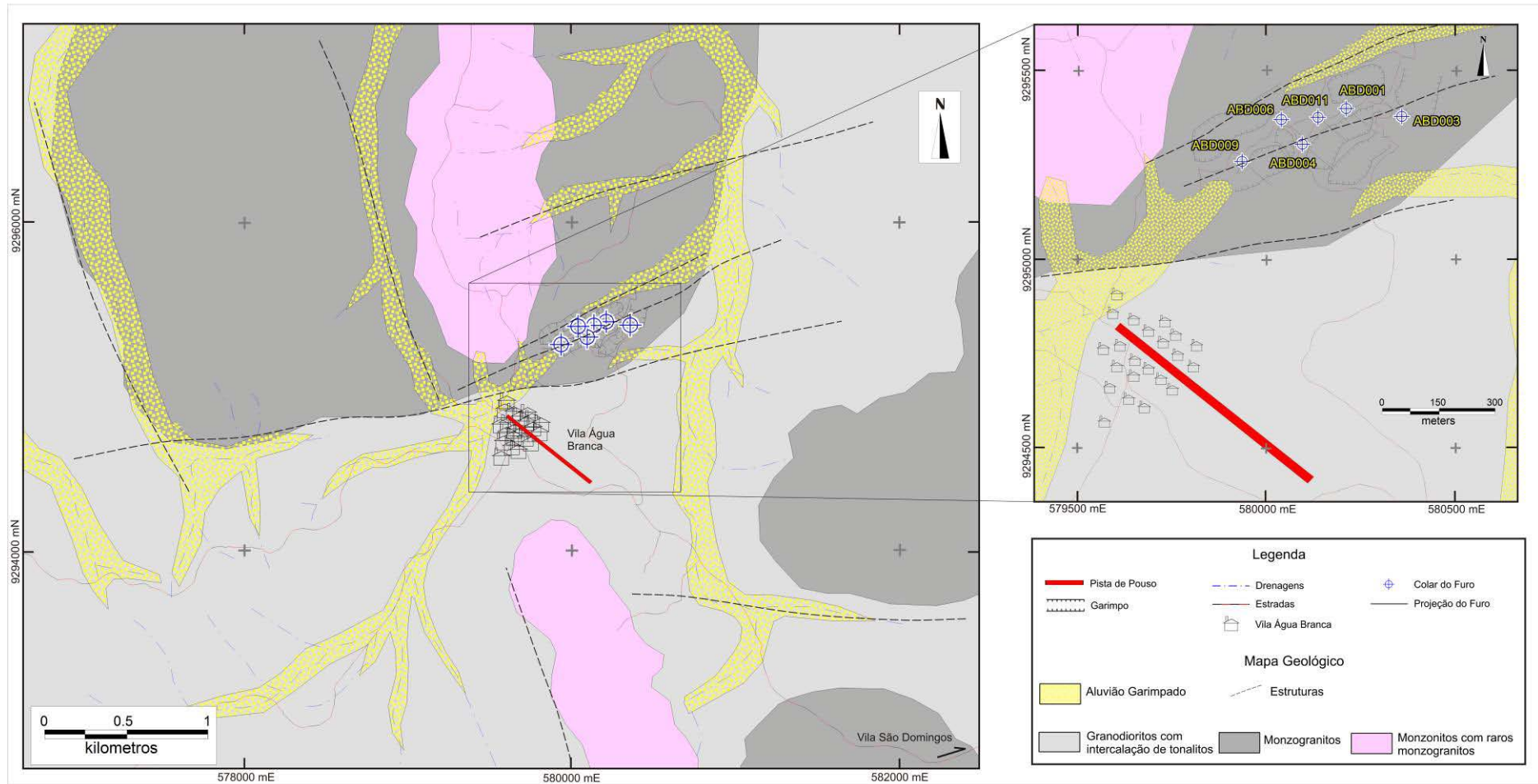


Figura 4.2 – Mapa geológico esquemático do Granito Água Branca nas imediações do Prospecto Água Branca (esquerda) e mapa de localização dos furos de sondagem estudados neste trabalho (direita superior).

Na área estudada, este conjunto de corpos graníticos apresenta faciologia variando desde monzonitos até tonalitos, granodioritos e monzogranitos, sendo os dois últimos mais representativos. A área onde se destaca as atividades garimpeiras se distribui em meio a vales aluvionais e serras semi-arredondadas sustentadas por corpos granodioríticos a monzograníticos, local no qual se destacam zonas de alterações hidrotermais pervasivas onde se encontram as cavas principais. Em geral apresentam corpos de formas irregulares, dispostos segundo o trend regional NW-SE. Os contatos entre as fácies graníticas não são bem definidos, sobretudo devido ao espesso manto intempérico que recobre seus afloramentos, à dificuldade de acesso e ao pobre conhecimento geológico da região. De acordo com trabalhos regionais esses plutonitos podem ser diferenciados de acordo com seus padrões de relevo e assinatura aerogeofísica distintas (Brito 2000, Vasquez *et al.* 2000, Bahia e Quadros 2000).

Em vias gerais, o maciço granítico encontra-se pouco a não deformado e pouco fraturado, entretanto com variada alteração hidrotermal, sobretudo quando seccionado por zonas de cisalhamentos de segunda ordem. Veios de quartzo auríferos (\pm sulfeto) por vezes são alojados em zonas de cisalhamento secundárias, imprimindo uma foliação milonítica penetrativa nos granitos hospedeiros. As rochas graníticas são equi- e inequigranulares, de granulação média a grossa, geralmente leucocráticas e mesocráticas, portadores de biotita e hornblenda. Como minerais acessórios, têm-se principalmente magnetita, titanita, apatita, epidoto, alanita e zircão. Hospedam enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a tonalítica, com feições de mistura de magma tipo *mingling*. Mega xenólitos máficos a intermediários de composição basáltica a traquiandesítica são encontrados tanto em testemunhos de sondagem como nos níveis saprolíticos, assim como veios de quartzo auríferos (\pm sulfeto), que supostamente se alojam sobre zonas de cisalhamento localizadas.

4.7. O prospecto Água Branca: alteração e mineralização

Processos hidrotermais são responsáveis pela formação de vários depósitos auríferos na PAT. A formação de sistemas hidrotermais depende da eficiência dos sistemas de circulação de fluidos que requerem a existência de uma fonte de calor, fonte de fluidos e de metais, e condições físicas do meio propícias à percolação das soluções.



As rochas portadoras de alterações hidrotermais e mineralizações auríferas no PAB foram agrupadas em três grupos a seguir, levando em consideração suas variações composicionais e texturais:

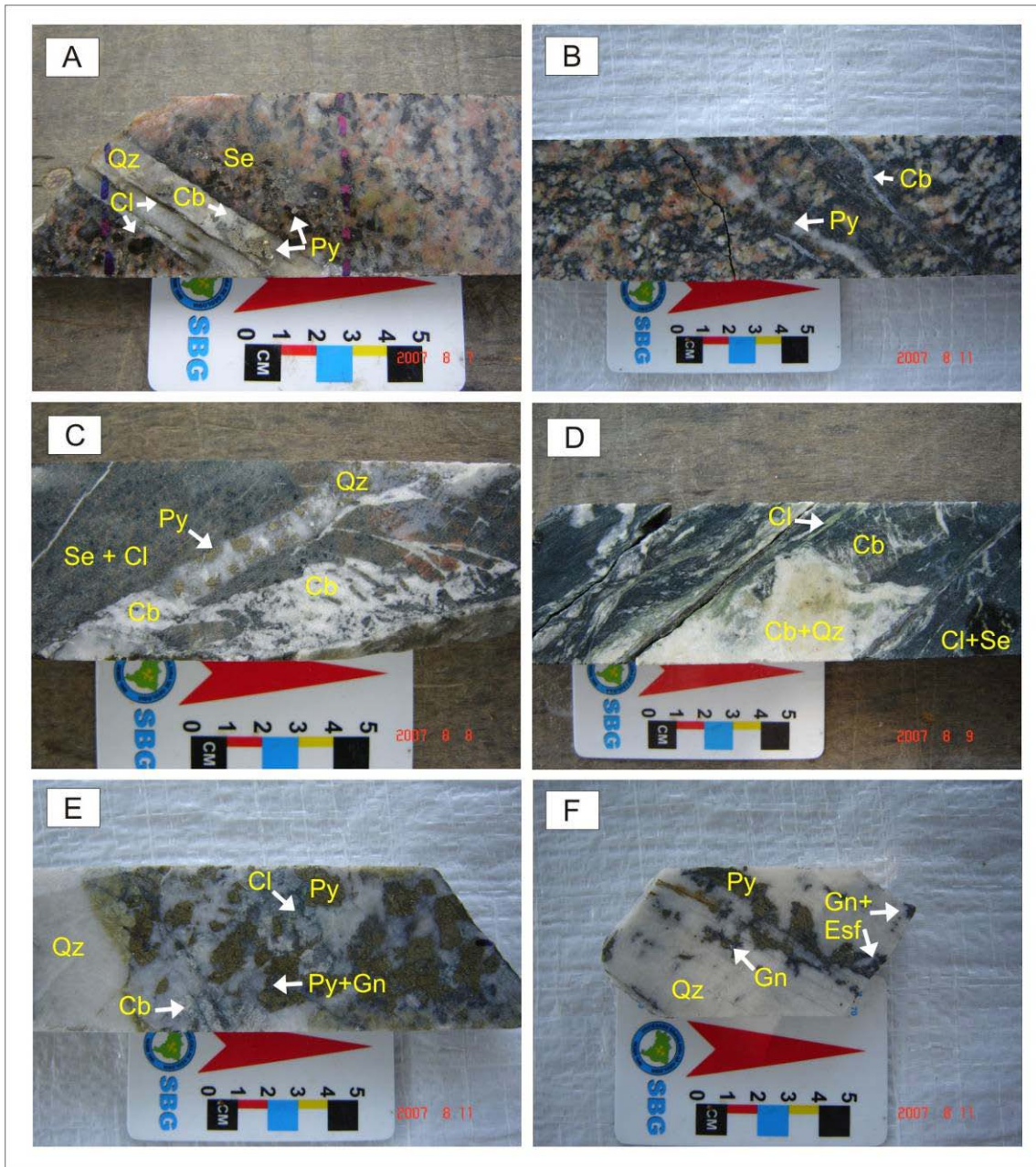


Figura 4.3 – Fotografias de testemunhos de sondagem do minério do PAB. (A) *sheeted vein* mineralizado de quartzo (Qz) + carbonato (Cb) + clorita (Cl), associado à zona sericitizada e cloritizada com pirita 1 (Py) da amostra MRC020 da fácies ABMG; (B) vênulas mineralizadas de Qz + Cb associadas a zona sericitizada e cloritizada da amostra MRC112 da fácies ABGD ; (C) amostra MRC047 mostrando veios e vênulas brechadas de Cb+Qz com Py, associados a zona cloritizada e sericitizada em xenólito máfico; (D) Amostra MRC072, idem anterior, em zona mineralizada; (E e F) minério aurífero principal do PAB, representado por veios maciços à bandados de Qz±Cb±Cl+Py+galena (Gn) ±esfalerita (Esf) das amostra MRC114 e MRC115, respectivamente.

Veios de Quartzo – centimétricos a sub-métricos, com texturas do tipo *sheeted veins* (Fig. 4.3A), brechada (Fig. 4.3C) e maciça (Figs. 4.3E e F). Em seções delgadas polidas, mostram grãos de quartzo de dimensões variadas (0,1 a 2 mm) com extinção ondulante, contatos retos e lobulares, anédricos a subédricos, distribuídos em meio à massa sericítica com carbonato, pirita e galena intersticial, e menores proporções de esfalerita e calcopirita, além de carbonato, que preenche espaços vazios (Fig. 4.4A). A calcopirita ocorre na forma de gotículas e bastonetes (*blebs* e *rods*), dispersos na esfalerita (Fig. 4.4C). Em alguns casos, esfalerita é observada como inclusão em galena (Fig. 4.4D). Suas inclusões fluidas exibem relação primária/secundária difícil de ser determinada.

Hidrotermalitos – São provenientes de rochas graníticas hospedeiras alteradas hidrotermalmente, marcadas por alteração pervasiva, acompanhado por sericitização, silicificação, e cloritização, comumente obliterando seus protólitos (Fig. 4.3B). Apresentam granulação fina a média e cores variando entre verde, vermelho e cinza. Microscópicamente mostram intensa sericitização sobre plagioclásio e moderada sobre feldspato potássico (Fig. 4.4B). Carbonatos disseminados e vênulas de quartzo + carbonato + clorita + sulfetos ocorrem como produtos de alteração. Grãos de quartzo são geralmente preservados e compostos de cristais grossos e euédricos.

Sericita ocorre junto aos feldspatos mais alterados, bem como clorita, que ocorre bem distribuída, às vezes com inclusões de zircão mostrando forte halo pleocróico. Lamelas de biotita são geralmente subédricas, às vezes fortemente cloritizadas. Os sulfetos predominantes são pirita, esfalerita, galena e calcopirita, de granulação grossa a fina e subédricos a euédricos, por vezes associados a titanita e a magnetita.

Xenólitos de rochas máficas a intermediárias – São rochas com granulação fina por vezes afanítica, cores escuras e pouco a moderadamente foliadas. Essas rochas apresentam forte cloritização acompanhada por sericitização. Suas texturas mostram aspecto brechado, maciço e foliado (Fig. 4.3D). Venulações de quartzo+carbonato são comuns, acompanhadas de sulfetos. Em geral, não é possível reconhecer grãos pré-existentes. Carbonatação ocorre tanto na matriz fina como associada com os veios de quartzo que preenchem sua foliação preexistente. Clorita, carbonato, muscovita, titanita e epidoto são os minerais mais abundantes. Apatita e raras hornblenda e biotita

primárias são encontradas preservadas. Os sulfetos ocorrem principalmente na forma de pirita, disseminada na matriz ou preenchendo vênulas/veios ao lado de quartzo e carbonato.

