



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 462

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS
NOS ALVOS JERIMUM DE CIMA E BABI, CAMPO
MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO
TAPAJÓS, CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES PARA OS
PROCESSOS GENÉTICOS**

Dissertação apresentada por:

CARLOS ALBERTO DOS SANTOS SILVA JUNIOR

Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Silva Junior, Carlos Alberto dos Santos, 1987-

Estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis nos alvos Jerimum de cima e Babi, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico: implicações para os processos genéticos / Carlos Alberto dos Santos Silva Junior. – 2015.

xv, 85 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Evandro Luiz Klein

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Metalogenia -Tapajós, Região (PA). 2. Inclusões fluidas. 3. Isótopos estáveis. I. Título.

CDD 22. ed. 553.1098115



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

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS
NOS ALVOS JERIMUM DE CIMA E BABI, CAMPO
MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO
TAPAJÓS, CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES PARA OS
PROCESSOS GENÉTICOS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CARLOS ALBERTO DOS SANTOS DA SILVA JUNIOR

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 18 / 08 / 2015

Banca Examinadora:

Dr. Evandro Luiz Klein
(Orientador- CPRM)

Dr. Mauro César Geraldês
(Membro-UERJ)

Dr. Regis Munhoz Kras Borges
(Membro-UFPA)

À minha família, por acreditar e investir em mim

AGRADECIMENTOS

À Deus, por ter me dado forças durante essa longa e árdua trajetória.

À minha família, em especial meus pais, Eliana e Carlinhos, pelo incentivo incessante e apoio na minha educação, indispensáveis para a realização deste trabalho, e minha irmã, Carla Heloyana, pelos incentivos e apoio dados até hoje.

Ao professor e orientador, Evandro L. Klein, pela oportunidade de iniciar na pesquisa acadêmica por meio do programa de Iniciação Científica e pela orientação fornecida durante a minha vida acadêmica, em especial neste trabalho.

Aos meus parentes, em especial, meus avós Carlito (*IN MEMORIAN*) e Marina.

À Universidade Federal do Pará, por intermédio do Programa de Pós – Graduação