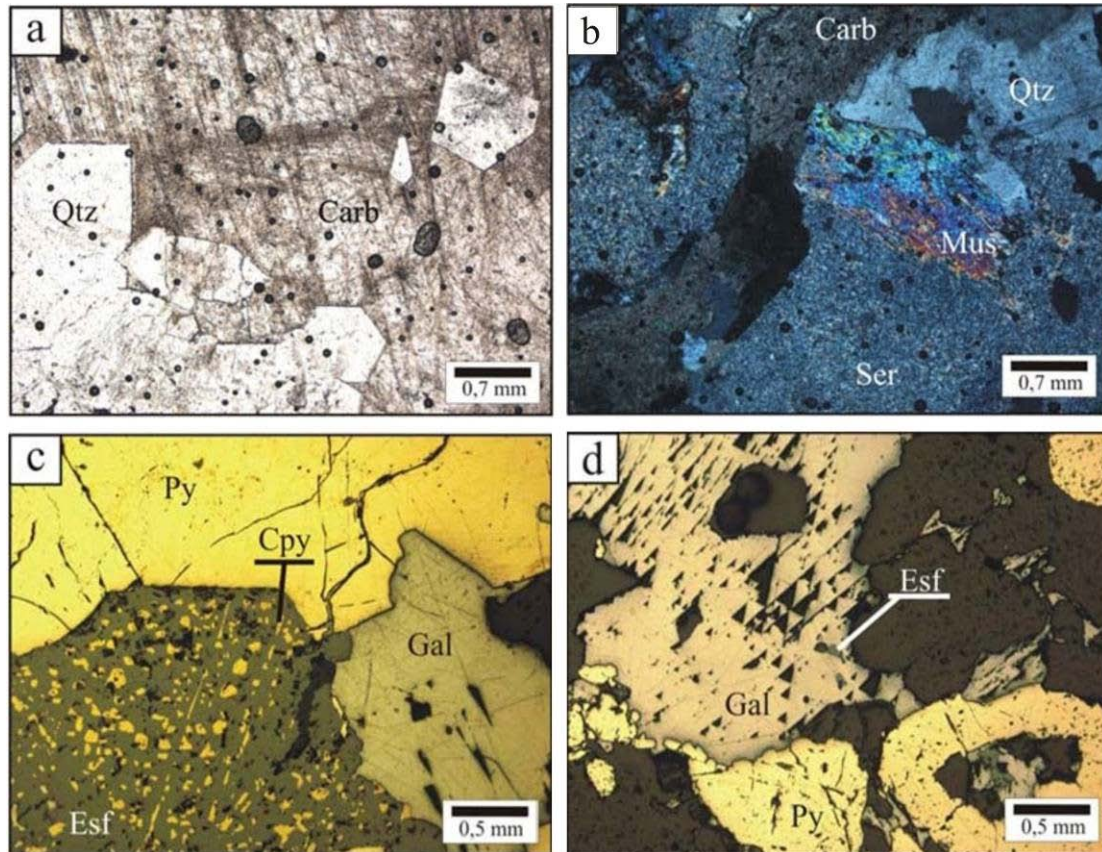


Fig. 4.4 – Fotomicrografias de veios e hidrotermalitos: Amostra MRC-100 (a) carbonato preenchendo espaços vazios em veio de quartzo. Luz transmitida, N//; (b) sericitização nas proximidades de veio de quartzo. Luz transmitida, NX; Amostra MRC-114 (c) blebs e rods de calcopirita inclusos em esfalerita. Luz refletida; (d) esfalerita inclusa em galena. Luz refletida.

4.7.1. Sequência Paragenética da Alteração Hidrotermal

De acordo com o estudo petrográfico e relações de campo, uma relação paragenética foi proposta e apresentada na Fig. 4.5. Evidências de campo e de petrografia sugerem que a alteração hidrotermal tenha se dado posterior ao evento magmático, ou seja, é pós-magmática. Esta afirmação pode ser ilustrada pelo fato da alteração hidrotermal se processar preferencialmente sobre protólitos graníticos e veios de quartzo posteriores à cristalização magmática dos mesmos. A fase magmática é caracterizada pela cristalização de titanita e magnetita, o que evidencia o caráter oxidante desta granitogênese.

Localmente, a alteração hidrotermal mostra um zoneamento assimétrico em relação aos veios de quartzo. Vênulas de quartzo envolvidas por carbonato (\pm pirita) marcam a porção proximal. Clorita, quartzo, sericita e pirita compõem uma zona intermediária, enquanto sericita, clorita, quartzo e rara calcita são características da zona distal. Pode-se notar que o conteúdo da alteração carbonática aumenta em direção ao centro do veio, enquanto o conteúdo de sericita mostra um comportamento inverso.

A alteração hidrotermal é marcada por uma fase inicial predominantemente sericítica (\pm cloritização), sobreposta por silicificação e carbonatação. A primeira se dá tanto nas rochas hospedeiras como nos veios, alterando os feldspatos e formando halos dispersivos que podem alcançar algumas dezenas de metros, enquanto a segunda se processa nas proximidades do contato granito/veio.

A primeira fase hidrotermal é pervasiva e foi responsável pela alteração que obliterou as rochas hospedeiras da mineralização. Os minerais indicadores dessa fase são sericita, quartzo, clorita, epidoto, carbonato e magnetita.

A fase hidrotermal subsequente está representada por silicificação seguida de carbonatação. A silicificação é marcada pelo alojamento dos veios de quartzo, enquanto a carbonatação parece marcar o desenvolvimento das venulações e aparente brechamento dos veios de quartzo (Fig. 4.3A, B, C e D e Fig. 4.4A e B). Os minerais associados a essa fase são quartzo, carbonato, clorita e, provavelmente, pirita e ouro.

Sulfetação representa o fechamento do ciclo hidrotermal, com deposição de pelo menos duas gerações de pirita, esfalerita, calcopirita, galena e ouro, sob baixa fugacidade de oxigênio. A sulfetação principal se localiza preferencialmente próxima ao contato entre o veio/vênula e rocha hospedeira, em fraturas preenchidas por clorita e carbonatos. Pirita, calcopirita, esfalerita e galena são abundantes, sendo que calcopirita ocorre inclusa em esfalerita, enquanto galena e ouro são tardios em relação às demais fases sulfetadas. A pirita precoce, pirita 1, está representada por grandes cristais ou massas de cristais anédricos a subédricos que contêm ouro como inclusões globulares ou preenchendo fraturas. Relações paragenéticas indicam que a pirita 2 ocorre sin- a tardi deposição do ouro, assim como ocorre com calcopirita e galena. Entretanto, calcopirita e pirita 2 não mostram uma correlação direta com a ocorrência de ouro, ao contrário da galena, que, em conjunto com o aumento da silicificação nos veios, mostra, via de regra, os locais onde ouro se encontra em mais altos teores (Fig. 4.6).

Fase Mineral	Cristalização Magmática	Alteração Hidrotermal	
		Distal	Proximal
Quartzo	—	-----	Silicificação
Plagioclásio	—		
K-feldspato	—		
Hornblenda	—		
Biotita	—		
Magnetita	—	-----	
Titanita	—		
Zircão	—		
Apatita	—		
Epidoto		-----	
Clorita		Cloritização	-----
Sericita		Sericitização	-----
Carbonato			Carbonatação
Galena			-----
Esfalerita			-----
Calcopirita			-----
Pirita 1		-----	Sulfetação
Pirita 2			-----
Ouro			-----

Figura 4.5 – Sequência paragenética proposta para o prospecto Água Branca.

4.7.2. Caracterização do Minério Aurífero do Prospecto Água Branca

Mineralização aurífera ocorre em todas as partes dos veios e, em alguns casos, na auréola de contato entre os veios e as rochas graníticas hospedeiras. A parte central dos veios de quartzo geralmente possui textura maciça a levemente fraturada, com silicificação dominante, estando relacionada com os teores auríferos mais elevados encontrados no PAB. Vênulas de sílica, juntamente com carbonatos, percolam pervasivamente partes do veio bem como as rochas hospedeiras, por vezes associadas com mineralização de baixo teor.

O ouro ocorre em diferentes associações: i) incluso em esfalerita, associado a pirita 1, calcopirita e galena (Fig. 4.6A e B); ii) em microfraturas na pirita 1, associado a galena (Fig. 4.6C, D e E); iii) como inclusões globulares em pirita 1 (Fig. 4.6F) e iv) livre em meio à ganga, frequentemente nas proximidades ou no contato de grãos de pirita 1, associado com galena (Fig. 4.7). É comum observar uma estreita relação entre a deposição de ouro e galena tardia. Petrograficamente, os grãos de ouro possuem formatos variados, dimensões menores que 1mm e característica cor amarela esbranquiçada.

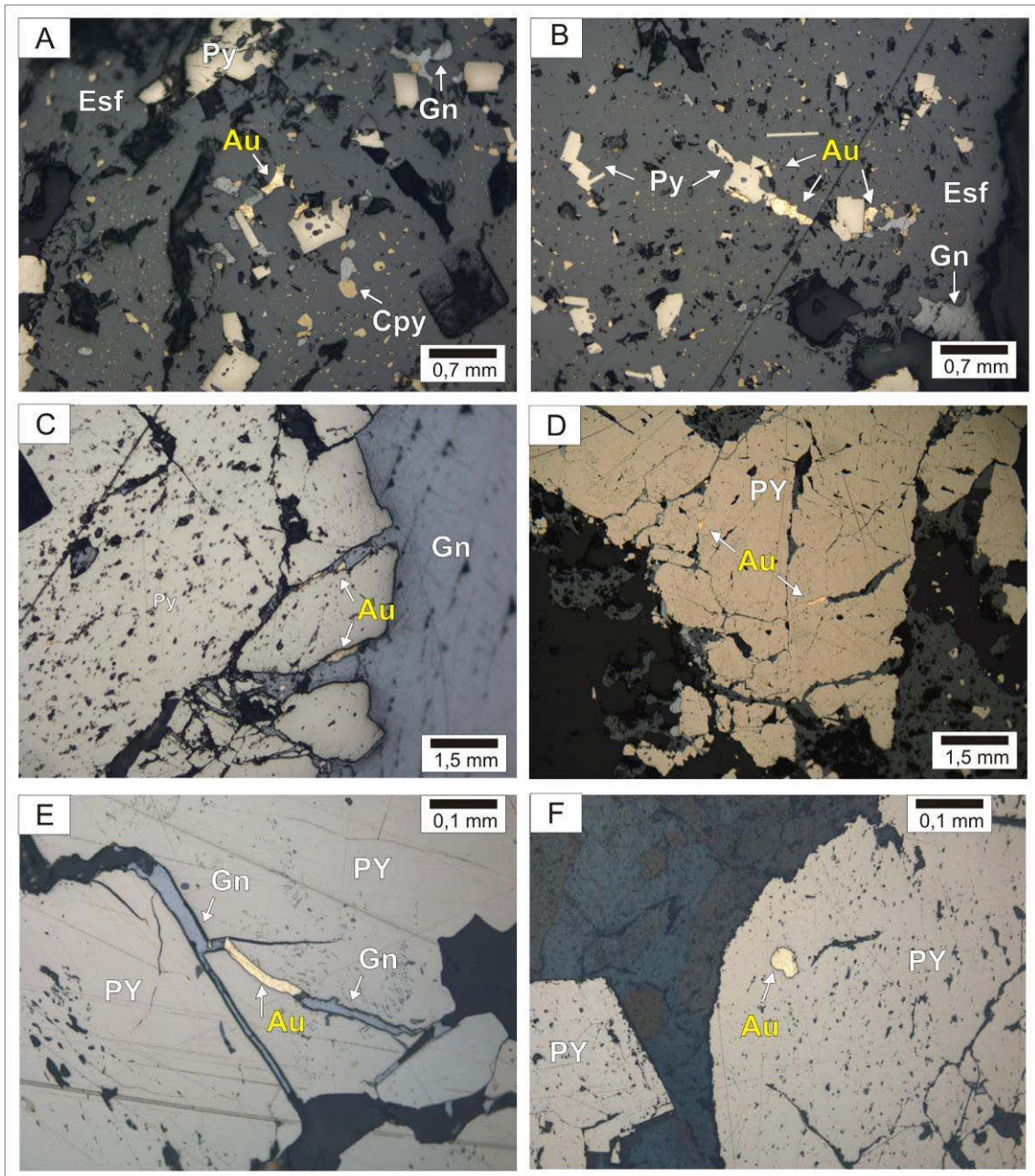


Figura 4.6 – Fotomicrografias sob luz refletida da Amostra MRC115 (veio de quartzo): (A) grãos de ouro livres, associados com pirita, calcopirita e galena, inclusos em esfalerita; (B) ouro associado com pirita e galena, inclusos em esfalerita; (C) ouro associado com galena, preenchendo fratura em pirita euédrica; (D) ouro preenchendo microfraturas em pirita euédrica; e da amostra MRC112; (E) grão de ouro e galena preenchendo fratura em pirita; (F) grão de ouro com formato de gota, englobado por pirita euédrica.

A composição química do ouro do PAB foi obtida com o auxílio de microsonda eletrônica a partir da análise de três grãos de ouro de veio de quartzo representado pela amostra MRC112. A tabela 4.1 mostra os resultados obtidos e a Fig. 4.7 mostra os pontos analisados. Os grãos analisados ocorrem livres na ganga ou no contato de grãos

de pirita 1, associado com galena, e em ambos os casos estão associados com elevados teores de prata (21 a 28% em peso), contendo traços de Cu, Fe, S e As. A relação Au/Ag para o prospecto varia entre 2,57 a 3,75, confirmando o caráter refratário do minério aurífero do PAB.

Amostra	Ponto	As	S	Pb	Ag	Fe	Cu	Au	wt% conc.	Au/Ag
MRC112	1	0.043	0.346	0	20.53	0.112	0.115	76.93	98.08	3.75
MRC112	2	0	0.105	0	27.16	0.697	0.186	72.49	100.64	2.67
MRC112	3	0	0.189	0	27.85	0.71	0.171	71.64	100.56	2.57

Tabela 4.1 – Composição química de grãos de ouro obtida em veio de quartzo do PAB.

A idade absoluta da mineralização aurífera atuante no PAB é desconhecida. Entretanto pode-se estimar sua idade máxima entre 1891 e 1861 Ma, coincidente com o intervalo sugerido para a idade de cristalização do granito Água Branca, obtido a partir de datação U-Pb em zircão (Souza *et al.* 2009).

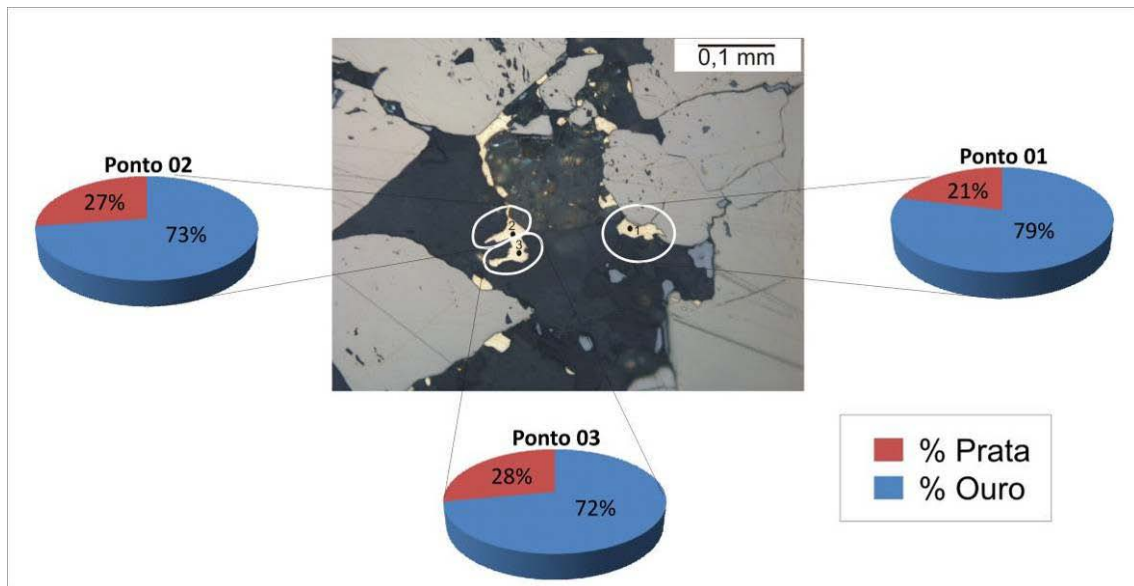


Figura 4.7 – Relação Au/Ag obtida para o minério aurífero de veio de quartzo do PAB.

4.8. Litogeoquímica das Rochas Mineralizadas do PAB

Normalmente as alterações hidrotermais em depósitos minerais envolvem a introdução de K^+ e Na^+ , S, CO_2 e H_2O , sendo que a sílica tanto pode ser adicionada ou redistribuída no sistema. Alguns elementos traços podem ser abundantes, como por exemplo, Rb e Ba. Alguns elementos são tidos como imóveis (Al, Ti, V, Y e Zr)

enquanto outros são relativamente imóveis (Fe, Mg, Cr, Ni e Sc). Geralmente durante a atuação da alteração hidrotermal ocorrem aumentos de volume no material rochoso (Groves & Foster, 1991).

As análises litogeoquímicas obtidas para o conjunto rochoso mineralizado do PAB não identificou indícios significativos de introdução de K^+ e Na^+ , descartando a atuação de processos como potassificação e albitização no evento hidrotermal do PAB, o que corrobora os resultados observados na petrografia.

A mobilidade dos elementos maiores e traços durante o evento hidrotermal está diretamente relacionada com o grau de interação fluido/rocha. Anthony & Titley (1994) demonstraram que a mobilidade de alguns elementos maiores e traços, encontrados no depósito de cobre porfírico de Sierrita (Arizona, EUA), pode ser estabelecida por meio de diagramas que empregam a normalização da composição das amostras alteradas pelas amostras não alteradas pelos eventos hidrotermais.

Observando os diagramas da Fig 4.8 é possível confirmar, como suposto, que a interação fluido/rocha dá-se de forma mais intensa nas rochas máficas (Fig 4.8A), que normalmente são mais reativas e suscintas à alteração hidrotermal. Rochas graníticas hospedeiras e hidrotermalitos possuem moderado grau de interação, enquanto veios de quartzo, em média, pouco interagem com ganhos ou perdas de elementos químicos.

Em relação aos principais elementos mineralizadores encontrados no minério do PAB (Fig. 4.9), é possível observar uma estrita correlação entre o conteúdo de Au com aqueles de Pb e Ag. A correlação entre Au e Cu contido nos veios e hidrotermalitos é direta, porém nos xenólitos de rochas máficas mineralizadas não se mostram tão coerentes. Apesar da relação entre Au e Zn não mostrar-se muito positiva, ainda pode ser considerada como um bom guia prospectivo e metalogenético.

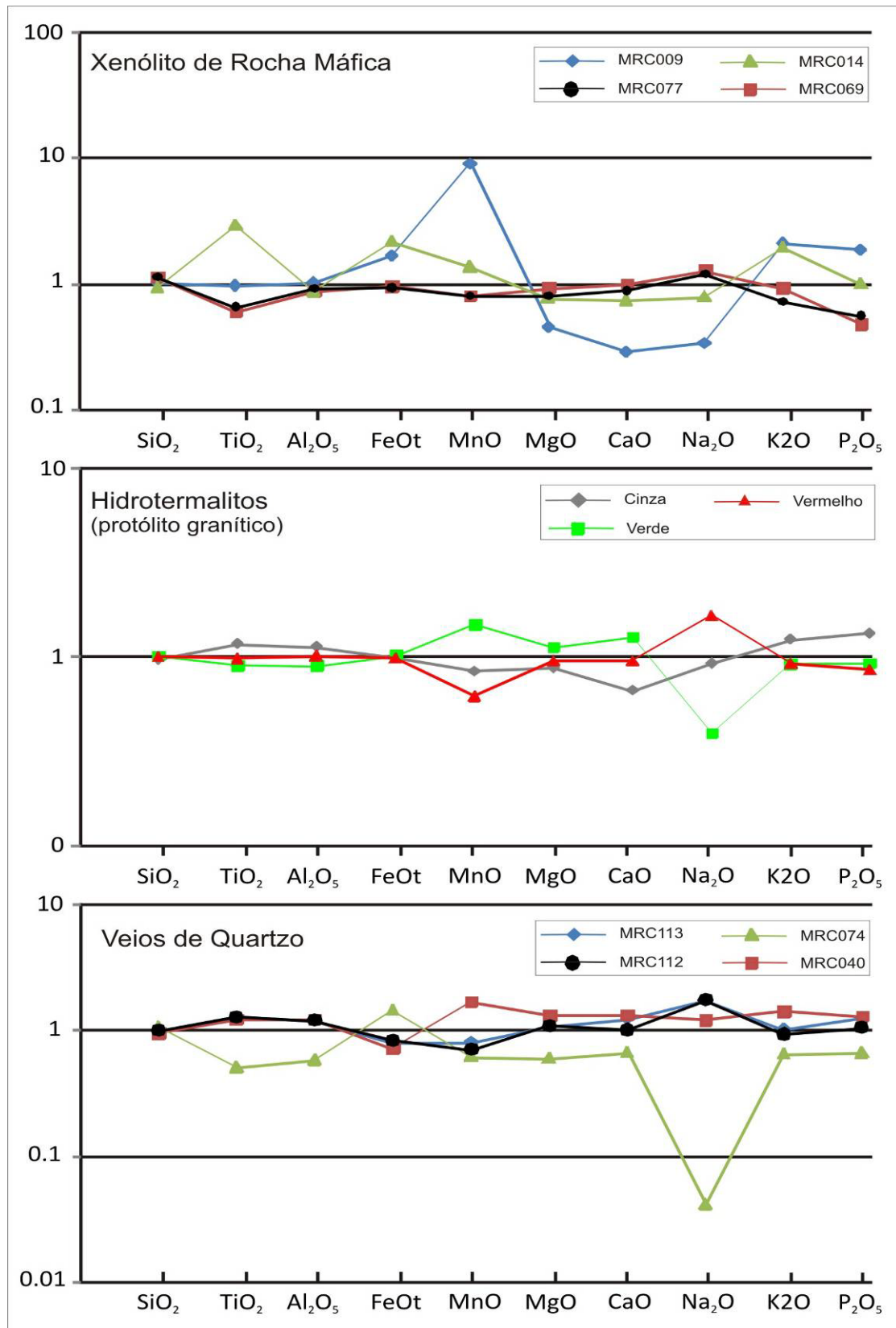


Figura 4.8 – Mobilidade dos elementos químicos maiores obtidos em amostras mineralizadas do PAB. (A) normalização das amostras de xenólitos máficos; (B) normalização para o conjunto das amostras de hidrotermalitos; (C) normalização para as amostras de veio de quartzo.

ácies (Cor)	Xenólitos Máficos					Hidrotermalito								Veio de quartzo			
	Escura					Clara		Verde			Vermelha			Branco a Leitoso			
	MRC 017	MRC 009	MRC 069	MRC0 14	MRC 077	MRC 023	MRC 093	MRC 035	MRC 057	MRC 100	MRC 055	MRC 075	MRC 081	MRC 113	MRC 040	MRC 074	MRC 12
SiO ₂ (%)	45.87	46.69	51.75	42.28	52.04	65.35	65.40	65.14	74.51	63.92	71.44	65.86	65.45	63.88	62.27	69.44	65.11
TiO ₂	1.00	0.97	0.60	2.91	0.65	0.46	0.46	0.47	0.09	0.50	0.28	0.43	0.45	0.53	0.51	0.21	0.53
Al ₂ O ₃	14.03	14.28	12.19	12.08	12.77	15.81	16.98	14.92	11.43	12.53	14.01	15.04	15.07	14.29	14.60	6.86	14.26
Fe ₂ O ₃	9.06	15.13	8.63	19.65	8.42	3.22	4.30	2.70	4.27	4.62	2.97	4.02	4.27	4.51	4.10	8.19	4.71
MnO	0.20	1.81	0.16	0.27	0.16	0.06	0.21	0.09	0.50	0.13	0.17	0.06	0.07	0.09	0.19	0.07	0.08
MgO	7.74	3.52	7.14	5.91	6.18	1.25	1.07	2.31	0.78	1.37	0.51	1.63	1.67	1.52	1.86	0.85	1.55
CaO	8.03	2.29	7.96	5.90	7.09	2.43	0.42	2.61	0.27	5.33	0.19	3.40	2.60	3.72	4.01	2.01	3.07
Na ₂ O	1.72	0.58	2.19	1.35	2.05	2.47	1.27	0.13	1.42	0.83	3.30	3.47	3.30	2.51	1.76	0.06	2.55
K ₂ O	1.78	3.74	1.64	3.45	1.28	5.02	6.23	5.37	3.33	3.80	5.04	3.66	3.89	3.73	5.16	2.36	3.39
P ₂ O ₅	0.73	1.37	0.35	0.73	0.41	0.13	0.19	0.12	0.02	0.18	0.07	0.13	0.11	0.14	0.14	0.07	0.11
LOI	9.40	9.00	6.60	4.70	8.60	3.60	3.10	6.00	3.30	5.80	1.70	2.00	2.80	4.70	5.10	6.60	4.10
Total	99.58	99.40	99.31	99.25	99.74	99.80	99.65	99.83	99.93	99.04	99.68	99.71	99.67	99.61	99.70	96.71	99.45
Ba (ppm)	1149	270.00	417.00	793.00	447.00	832.00	1987	562.00	1278	271.00	920.00	191.00	981.00	825.00	1926	719.00	760.00
Rb	203.30	268.10	147.10	233.70	262.60	244.40	135.20	123.90	70.70	128.60	113.40	69.80	117.20	200.40	247.50	232.80	188.10
Sr	395.80	98.00	453.50	239.00	43.70	299.70	201.00	36.00	1357	88.70	743.70	258.30	460.00	376.20	128.70	191.60	462.10
Zr	972.70	216.80	214.80	114.90	136.40	140.60	238.10	99.60	160.40	65.60	168.20	184.70	123.10	149.60	179.40	155.30	139.80
Nb	67.30	17.80	18.10	10.10	9.60	11.00	6.80	1.60	7.50	3.20	8.90	8.70	10.10	12.60	9.30	3.70	11.80
Y	121.20	24.50	20.80	13.60	14.80	16.20	11.20	3.70	17.80	8.00	18.40	19.30	18.60	19.80	20.70	11.40	20.10
Ga	26.80	21.30	20.40	16.30	16.30	16.00	13.90	13.60	15.80	10.80	19.00	20.90	17.60	16.80	19.60	18.40	17.30
V	316.00	170.00	236.00	65.00	68.00	68.00	19.00	19.00	167.00	43.00	104.00	173.00	62.00	65.00	66.00	80.00	63.00
La	388.10	43.80	46.80	25.60	30.70	33.20	54.60	20.90	41.00	14.60	65.00	46.10	50.10	33.40	44.20	22.20	40.20
Ce	669.10	94.00	96.30	51.10	59.20	63.50	101.10	37.30	83.80	28.40	113.00	92.70	94.70	73.40	92.80	42.10	81.60
Nd	299.30	53.50	49.20	25.50	26.20	28.90	44.40	12.90	42.60	12.90	37.70	42.60	37.70	34.70	49.40	18.70	34.70
Sm	45.15	9.24	9.28	3.94	4.02	4.29	5.24	1.43	7.40	2.08	5.65	7.65	5.51	5.93	9.40	3.37	5.93
Eu	4.23	2.27	2.35	0.74	0.85	1.03	0.95	0.46	1.83	0.40	1.05	1.84	1.03	0.84	1.46	1.02	0.90
Gd	33.29	6.22	6.49	3.23	3.36	3.58	3.45	0.57	5.25	1.44	3.80	5.61	3.32	3.90	6.90	2.46	3.81
Dy	23.72	4.04	3.99	2.44	2.56	2.99	2.09	0.51	3.48	1.37	3.02	3.91	3.19	3.43	4.95	2.14	3.54
Ho	4.51	0.76	0.72	0.50	0.53	0.56	0.42	0.10	0.63	0.29	0.58	0.71	0.60	0.66	0.82	0.36	0.66
Er	11.89	1.98	1.79	1.38	1.45	1.67	1.06	0.33	1.77	0.77	1.51	1.85	1.80	1.89	2.13	1.06	1.89
Yb	11.45	1.82	1.74	1.48	1.52	1.69	1.16	0.37	1.43	0.74	1.88	1.82	1.81	1.91	1.75	0.97	1.94
Lu	1.85	0.30	0.25	0.23	0.27	0.28	0.20	0.06	0.22	0.12	0.28	0.27	0.29	0.31	0.23	0.16	0.30
C Tot. (%)	0.82	1.60	1.52	0.48	1.05	1.08	0.18	0.50	1.53	0.53	0.15	1.47	0.33	0.76	0.14	1.08	0.53
S Tot.	0.20	1.48	0.38	0.36	0.59	0.51	0.42	0.12	0.31	5.17	<0.02	0.11	0.02	0.77	0.64	1.30	0.91
Mo (ppm)	1.40	2.60	1.10	0.40	0.40	0.50	0.30	0.30	0.30	0.60	0.70	0.10	1.60	0.70	0.80	1.20	0.80
Cu	90.50	56.50	80.80	10.50	19.80	81.00	13.00	2.60	23.10	454.30	4.20	81.50	16.00	59.70	9.60	171.50	90.50
Pb	15.10	26.70	531.00	25.10	20.80	464.40	39.10	7.80	5.40	10000	29.60	10.40	19.60	665.20	41.50	5474	1806
Zn	215.00	107.00	183.00	50.00	14.00	217.00	67.00	40.00	81.00	10000	41.00	135.00	54.00	374.00	77.00	383.00	315.00
Ni	10.30	57.80	61.50	6.40	5.10	9.30	1.40	3.30	80.00	6.00	8.30	82.20	15.20	10.10	2.40	6.30	9.60
As	1.00	53.60	8.30	24.80	33.80	44.70	27.30	3.20	3.30	305.30	0.90	6.50	0.90	48.10	47.20	67.30	34.40
Cd	0.20	0.10	1.60	<0.1	<0.1	2.00	0.30	0.10	0.10	132.00	<0.1	<0.1	0.10	5.20	0.50	5.80	4.50
Sb	0.30	1.00	0.50	0.40	0.40	0.40	0.40	0.30	0.10	2.80	0.20	0.60	0.20	0.30	0.40	0.60	0.40
Bi	0.40	0.30	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.10	0.90	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05	0.10	0.10
Ag	0.10	0.50	1.70	0.20	0.20	1.00	0.40	0.40	0.30	100.00	0.05	0.10	0.10	1.90	0.30	4.40	8.90
Au (ppb)	2.00	215.00	2439	191.10	77.80	393.60	264.00	3.10	6.40	100000	4.00	4.40	24.80	1789.00	28.80	2281	22808
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.41	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Se	0.60	0.50	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.50	0.50	1.00	0.25	0.25	0.50	0.50	0.25	0.50	0.50

Tabela 4.2 – Composição química para as rochas mineralizadas do PAB.

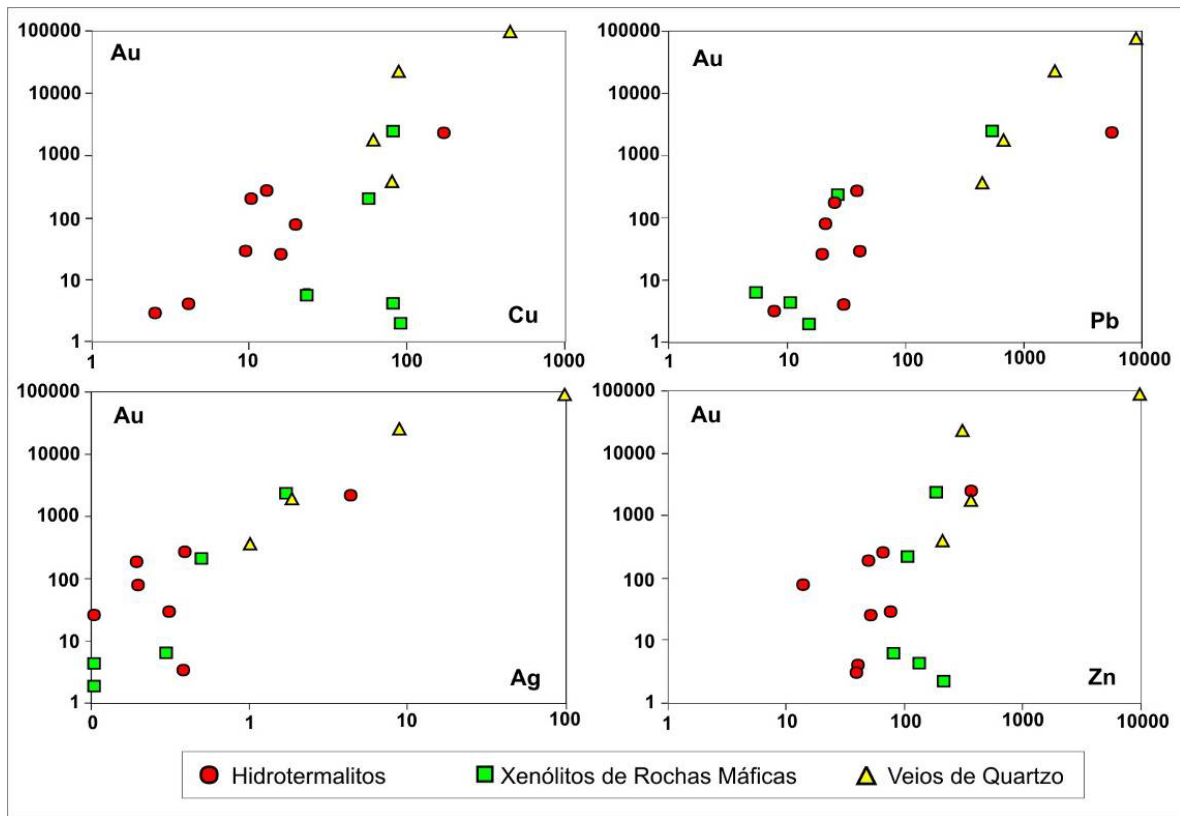


Figura 4.9 – Relação entre Cu, Pb, Zn e Ag vs Au no minério do PAB.

4.9. Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas estudadas encontram-se principalmente no interior de grãos de quartzo (Fig. 4.10A) euédricos a subédricos, onde foi notificada menor influência de estrangulamento. Nota-se a maior tendência de estrangulamento quando as inclusões estão próximas a sulfetos. As inclusões fluidas dispostas em carbonato são extremamente pequenas ($< 3 \mu\text{m}$), retangulares, bifásicas com Vgs variados. Inclusões fluidas na esfalerida são ainda menores. Próximo às bordas dos cristais, predominam inclusões secundárias, que podem ou não exibir feições de estrangulamento.

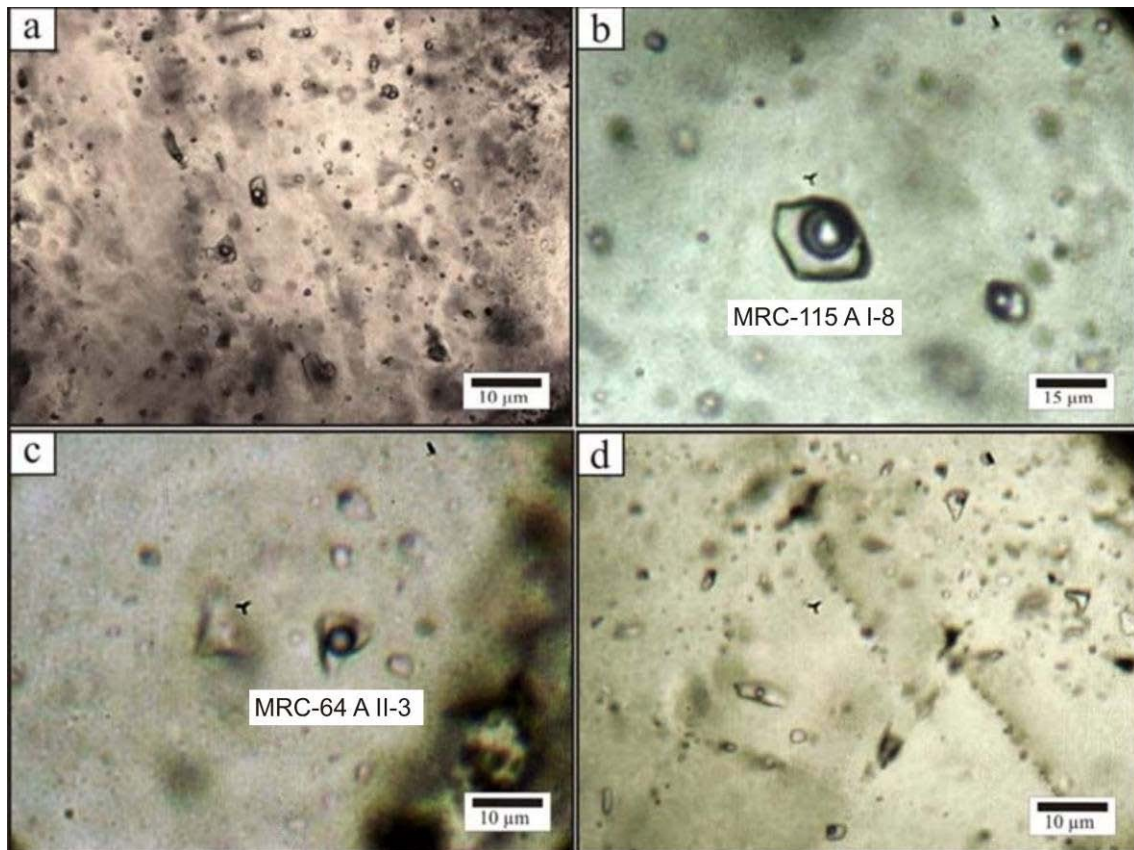


Figura 4.10 – Inclusões fluidas do Prospecto Água Branca: (A) aspecto geral do campo estudado; (B) inclusão aquocarbônica trifásica do tipo 1; (C) inclusões aquosas bifásicas do tipo 2 e (D) inclusões aquosas bifásicas do tipo 3.

4.9.1. Tipos de inclusões fluidas

As inclusões fluidas foram individualizadas em três populações distintas:

Tipo 1) Aquocarbônicas, bifásicas ou trifásicas, com V_g de 10 a 80 %, com predomínio entre 20 e 40%, salinidades de 3,1 a 9,9 % em peso de NaCl eq., temperaturas entre 206 e 422 °C e densidades de 0,550 a 0,902 g/cm³. Algumas inclusões apresentam sólido que não se dissolveram com o aquecimento, e que deve ter sido aprisionado e não representa saturação (Fig. 4.10B).

Tipo 2) Aquosas, bifásicas, primárias, V_g que varia de 20 a 60 %, salinidade baixa (0,4 a 7,4 % em peso de NaCl eq.), temperaturas elevadas (309 a 395 °C) e densidades de 0,504 a 0,746 g/cm³ (Fig. 4.10C).

Tipo 3) Aquosas, bifásicas, secundárias, V_g de 5 a 30 %, salinidades variadas (0,4 a 7,9 % em peso de NaCl eq.), temperaturas mais baixas (144 a 292 °C) e densidades de

0,753 a 0,968 g/cm³. A medida de Tfg foi comprometida devido à metaestabilidade, freqüente nas inclusões desta população (Fig. 4.10D).

A fase aquocarbônica das inclusões do tipo 1 do Prospecto Água Branca, com TfCO₂ de -58,5 °C, foram analisadas por espectroscopia Raman e os espectros são mostrados na Fig. 4.11.

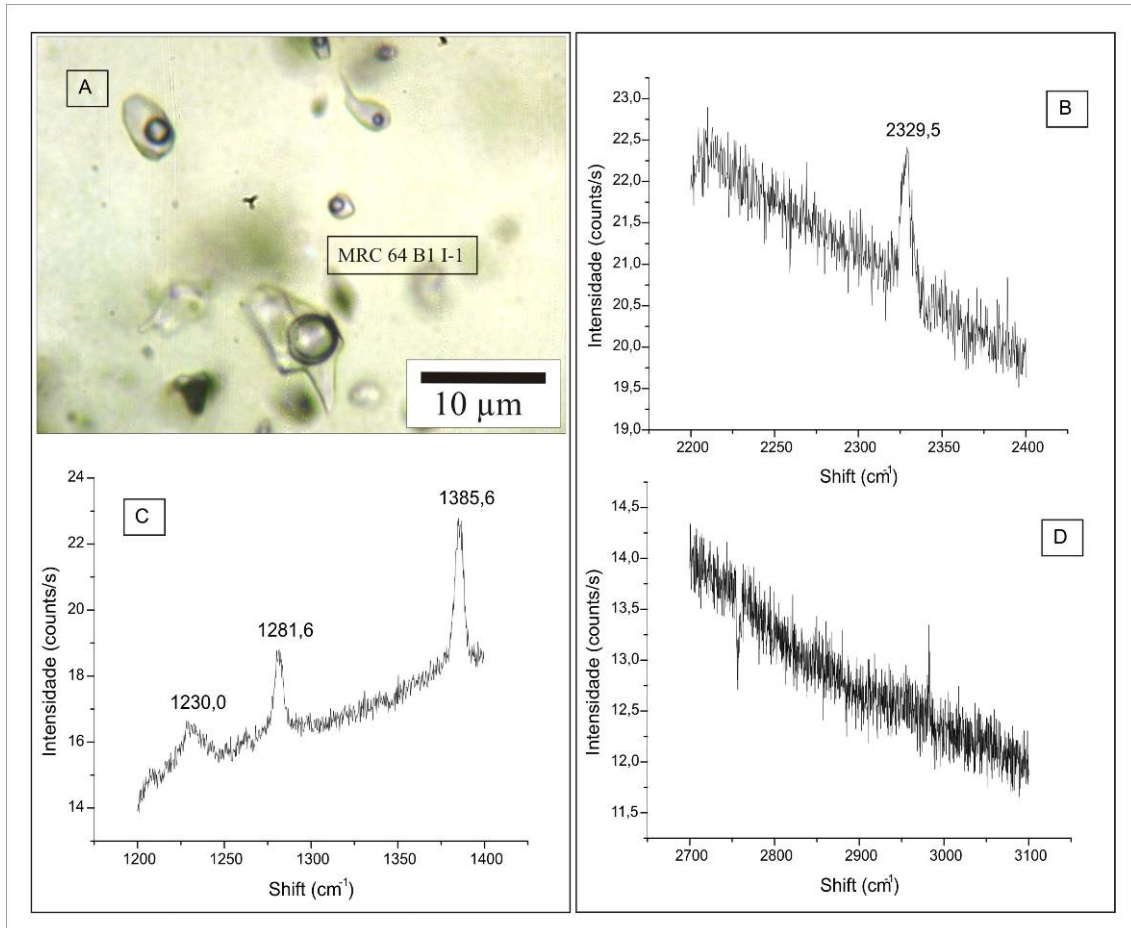


Figura 4.11 – (A) visão geral das inclusões fluidas analisadas na amostra MRC064; (B) espectros Raman para a determinação de N₂, provavelmente de fonte ambiental; (C) determinação dos picos de CO₂; e (D) ausência de CH₄.

O comprimento de onda do feixe Raman utilizado foi de 514,5 nm., que gerou forte fluorescência em torno de 2000 cm⁻¹, obliterando possíveis picos nesta região do espectro. O pico de CH₄ não foi observado, atestando sua ausência ou baixa concentração. O pico correspondente ao N₂ está presente, no entanto, pode representar N₂ ambiental. Não foram encontrados picos indicativos de H₂S em nenhuma amostra.

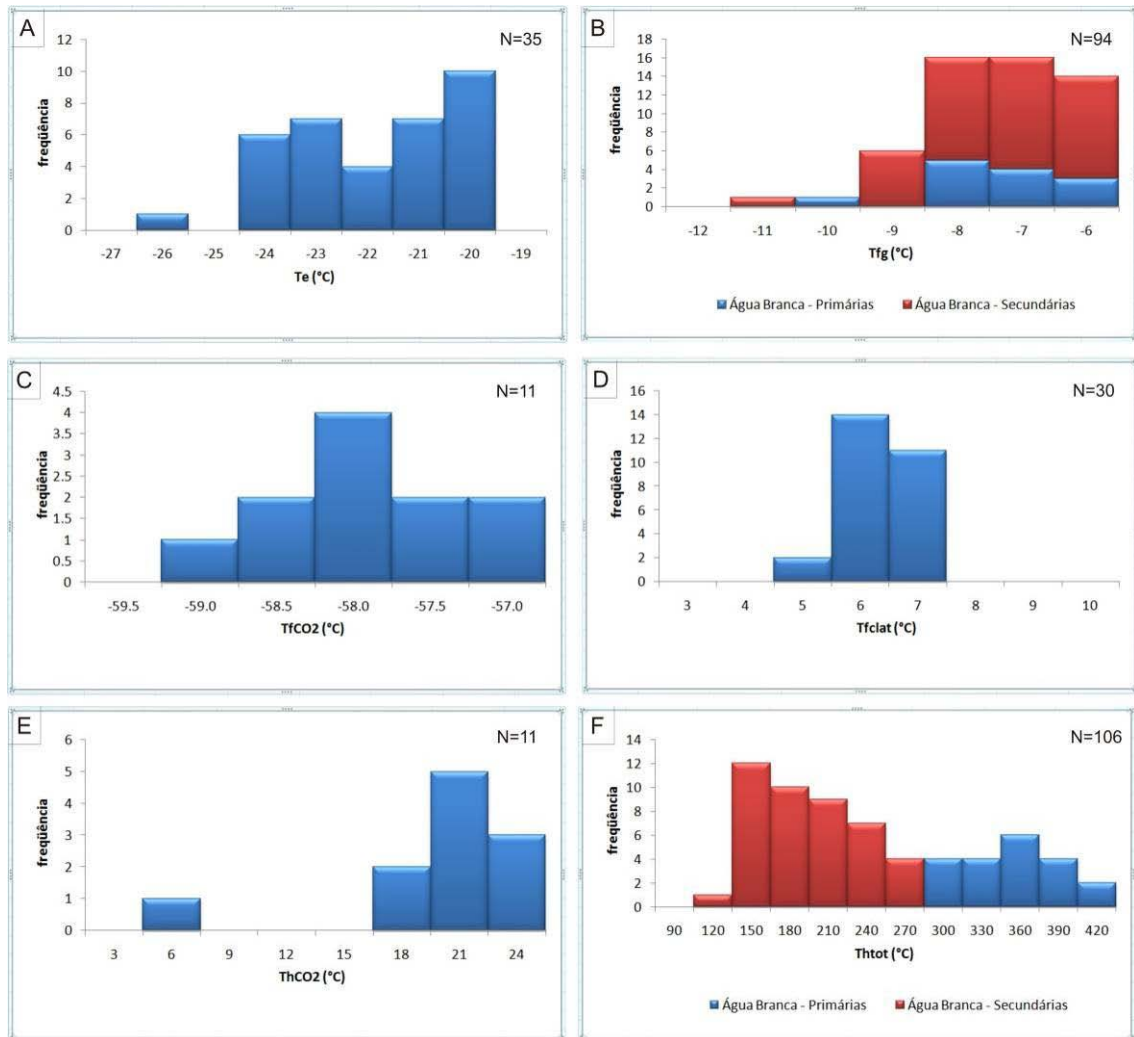


Figura 4.12 – Distribuição das temperaturas: (a) de eutético; (b) de fusão do gelo; (c) de fusão de CO₂; (d) de fusão do clatrato; (e) de homogeneização de CO₂ e (f) de homogeneização total das inclusões fluidas aquocarbônicas.

4.9.2. Interpretação dos dados de inclusões fluidas

Os dados microtermométricos de inclusões fluidas do Prospecto Água Branca permitem caracterizar fluidos aquosos primários de temperatura relativamente alta (309 a 395 °C) e salinidade baixa (0,4 a 7,4 % em peso de NaCl eq.) e aquocarbônicos primários de temperaturas e salinidades variáveis (200 a 420 °C, 3 a 10 % em peso de NaCl eq.) com tendência de diminuição de salinidade com o resfriamento. Existem também evidências de fluidos aquosos secundários de baixa temperatura (150 a 300 °C) e salinidades variáveis (0,4 a 7,9 % em peso de NaCl eq.). Inclusões fluidas primárias devem refletir fluidos meteóricos canalizados episodicamente, de provável relação com sobrepressão, visto que sua ocorrência é bastante restrita e são em geral ricas em vapor.

Inclusões fluidas aquocarbônicas são mais abundantes próximas aos sulfetos, e aparentam estar diretamente ligadas à precipitação dos mesmos. Fluidos aquosos secundários de salinidades variáveis podem estar relacionados a fontes meteóricas com maior ou menor interação com as rochas encaixantes.

Os dados microtermométricos, que fundamentam a divisão das populações aqui expostas são apresentados nos gráficos das Figs. 4.12 e 4.13.

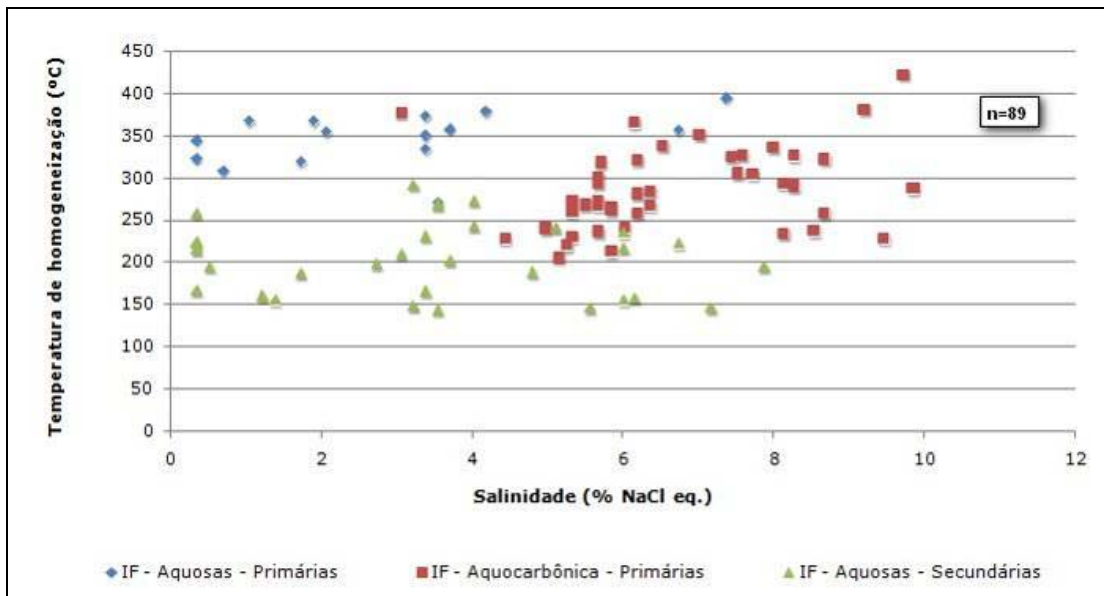


Figura 4.13 – Diagrama de salinidade x temperatura de homogeneização para os diferentes tipos de inclusões fluidas do Prospecto Água Branca.

4.10. Isótopos de Enxofre

Os depósitos minerais são notórios por possuírem assinaturas isotópicas características. O fracionamento destes isótopos é reflexo dos processos físico-químicos aos quais foram submetidos. O estudo de isótopos estáveis é importante na caracterização de depósitos hidrotermais, pois fornece informações sobre temperatura de formação de minerais, fontes dos fluidos hidrotermais e interação do fluido com as rochas encaixantes (Rollinson 1993).

Uma compilação na literatura sobre os fatores de fracionamento para isótopos e compostos de S em função da temperatura pode ser encontrada em Ohmoto & Rye (1979). O par galena-esfalerita é o mais útil na determinação de temperaturas isotópicas,

porém os elevados teores de Pb acarretam sérios problemas instrumentais. Dessa forma, optou-se neste trabalho pela utilização dos pares minerais pirita/esfalerita e pirita/calcopirita da amostra MRC064 e pirita/esfalerita da amostra MRC115.

A composição isotópica δ do elemento enxofre pode ser medida em relação a um padrão (CDT – *Cañon Diablo Troilite*) e é dada por:

$$\delta^{34}\text{S}(\%) = \left[\left(\frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}(\text{amostra})}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}(\text{padrão})} \right) / \frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}(\text{padrão})}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}(\text{padrão})} \right] \cdot 10^3$$

Para analisar o fracionamento isotópico entre pares minerais em equilíbrio deve-se considerar o fator de fracionamento α , que consiste na razão entre o $\delta^{34}\text{S}$ dos dois minerais. Uma síntese das composições isotópicas de enxofre obtidas neste estudo pode ser visualizada na Tabela 4.3.

Amostra MRC064				Amostra MRC115			
		$\delta^{34}\text{S}$	1σ SD			$\delta^{34}\text{S}$	1σ SD
Ponto	Mineral	% CDT	unid.	Ponto	Mineral	% CDT	unid.
10	Pirita 1	2.7	0.2	28	Esfalerita	2.37	0.47
11	Pirita 1	2.99	0.16	29	Esfalerita	2.34	0.47
12	Pirita 1	3.22	0.13	30	Esfalerita	2.4	0.39
15	Esfalerita	2.22	0.65	33	pirita incl. na esf.	3.11	0.41
16	Esfalerita	1.9	0.55	34	pirita incl. na esf.	2.84	0.33
17	Esfalerita	1.84	0.46	35	pirita incl. na esf.	2.66	0.39
20	calcop. incl. na esf.	1.57	0.47	38	Pirita 1	3.57	0.18
21	calcop. incl. na esf.	1.19	0.48	39	Pirita 1	3.71	0.13
22	calcop. incl. na esf.	0.89	0.44	40	Pirita 1	3.61	0.16

Tabela 4.3 – Resultados das composições isotópicas de pirita 1, esfalerita e calcopirita, obtidas para as amostras MRC064 e MRC115 do Prospecto Água Branca.

O fracionamento de enxofre para o par pirita/esfalerita é dado pela seguinte equação (Ohmoto & Rye 1979; Campbell & Larson 1998): $10^3 \ln \alpha = 0,30 (10^6/T^2)$. Enquanto o fracionamento de enxofre no par pirita/calcopirita pode ser calculado pela equação: $10^3 \ln \alpha = 0,45 (10^6/T^2)$ (Ohmoto & Rye 1979). Essas equações podem ser utilizadas para cálculo da temperatura de equilíbrio isotópico entre pares de minerais x e y , considerando $10^3 \ln \alpha = (\delta^{34}\text{S})_x - (\delta^{34}\text{S})_y$. Revisões mais completas e artigos devotados à aplicação de isótopos estáveis podem ser encontrados em Taylor (1987), Ohmoto (1986), Criss *et al.* (1991) e Lerouge *et al.* (2001).

4.10.1. Discussão

As análises apresentaram boa precisão e acurácia e os valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos estão compreendidos no intervalo de + 1,84 e + 2,40 ‰ para esfalerita, e de + 2,70 a + 3,71 ‰ para pirita (Tab. 4.3). As Figs. 4.14 e 4.15 mostram as localizações dos pontos analíticos obtidos nas amostras MRC064 e MRC115.

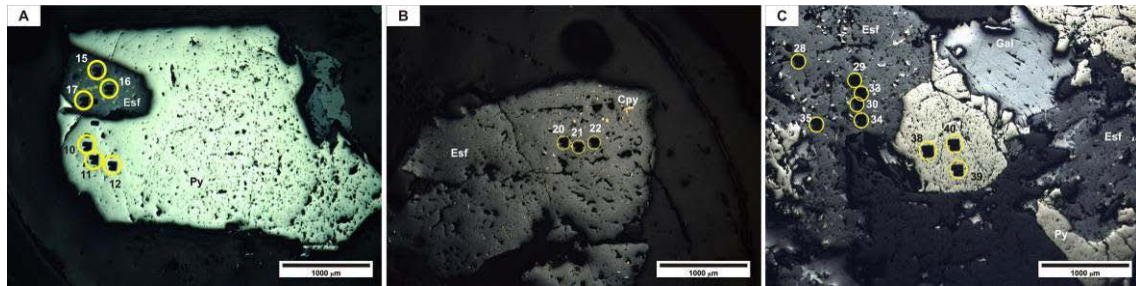


Figura 4.14 – Localização dos pontos analíticos de $\delta^{34}\text{S}$ no par mineral: (A) pirita – esfalerita e (B) esfalerita – calcopirita da amostra MRC064; (C) pirita – esfalerita da amostra MRC115.

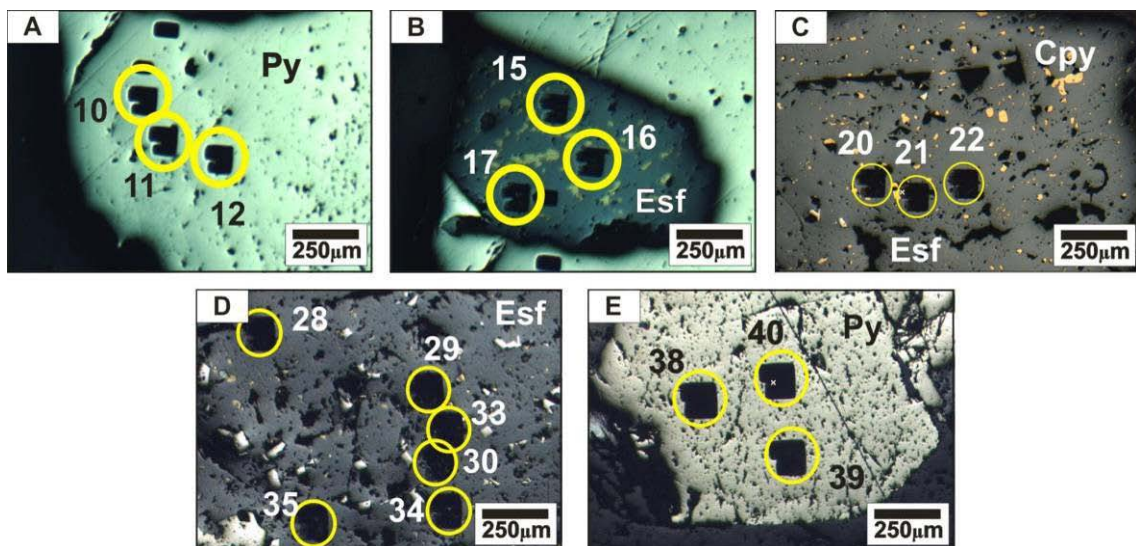


Figura 4.15 – (A) e (B) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14A; (C) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14B; (D) e (E) detalhe dos pontos analisados na figura 4.14C.

Análises em calcopirita inclusa em esfalerita forneceram valores inferiores àqueles obtidos em esfalerita e pirita na amostra MRC064, o que evidencia menor fracionamento isotópico de enxofre pela calcopirita. As temperaturas de deposição obtidas a partir do par pirita/esfalerita abrangem o intervalo de 190 a 350 °C, com predomínio de valores em torno de 220 °C (Tab. 4.4).

Amostra MRC-64				Amostra MRC-115			
Par Mineral	Temp.	Temp. Media	1σ SD	Par Mineral	Temp.	Temp. Media	1σ SD
py10-esf15	517.42			py38-esf28	226.85		
py10-esf16	339.22			py38-esf29	220.71	226.93	6.25
py10-esf17	317.47			py38-esf30	233.22		
py11-esf15	351.04			py39-esf28	200.01		
py11-esf16	251.47	280.04	61.88	py39-esf29	194.80	200.07	5.30
py11-esf17	237.60			py39-esf30	205.40		
py12-esf15	274.57			py40-esf28	218.72		
py12-esf16	203.58	223.75	44.32	py40-esf29	212.88	218.79	5.95
py12-esf17	193.10			py40-esf30	224.78		
py10-cp20	357.90			py38-py/esf33	534.42		
py10-cp21	272.76	285.38	67.11	py38-py/esf34	367.91	401.12	120.20
py10-cp22	225.47			py38-py/esf35	301.02	(334.47)	(47.30)
py11-cp20	289.79			py39-py/esf33	433.96		
py11-cp21	226.85	235.47	50.57	py39-py/esf34	314.07	336.46	88.45
py11-cp22	189.76			py39-py/esf35	261.37	(287.72)	(37.26)
py12-cp20	249.08			py40-py/esf33	501.45		
py12-cp21	197.67	204.36	41.78	py40-py/esf34	351.04	380.43	109.32
py12-cp22	166.32			py40-py/esf35	288.80	(319.92)	(44.01)

Tabela 4.4 – Temperaturas isotópicas obtidas com os pares pirita-esfalerita (Ohmoto & Rye 1979; Campbell & Larson 1998) e pirita-calcopirita (Ohmoto & Rye 1979).

A composição isotópica de $\delta^{34}\text{S}$ de fluidos magmáticos depende da composição isotópica do magma e da fugacidade de oxigênio. Diferenças pequenas nesses valores são encontradas entre sulfetos co-genéticos precipitados de soluções aquosas, ou líquidos sulfetados, com o $\delta^{34}\text{S}$ diminuindo na ordem: pirita > esfalerita > calcopirita > galena (Faure, 1986; Bowden, 1994), refletindo a temperatura de equilíbrio isotópico.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre + 0.89 e + 3.71 ‰ obtidos neste estudo apontam para fonte magmática do enxofre. Composições isotópicas originais de $\delta^{34}\text{S}$ em magmas derivados do manto podem ser modificadas por assimilação de quantidades significativas de enxofre crustal durante o posicionamento do magma (Taylor, 1987).

A Fig. 4.16 mostra a variação dos valores isotópicos para diversos reservatórios e/ou ambientes geológicos.

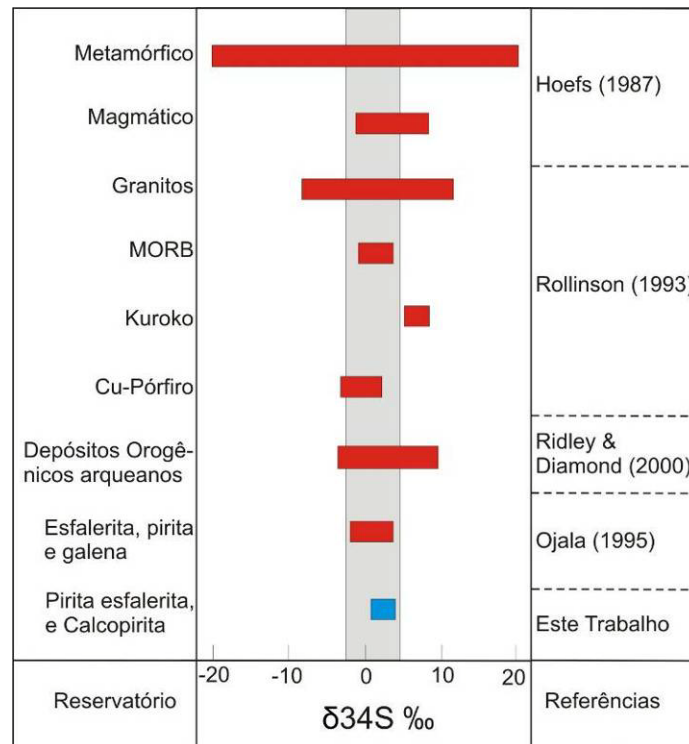


Figura 4.16 - Variação de $\delta^{34}\text{S}$ em alguns reservatórios naturais de enxofre. A faixa cinza representa o intervalo admitido para a composição de enxofre primitivo.

Depósitos originados de fluidos magmáticos podem ter uma variação grande por causa da presença de várias gerações de minerais depositados sequencialmente em condições diferentes. Ohmoto (1986) concluiu que as variações isotópicas são em geral grandes entre os diferentes estilos de depósitos, porém relativamente pequenas dentro de um mesmo depósito.

4.11. Estimativa de *P* e *T* para Associações Hidrotermais do PAB

A interpretação dos dados microtermométricos e de Raman indica que as inclusões aquocarbônicas são as que melhor representam as condições físico-químicas atuantes na mineralização de ouro do PAB e que o CO_2 é a principal fase carbônica presente, com percentuais pouco significativos ou ausência de outros componentes, como CH_4 e N_2 . Assim, o sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ foi utilizado como referência para calcular parâmetros utilizados na estimativa de condições de temperatura e pressão. O programa utilizado foi o FLINCOR (Brown, 1989), tendo como base valores mínimo e máximo de volume de CO_2 , 20 e 40%, temperatura de homogeneização parcial da fase carbônica (ThCO_2), 21°C e 30°C, temperatura de fusão do clatrato, 4°C e 7 °C, indicando salinidade média de 6,5 % em peso de NaCl equivalente. Assim, a

composição total do fluido calculada, em frações molares, é X_{H_2O} entre 79,8 e 92,5%, X_{CO_2} entre 5,8 e 17,3%, X_{NaCl} entre 1,7 e 2,9%.

Separação de fases é o processo mais indicado para a formação das inclusões fluidas descritas e seu desenvolvimento ocorreu sobre ou próximo ao solvus do sistema com $X_{CO_2} = 10$ mol % e 6 % em peso equivalente de NaCl (Bowers & Helgeson 1983), de forma que as temperaturas de homogeneização devem representar as condições reinantes durante a mineralização. Assim, é possível utilizar o intervalo de variação das temperaturas de homogeneização registradas, com melhor representatividade entre 250 e 350 °C (Fig. 4.13), o que também está dentro do intervalo de temperatura de equilíbrio isotópico para enxofre, com base no par pirita-esfalerita.

Segundo Hagenmann & Brown (1996), para os fluidos aprisionados em ambientes estruturais geologicamente ativos, é provável que os dados médios de pressão representem as condições médias de pressão durante o evento mineralizador. No caso do Prospecto Água Branca, esse cálculo indica temperaturas entre 290 e 350 °C e pressões entre 0,9 e 2,45 kb (Fig. 17), o que corresponde a uma profundidade média de 8,5 km. O intervalo de pressão tem como valor máximo a média de pressão calculada para cristalização do granito Água Branca, 2,5 Kb, com base no geobarômetro da hornblenda (Souza *et al.* 2009)

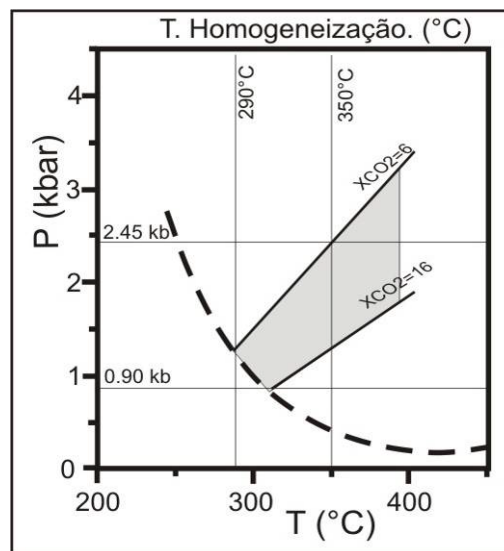


Figura 4.17 - Diagrama P-T mostrando isócoras para as frações molares extremas das inclusões aquocarbônicas e o solvus (linha tracejada) para o sistema com $X_{CO_2} = 16$ mol% e 6% em peso de NaCl equiv. (Bowers & Helgeson 1983). A área sombreada representa os limites de P-T estimados para a mineralização do Prospecto Água Branca.

4.12. Conclusões

O prospecto aurífero Água Branca, na região central da Província Aurífera do Tapajós, é espacialmente e geneticamente relacionado à alteração hidrotermal do granito pós-orogênico tipo-I paleoproterozóico relacionado à Suíte Intrusiva Parauari.

O estudo petrográfico de rochas mineralizadas, a análise composicional de minerais envolvidos na alteração hidrotermal, os dados de petrografia e microtermometria de inclusões fluidas, microespectrometria Raman e isótopos estáveis de enxofre permitiram um avanço no conhecimento dos processos mineralizadores do Prospecto Água Branca. Com base nesses dados, podemos propor uma origem meteórica com provável participação magmática para os fluidos mineralizadores do PAB, geneticamente ligados às rochas graníticas hospedeiras.

Informações geológicas obtidas para o PAB, incluindo a determinação da assembléia da alteração hidrotermal e a determinação da relação espacial entre a mineralização e a fase rúptil da cinemática atuante são consistentes com a formação do minério sob temperaturas entre 250°C e 350°C. Em geral, para temperaturas de formação acima de 120 °C, as temperaturas indicadas pelos isótopos de enxofre são próximas àquelas obtidas por inclusões fluidas (Ohmoto, 1986). Os dados de temperaturas obtidos neste estudo mostram significativa correlação. Enquanto as temperaturas obtidas com base em isócoras de CO₂, no sistema H₂O-CO₂-NaCl, situam-se entre 250°C e 350 °C, as temperaturas de equilíbrio isotópico de enxofre do par pirita-esfalerita ficam entre 195°C e 350°C.

Estimativas de pressões foram realizadas tanto para a cristalização das rochas hospedeiras como para o aprisionamento dos fluidos mineralizados nas inclusões fluidas. Utilizando-se o geobarômetro de Al-na-hornblenda, foram calculadas pressões da 2,0 a 3,0 kb nos granitos do PAB, enquanto as soluções hidrotermais devem ter se depositado sob pressões entre 0,9 a 2,45 kb. Podemos concluir que o granito Água Branca se alojou num nível crustal intermediário a raso (6 a 11 km), enquanto o hidrotermalismo tenha afetado tais tochas segundo um nível crustal mais raso, entre 3 e 9 km.

A alteração hidrotermal associada com ouro inclui sericitização, cloritização

silicificação, carbonatação e sulfetação das rochas encaixantes e veios. A paragênese de alteração se processa sobre uma alta razão fluido / rocha, evidenciada pela extensiva venulação de quartzo e carbonato que afeta tanto o veio como a rocha encaixante da mineralização aurífera. Estudos litogeoquímicos indicam que houve insignificante ou nulo aporte de K_2O no sistema hidrotermal.

As características dos fluidos encontrados no PAB permitem admitir que os mesmos experimentaram moderadas pressões de confinamento, alterando hidrotermalmente as rochas próximas ao contato veio/hospedeira, remobilizando e posteriormente depositando metais de base e Au. Uma hipótese alternativa pode ser admitida com a mistura entre fluido aquocarbônico primitivo com aqueles supostamente meteóricos, causando uma súbita queda na fugacidade de oxigênio acompanhada por imiscibilidade entre fluidos, causando um carreamento dos metais contidos nas rochas hospedeiras e conseqüente remobilização para as zonas de contato e interiores aos veios mineralizados.

A mineralização aurífera do PAB possui semelhanças com a mineralização descrita no prospecto Patinhas, na PAT (Klein *et al.* 2004), e no depósito Serrinha na Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Moura *et al.* 2006). No caso do Prospecto Patinhas, as semelhanças restringem-se aos fluidos, temperatura e pressão, já que a paragênese do minério contém apenas ouro e muito pouca pirita, associados a estruturas rúpteis-dúcteis em ambiente orogênico. No caso de Serrinha, as paragêneses encontradas no minério são semelhantes às do PAB, bem como são semelhantes os dados de isótopos de enxofre, indicando fonte primitiva. Entretanto, nesse depósito foram caracterizados fluidos mais salinos, com assinatura semelhante à de fluidos magmáticos, além de fluidos aquo-carbônicos como os do PAB.

Na literatura, depósitos associados a intrusões félsicas têm sido estudados em diversas províncias auríferas do mundo e sido classificados como *Intrusion related gold* (Sillitoe 1991), *intrusion related gold veins* (Sillitoe & Thompson 1998), *Intrusion related gold deposits* (Thompson *et al.* 1999) e *reduced intrusion-related gold systems* (Thompson & Newberry 2000; Lang & Backer 2001, Backer & Lang 2001). O depósito de ouro do Prospecto Água Branca possui características similares àqueles depósitos distais do tipo *intrusion-related*, associados com veios de quartzo e vênulas disseminadas com Au (+Ag+Pb+Zn).

4.13. Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., 1978. Tectonic map of South America, 1:5.000.000. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/UNESCO, 23 p.
- Anthony, E. Y. & Titley, S.R., 1994. Progressive mixing of isotopic reservoirs during magma genesis at the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona; inverse solutions. *Geochim Cosmochim Acta*, 52: 2235-2250.
- Baker, T., and Lang, J.R., 2001, Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada: *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 563–582.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C), Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/Geological Survey of Brazil (CD-ROM).
- Bodnar, R.J., 1992, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683–684.
- Bowden, R. 1994. *Isotopes in the Earth Sciences*. Chapman & Hall, 647 p.
- Bowers, T. S. & Helgeson H. C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247-1275.
- Brito, M.F.L., 2000. Suíte Intrusiva Parauari. In: Almeida, M.E. et al. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Brown, P.E. & Lamb, W.M., 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions: Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 847–852.
- Campbell, A. R. & Larson, P. B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: Techniques in hydrothermal ore deposits geology. *Reviews in Economic Geology*, 10: 173-193.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas Hydrate in CO₂ – bearing fluids inclusion and use of freezing data for estimation for salinity. *Economic Geology*, 74. 1435-1444.

- Coutinho, M.G.N., Santos, J.O.S., Fallick, A.E., Lafon, J.M., 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, abstracts (CD-ROM).
- Dreher, A.M., Vlach, S., Martini, S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28: 397-404.
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., 1997, Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. *In: Costa M.L. and Angélica R.S. (org.) Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, p. 423-437.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 475 p.
- Groves, D., & Foster, R.P., 1991. Archaean lode gold deposits: *in* Foster, R.P., ed., *Gold Metallogeny and Exploration*, Blackie, London, p. 63-103.
- Hagemann, E. & Brown, P.E., 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *European Journal of Mineralogy*; 8 (5): 937-960.
- Hoefs, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, 3a. edição, Berlim, 140 p.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. 2002. The Au–granite Batalha system–Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, v. 119, p. 225– 256.
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Corrêa-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Alcover Neto, A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95-125.
- Klein, E.L. & Vasquez, M., 2000. Geologia da folha SB.21-Z-A-Riozinho. Projeto Tapajós. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Rio de Janeiro, Brazil, 240 pp.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Carvalho, J.M.A., 2002. Geology of Paleoproterozoic Gneiss- and Granitoid-Hosted Gold Mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, Vol. 44, p. 544–558.
- Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Carvalho, J.M.A., 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto patinhas, província aurífera do tapajós, cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 34 (1):59-66.
- Klein, E.L., Santos, R.A., Fuzikawa, K., Angélica, R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineral. Depos.*, 36: 149-164.

- Lamarão, C.N.; Dall’Agnol, R.; Lafon, J.M.; Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- Lang, J.R. & Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36: 477–489.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T.K., 2006. Granite-Related paleoproterozoic, Serrinha Gold deposit, southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101 (3): 585-605.
- Ohmoto, H. & Rye, R. O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley. New York. pp. 509-567.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits: J.W. Valley, H.P. Taylor, Jr., and J.R. O’Neil, eds., *Reviews in Mineralogy Volume 16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*: Mineralogical Society of America, 491-560.
- Petrelli, M., 2007. *Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows*. Version beta 2. Perugia (Itália). (Disponível em <http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>).
- Richard, L.R., 1996. *MINPET 1996. Version 2.02: mineralogical and petrological data processing system for Windows*. Quebec (Canada).
- Ridley J.R., Diamond L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Soc. Econ. Geol. Rev.* 13:141–162.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions, *Reviews in Mineralogy*, v.12, Mineralogical Society of America.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. New York. pp: 266-315.
- Ronchi L.R., Dall’Agnol R., Lamarão C.N., Borges R.M.K., 2001. Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do Granito São Jorge – PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7., 2001, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG. 1 CD-ROM.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Mour, M.A., McNaughton, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineral. Dep.*, 36: 279-299.

- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulfides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. In: *Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil, pp. 280–282.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós domain, Amazon craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131: 73-109.
- Sillitoe, R. H., Thompson, J. F. H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Rev Geol*, **48(4)**: 237- 250.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion-related gold deposits, in: Foster, R.P., (Ed.). *Metallogeny and exploration of gold*. London, Blackie, p. 164–209.
- Souza, S.R.C., Botelho, N.F., Gomes, R.T.M., 2009. Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Graníticas Hospedeiras da Mineralização Aurífera do Prospecto Água Branca, Província Tapajós. *Em Preparação*.
- Talon, 2006. Água Branca Final Report. *Internal Communication*. Toronto. (http://www.talonmetals.com/projects/brazil/gold/agua_branca/)
- Taylor, H.P., 1987. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: *H.L. Barnes (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Second Edition*. John Wiley and Sons, New York. pp. 236-277.
- Thompson, J.F.H. & Newberry, R.J., 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 377–400.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 323–334.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós - novos dados geocronológicos. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 6, Boletim de resumos expandidos, 471-474.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.G., Klein, E.L., 2008. Compartimentação Tectônica. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Vasquez, M.L. & Rosa-Costa (org). Belém: CPRM, 328 p.

Capítulo 5 – Conclusões e Recomendações para Exploração

O conjunto de dados petrográficos, geoquímicos e de idades Concórdias obtidas pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) possibilita enquadrar o Granito Água Branca como pertencente à Suíte Intrusiva Parauarí, classificada por Vasquez *et al.* (2008) como pós-orogênica, tardia em relação à evolução da orogênese Cuiú-Cuiú.

Não se conhecem dados disponíveis na literatura para estimativas de colocação crustal para as rochas da suíte intrusiva Parauarí. Neste trabalho, os dados obtidos pelo geobarômetro Al-na-hornblenda permitiram estimar a profundidade de início de cristalização do GAB entre 6 a 11 km de profundidade (2.0 a $3.0 \pm 0,6$ kb), assim como caracterizar seus anfibólios como pertencentes ao grupo cálcico e hornblenda do tipo Edenita, e suas biotitas como do tipo annita.

Lamarão & Dall’Agnol (2004) estudando os corpos graníticos São Jorge Novo e Jardim do Ouro, caracterizaram hornblenda magnésiana com pressões de formação entre 2 a 1 kbares e Fe-hornblenda com rara Fe-edenita e pressões entre 4.5 a 3 kb, respectivamente. Para o Granito Matupá (Província Alta Floresta), Moura & Botelho (2002) obtiveram pressões entre 3.2 a 3.5 kb para início de sua cristalização.

Considerando que todos os granitos descritos acima foram alojados segundo eventos pós-orogênicos, aliado ao fato de possuírem idade isotópica e composição química de anfibólios semelhantes, concluímos que as estimativas de pressão obtidas para esses corpos possuem homogeneidade consensual e podem ser inferidas como referência para as rochas da suíte intrusiva Parauarí.

A natureza pós-colisional do granito Água Branca associada às suas assinaturas isotópicas com ϵ_{Nd} variando entre -1.8 e -9.3 sugere que o magma gerador da granitogênese presente no PAB tenha se formado pela mistura de magmas de origem crustal e mantélico durante uma evolução pós-colisional (estágio pós-orogênico), a exemplo dos modelos de *underplating* para as rochas cálcio-alcalinas de alto potássio do oeste dos Estados Unidos (Hawkesworth *et al.* 1995, Hooper *et al.* 1995) e norte da Austrália (Wyborn, 1988).

Os xenólitos de rochas máficas (basaltos andesíticos à traquibasaltos) incorporados pelo Granito Água Branca possuem idades modelo (T_{DM}) e variação de ϵ_{Nd} comparáveis com aquelas obtidas por Lamarão *et al.* (2005) para as rochas

vulcânicas da Formação Vila Riozinho. Os resultados obtidos a partir dos isótopos de Nd, com ϵ_{Nd} levemente negativo nas rochas vulcânicas máficas sugerem que as mesmas foram originadas a partir de magmas mantélicos com leve contaminação crustal (Fig. 17).

De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, reforça-se a idéia de que as idades das associações vulcânicas e plutônicas magmáticas do Domínio Tapajós variam entre 2.0 – 1.87 Ga., caracterizando seus termos petrográficos e geoquímicos distintos (rochas monzograníticas a granodioríticas com assinaturas cálcio-alcálicas típicas), com fontes magmáticas predominantemente paleoproterozóicas com alguma contribuição arqueana.

O estudo petrográfico de rochas mineralizadas, a análise composicional de minerais envolvidos na alteração hidrotermal, os dados de petrografia e microtermometria de inclusões fluidas, microespectrometria Raman e isótopos estáveis de enxofre permitiram um avanço no conhecimento dos processos mineralizadores do Prospecto Água Branca.

Informações geológicas obtidas para o PAB, incluindo a determinação da assembléia da alteração hidrotermal e a determinação da relação espacial entre a mineralização e a fase rúptil da cinemática atuante são consistentes com a formação do minério sob temperaturas de 200°C a 400°C. Em geral, para temperaturas de formação maior do que 120 °C, as temperaturas obtidas pelos isótopos de enxofre são próximas àquelas obtidas por inclusões fluidas (Ohmoto, 1986). Os dados de temperaturas obtidos neste estudo mostram significativa correlação. Enquanto as temperaturas obtidas através de isócoras nas inclusões fluidas mostram valores entre 250°C e 350 °C, as temperaturas obtidas pela homogeneização dos dados isotópicos de enxofre do par mineral pirita-esfalerita ficam entre 195°C e 350°C.

Estimativas de pressões foram realizadas tanto para a cristalização das rochas hospedeiras como para o aprisionamento dos fluidos mineralizados nas inclusões fluidas. Utilizando-se o geobarômetro de Al-na-hornblenda, foram calculadas pressões da 2.0 a 3.0 kb nos granitos do PAB, enquanto as soluções hidrotermais devem ter se depositado sob pressões entre 0.9 a 2,5 kb. Podemos concluir que o granito Água Branca se alojou num nível crustal intermediário a raso (6 a 11 km), enquanto o hidrotermalismo tenha afetado tais tochas segundo um nível crustal mais raso, entre 3 e 6 km .

A alteração hidrotermal associada com ouro inclui sericitização, silicificação, cloritização, carbonatação e sulfetação das rochas encaixantes e veios. A paragênese de alteração se processa sobre uma alta razão fluido / rocha, evidenciada pela extensiva venulação de quartzo e carbonato que afeta tanto o veio como a rocha encaixante da mineralização aurífera. Estudos litogeoquímicos indicam que houve insignificante ou nulo aporte de K_2O no sistema hidrotermal.

As características dos fluidos encontrados no PAB permite admitir que os mesmos experimentaram moderadas pressões de confinamento, alterando hidrotermalmente as rochas próximas ao contato veio/hospedeira, remobilizando e posteriormente depositando metais de base e Au. Uma hipótese alternativa pode ser admitida com a mistura entre fluido aquo-carbonoso primitivo com aqueles supostamente meteóricos, causando uma súbita queda na fugacidade de oxigênio acompanhado por imiscibilidade entre fluidos, causando um carreamento dos metais contidos nas rochas hospedeiras e conseqüente remobilização para as zonas de contato e interiores aos veios mineralizados.

Comparando as principais características dos prospectos Água Branca e Patinhas (Klein *et al.* 2004), podemos salientar que no PAB as venulações são importantes agentes da associação aurífera e estão diretamente correlacionada com a alteração hidrotermal penetrativa no granito pós-colisional, enquanto no Patinhas a mineralização está relacionada com ambientes orogênicos. A mineralização aurífera se precipita sobre estruturas rúpteis no PAB e rúpteis-dúcteis no prospecto Patinhas.

Estudos realizados em isótopos de enxofre no depósito Serrinha por Moura *et al.* (2006) mostram que aqueles fluidos são oriundos de fontes primitivas. Tal evidencia corrobora os resultados obtidos para o PAB, mostrando que supostamente os depósitos similares das Províncias Auríferas Tapajós e Alta Floresta possam estar relacionados à intrusões de natureza granítica

Depósitos auríferos associados a intrusões félsicas, similares ao PAB, tem sido estudados em diversas províncias auríferas do mundo e classificados como *Intrusion related gold* (Sillitoe 1991), *intrusion related gold veins* (Sillitoe & Thompson 1998), *Intrusion related gold deposits* (Thompson *et al.* 1999) e *reduced intrusion-related gold systems* (Thompson & Newberry 2000; Lang & Backer 2001, Backer & Lang 2001).

De acordo com a natureza genética relacionada à granitogênese, o comportamento geoquímico do ouro com Ag, Pb e Zn e a distribuição da mineralização ao longo de veios de quartzo e zonas de venulações desenvolvidas sobre o contato

veio/granito hospedeiro, podemos caracterizar a gênese do PAB como correlata aos depósitos do tipo *intrusion-related* centrados sobre zonas marginais (distais) às cúpulas graníticas hospedeiras.

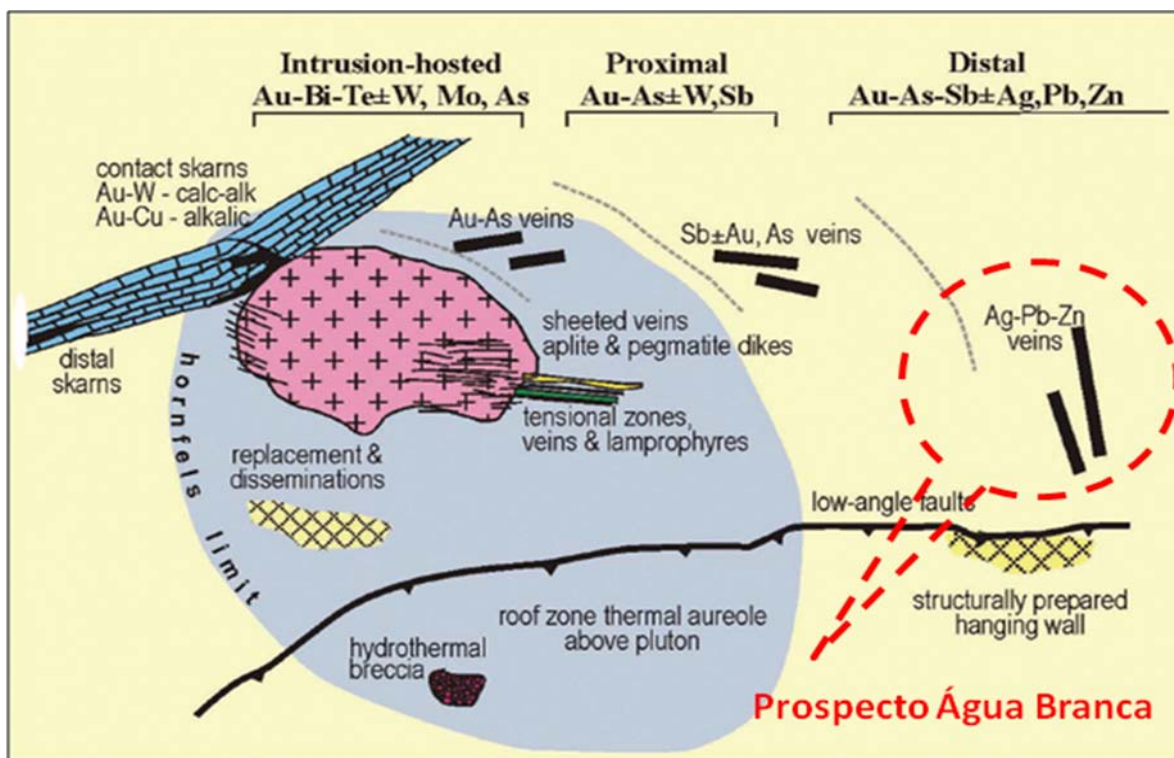


Figura 5.1 – Modelo de zonagem metalogenética observada em depósitos auríferos do tipo *Intrusion-Related* em relação ao centro da intrusão (Hart *et al.*, 2002). Em vermelho, posicionamento do PAB.

Estudos conceituais, em nível de província, indicam como baixa a potencialidade de descobertas de depósitos do tipo pórfiro preservados na PAT, devido à elevada taxa erosiva à qual a província vem sendo submetida ao longo das eras geológicas. Recentes descobertas de depósitos epitermais parecem indicar que o nível erosivo i) não é tão elevado quanto imaginado ou ii) parece ter afetado a província em sob diferentes intensidades em determinadas regiões (Juliani *et al.*, 2005).

Por outro lado, depósitos auríferos relacionadas a intrusões mostram-se fertilmente prospectáveis na Província Tapajós, devido em partes ao extenso evento magmato-hidrotermal atuante na província. Importantes guias metalogenéticos para estes referidos depósitos estão associados com a identificação de veios de quartzo hospedados em rochas graníticas afetados por processos hidrotermais (principalmente sericitização, silicificação, carbonatação e sulfetação), principalmente aqueles onde ouro se associe com Ag, Cu, Pb e Zn, formando ligas auríferas livres nos minerais de ganga ou associadas com sulfetos do tipo pirita, galena, esfalerita e calcopirita.

Capítulo 6 – Referências Bibliográficas

- Abdel-Rahman A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calci-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35:525-541.
- Almeida, F.F.M., 1978. Tectonic map of South America, 1:5.000.000. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/UNESCO, 23 p.
- Anderson, J.L., Smith D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am Mineral.*, 80:549-559.
- Anthony, E. Y. & Tittley, S.R., 1994. Progressive mixing of isotopic reservoirs during magma genesis at the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona; inverse solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2235-2250.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S., 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C), Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/Geological Survey of Brazil (CD-ROM).
- Baker, T., and Lang, J.R., 2001, Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone-Tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada: *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 563–582.
- Bodnar, R.J., 1992, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683–684.
- Bowden, R. 1994. Isotopes in the Earth Sciences. Chapman & Hall, 647 p.
- Bowers, T. S. & Helgeson H. C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 1247-1275.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- Brito, M.F.L., 2000. Suíte Intrusiva Parauari. In: Almeida, M.E. et al. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D); Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Brito, M.F.L.; Almeida, M.E.; Macambira, M.J.B., 1999. 207Pb/206Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: *South-American Symposium On Isotope Geology*, 2. Córdoba-Argentina. 1999. Extend Abstracts...Córdoba–Argentina, p. 40-43.

- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, Vol. 74, pp. 1390-1393.
- Brown, P.E. & Lamb, W.M., 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions: Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 847–852.
- Buhn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E., 2008. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso), v. 81, p. 99-114.
- Campbell, A. R. & Larson, P. B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: *Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology*, **10**. pp. 173-193.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas Hydrate in CO₂ – bearing fluids inclusion and use of freezing data for estimation for salinity. *Economic Geology*, **74**. 1435-1444.
- Condie, C. & Hunter, T., 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 29, p.389
- Coutinho, M.G.N., Santos, J.O.S., Fallick, A.E., Lafon, J.M., 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, abstracts (CD-ROM).
- Dall’Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95:9-39.
- Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method application. *Bull de Minéralogie* 111:493–510
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470–10488.
- Dreher, A.M., Vlach, S., Martini, S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28: 397-404.
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A., and Klein, E.L., 1997. Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L. and Angélica R.S. (org.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, p. 423-437.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 475 p.
- Gioia, S. M. C. L. & Pimentel, M. M., 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2): 219-245.

- Groves, D., & Foster, R.P., 1991. Archaean lode gold deposits: in Foster, R.P., ed. *Gold Metallogeny and Exploration*, Blackie, London, p. 63-103.
- Hagemann, E. & Brown, P.E., 1996. Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *European Journal of Mineralogy*; v. 8; no. 5; p. 937-960.
- Hart, C.J.R., McCoy, D., Goldfarb, R.J., Smith, M., Roberts, P., Hulstein, R., Bakke, A.A. and Bundtzen, T.K. 2002. Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon: *Society of Economic Geologists Special Publication*. 9: 241–274.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S., Gallagher, Hunter, A., Bradshaw, T. e Rogers, N., 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 10,271–10,286.
- Hooper, P. R., Bailey, D. G., e Holder, G. A. M., 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest, *J. Geophys. Res.*, 100 (B6), 10,303–10,319.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.B., 1971. A guide to chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. 2002. The Au–granite Batalha system–Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, v. 119, p. 225– 256.
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Corrêa-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Alcover Neto, A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95-125.
- Klein, E.L. & Vasquez, M., 2000. Geologia da folha SB.21-Z-A-Riozinho. Projeto Tapajós. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Rio de Janeiro, Brazil, 240 pp.
- Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Carvalho, J.M.A., 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto patinhas, província aurífera do tapajós, cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 34 (1):59-66.
- Klein, E.L., Santos, R.A., Fuzikawa, K., Angélica, R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineral. Depos.*, 36: 149-164.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Carvalho, J.M.A., 2002. Geology of Paleoproterozoic Gneiss- and Granitoid-Hosted Gold Mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, Vol. 44, p. 544–558.

- Lamarão, C. N. & Dall'Agnol, R., 2004. Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides Paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, v. 34, n. 1, p. 95-108.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Pimentel, M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J. South American Earth Sciences*, 18: 277-292.
- Lamarão, C.N.; Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 189-223.
- Lang, J.R. & Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 477-489.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., maresch W. V., nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex v. 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *BGC Special Publication 4*, Berkeley, 71 pp.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- Middlesmont, E.A.K., 1975. The basalts clan. *Earth Sci. Rev.*, 11, 337-364.
- Moura, M. A. & Botelho, N. F., 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 3, p. 377-386.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T.K., 2006. Granite-Related paleoproterozoic, Serrinha Gold deposit, southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, v. 101, n. 3, p. 585-605, 2006.
- Nachit H., 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Université de Bretagne Occidentale, Brest, Tese de Doutorado.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Serie II, n° 11, pp. 913-918.

- Ohmoto, H. & Rye, R. O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *In*: Barnes H. L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley. New York. pp. 509-567.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits: J.W. Valley, H.P. Taylor, Jr., and J.R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy Volume 16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*: Mineralogical Society of America, 491-560.
- Pearce J.A., 1996. Sources and Settings of Granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- Petrelli, M., 2007. *Petrograph: A new Software to visualize, model, and present geochemical data for Windows*. Version beta 2. Perugia (Itália). (Disponível em <http://www.unipg.it/~maurip/SOFTWARE.htm>).
- Richard, L.R., 1996. *MINPET 1996. Version 2.02: mineralogical and petrological data processing system for Windows*. Quebec (Canada).
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247-264
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions, *Reviews in Mineralogy*, v.12, Mineralogical Society of America.
- Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. New York. pp: 266-315.
- Ronchi L.R., Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Borges R.M.K., 2001. Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do Granito São Jorge – PA. *In*: *Simpósio de Geologia da Amazônia, 7.*, 2001, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG. 1 CD-ROM.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (org). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília : CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineral. Dep.*, 36: 279-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil. *In*: *Proceedings of the First South American Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstracts, Campos do Jordão, Brazil, pp. 280-282.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.

- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2002. Timing of mafic magmatism in Tapajós Province and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 409–429.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós domain, Amazon craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131: 73-109.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm–Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. FINEP/SBG/Núcleo Norte. Belém, 91-142.
- Sillitoe, R. H., Thompson, J. F. H. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Rev Geol*, **48(4)**: 237- 250.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion-related gold deposits, in: Foster, R.P., (Ed.). *Metallogeny and exploration of gold*. London, Blackie, p. 164–209.
- Souza, S.R.C., Botelho, N.F., Gomes, R.T.M., 2009. Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia das Rochas Graníticas Hospedeiras da Mineralização Aurífera do Prospecto Água Branca, Província Tapajós. *Em Preparação*.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12, 1–33.
- Talon, 2006. Água Branca Final Report. *Internal Communication*. Toronto. (http://www.talonmetals.com/projects/brazil/gold/agua_branca/)
- Taylor, H.P., 1987. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: *H.L. Barnes (ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Second Edition*. John Wiley and Sons, New York. pp. 236-277.
- Thompson, J.F.H. & Newberry, R.J., 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 377–400.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R., Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 323–334.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós - novos dados geocronológicos. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 6, Boletim de resumos expandidos, 471-474.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.G., Klein, E.L., 2008. Compartimentação Tectônica. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de*

Informações Geográficas – SIG. Vasquez, M.L. & Rosa-Costa (org). Belém: CPRM, 328 p.

Wyborn, L.A.I., 1988. Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1880-1840 Ma felsic volcano-plutonic suite: A model for intracontinental felsic magma generation. *Precambrian Research* 40/41 p37-60



Anexo

Química Mineral: Anfibólio e Biotita



Química Mineral - Anfibólio																	
Fácies	ABGD					ABMG											
Amostra	MCR001-05					MRC025-01				MRC025-03				MRC025-04			
SiO ₂	43.66	43.63	45.23	43.84	44.48	43.8	43.87	43.95	48.39	45.81	44.1	45.91	44.26	44.38	45.03	45.47	43.97
TiO ₂	0.74	0.89	0.84	0.62	0.79	0.72	0.78	0.73	0.69	1.09	0.55	1.13	0.75	0.65	1.02	0.78	0.76
Al ₂ O ₃	8.28	8.1	8.41	7.38	7.9	7.8	8.32	8.63	7.7	6.9	8.47	7.55	8.61	7.72	7.85	8.06	7.89
FeO	18.14	17.92	18.11	16.85	17.62	16.8	16.91	17.77	15.08	16.3	17.55	17.02	18.21	18.3	17.56	18.21	18.17
MnO	0.43	0.49	0.45	0.41	0.44	0.46	0.42	0.46	0.42	0.42	0.37	0.37	0.43	0.48	0.46	0.5	0.41
MgO	10.57	10.42	11.02	10.58	10.63	10.69	10.76	10.65	10.43	11.56	10.58	11.62	10.68	10.37	10.96	10.91	10.37
CaO	11.64	11.62	11.81	11.38	11.66	11.55	11.83	12.19	11.22	11.86	11.84	11.96	11.88	11.96	11.96	12.04	11.65
Na ₂ O	1.31	1.54	1.49	0.95	1.35	1.28	1.01	1.16	0.71	0.38	1.39	1.87	1.68	1.23	1.45	1.27	1.2
K ₂ O	0.96	0.95	0.98	0.79	0.92	0.9	0.99	0.99	0.68	0.78	0.89	0.91	1.06	0.86	0.95	0.82	0.92
Cl	0.05	0.08	0.04	0.09	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03
Total	95.78	95.64	98.38	92.89	95.81	94.03	94.9	96.57	95.34	95.15	95.76	98.38	97.59	95.96	97.25	98.07	95.37
Si	6.68	6.71	6.73	6.87	6.80	6.81	6.74	6.67	7.32	6.95	6.74	6.84	6.67	6.79	6.79	6.78	6.76
Al IV	1.32	1.29	1.27	1.13	1.20	1.20	1.26	1.34	0.68	1.06	1.26	1.16	1.33	1.21	1.21	1.22	1.24
ΣIV	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al VI	0.17	0.18	0.21	0.23	0.22	0.23	0.24	0.21	0.69	0.18	0.26	0.17	0.20	0.18	0.18	0.19	0.19
Fe ³⁺	0.50	0.35	0.39	0.40	0.32	0.31	0.40	0.45	0.00	0.45	0.35	0.14	0.35	0.40	0.27	0.42	0.43
Ti	0.09	0.10	0.09	0.07	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.12	0.06	0.13	0.09	0.08	0.12	0.09	0.09
Mg	2.41	2.39	2.45	2.47	2.42	2.48	2.46	2.41	2.35	2.61	2.41	2.58	2.40	2.36	2.46	2.42	2.38
Fe ²⁺	1.80	1.95	1.84	1.80	1.92	1.87	1.77	1.80	1.85	1.61	1.89	1.97	1.94	1.94	1.94	1.85	1.89
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
Σ C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Fe ²	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Ca	1.91	1.92	1.88	1.91	1.91	1.92	1.95	1.98	1.82	1.93	1.94	1.91	1.92	1.96	1.93	1.92	1.92
Na	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03	0.01	0.10	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04
Σ B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.34	0.41	0.37	0.24	0.35	0.34	0.27	0.33	0.11	0.07	0.38	0.49	0.45	0.34	0.39	0.33	0.31
K	0.19	0.19	0.19	0.16	0.18	0.18	0.19	0.19	0.13	0.15	0.17	0.17	0.20	0.17	0.18	0.16	0.18
Σ A	0.53	0.60	0.55	0.40	0.53	0.52	0.47	0.52	0.24	0.22	0.55	0.67	0.65	0.51	0.57	0.48	0.49
Σ Cat	15.53	15.60	15.55	15.40	15.53	15.52	15.47	15.52	15.24	15.22	15.55	15.67	15.65	15.51	15.57	15.48	15.49
Cl	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01

- Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios equivalentes.

Química Mineral - Biotita																							
Fácies	ABGD						ABMG						ABMZ										
Amostra	MCR001-05			MRC001-01			MRC025-01			MRC025-03			MRC053-03			MRC053-04							
SiO ₂	35.77	35.36	36.17	36.48	35.81	35.13	34.87	36.30	36.41	35.84	36.70	36.04	35.99	35.98	37.15	35.70	34.27	35.83	36.05	34.63	35.86	34.13	35.77
TiO ₂	2.39	2.36	2.52	2.20	2.41	2.67	2.22	2.45	2.66	1.80	2.35	1.89	2.00	1.34	1.54	2.21	2.51	3.29	3.37	3.08	3.52	3.14	3.31
Al ₂ O ₃	14.48	14.42	14.17	14.73	13.89	14.13	14.15	14.80	14.71	15.34	14.92	14.80	15.12	15.52	15.20	15.77	14.90	15.13	15.32	14.22	14.87	14.01	14.40
FeO	19.76	18.57	19.56	18.88	18.96	19.53	18.68	18.98	19.33	19.28	18.06	18.59	18.97	18.26	18.33	20.46	20.27	19.83	19.79	19.27	19.26	19.00	18.91
MnO	0.32	0.31	0.25	0.34	0.38	0.23	0.30	0.29	0.31	0.27	0.30	0.30	0.29	0.26	0.27	0.41	0.40	0.31	0.47	0.37	0.37	0.34	0.39
MgO	11.60	11.71	11.79	12.21	11.82	10.96	11.00	11.13	11.42	11.90	11.42	11.30	11.42	11.97	11.79	9.80	9.64	9.59	9.70	9.26	9.74	9.22	9.88
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.20	0.01	0.00	0.23	0.05	0.15	0.13	0.16	0.35	0.18	0.33
CaO	0.00	0.11	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.16	0.15	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.45	0.00	0.08	0.15	0.00	0.71	0.32	0.00	0.12	0.00	0.00	0.49
K ₂ O	9.82	9.43	9.72	9.94	9.69	9.96	9.77	10.07	9.92	8.13	9.71	9.90	10.03	9.54	9.95	9.58	9.64	9.79	9.83	9.40	9.58	9.63	9.84
Cl	0.04	0.12	0.08	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.05	0.05
H ₂ O	3.84	3.76	3.84	3.89	3.80	3.77	3.71	3.85	3.88	3.82	3.86	3.82	3.84	3.82	3.88	3.83	3.73	3.84	3.86	3.68	3.82	3.64	3.79
Total	98.17	96.31	98.12	99.09	96.84	96.50	94.76	97.94	98.79	96.47	97.54	97.13	97.89	96.88	98.38	98.05	96.18	98.12	98.56	94.23	97.40	93.33	97.16
Si	5.57	5.58	5.62	5.62	5.64	5.58	5.62	5.64	5.62	5.60	5.63	5.64	5.60	5.61	5.71	5.57	5.50	5.59	5.59	5.63	5.62	5.61	5.62
Al IV	2.43	2.42	2.38	2.38	2.36	2.42	2.38	2.36	2.38	2.40	2.37	2.36	2.40	2.39	2.29	2.43	2.50	2.41	2.41	2.37	2.38	2.39	2.38
ΣIV	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al VI	0.23	0.27	0.22	0.29	0.21	0.22	0.30	0.35	0.29	0.42	0.33	0.38	0.38	0.47	0.47	0.48	0.31	0.37	0.38	0.35	0.36	0.32	0.29
Ti VI	0.28	0.28	0.29	0.25	0.29	0.32	0.27	0.29	0.31	0.21	0.27	0.22	0.23	0.16	0.18	0.26	0.30	0.39	0.39	0.38	0.41	0.39	0.39
Fe ₂	2.57	2.45	2.54	2.43	2.50	2.59	2.52	2.47	2.49	2.52	2.32	2.43	2.47	2.38	2.36	2.67	2.72	2.59	2.56	2.62	2.52	2.61	2.49
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Mg	2.69	2.76	2.73	2.80	2.77	2.59	2.64	2.58	2.63	2.77	2.61	2.64	2.65	2.78	2.69	2.28	2.30	2.23	2.24	2.24	2.27	2.26	2.32
ΣVI	5.82	5.80	5.82	5.82	5.82	5.76	5.77	5.72	5.76	5.96	5.57	5.71	5.77	5.83	5.73	5.74	5.69	5.61	5.64	5.63	5.62	5.63	5.74
Ba	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.01	-	-	-	0.01	0.00	-	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	-
Ca	-	0.02	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	-	-	-	0.01	0.01	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-
Na	0.05	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.14	-	0.02	0.04	-	0.22	0.10	-	0.04	-	-	0.15
K	1.95	1.90	1.93	1.95	1.95	2.02	2.01	2.00	1.95	1.62	2.29	1.98	1.99	1.91	1.95	1.91	1.97	1.95	1.94	1.95	1.91	2.02	1.87
ΣXII	2.00	1.96	1.93	1.95	1.95	2.03	2.01	2.00	1.96	1.63	2.35	2.11	2.00	1.94	2.00	1.93	2.20	2.05	1.95	2.00	1.94	2.03	2.02
Cl	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al tot	2.66	2.69	2.60	2.67	2.57	2.64	2.68	2.71	2.67	2.82	2.70	2.74	2.78	2.86	2.76	2.91	2.81	2.78	2.79	2.72	2.74	2.71	2.67
OH	3.99	3.97	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.98	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99
Fe/(Fe+Mg)	0.49	0.47	0.48	0.46	0.47	0.50	0.49	0.49	0.49	0.48	0.47	0.48	0.48	0.46	0.47	0.54	0.54	0.54	0.53	0.54	0.53	0.54	0.52

- Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios equivalentes.

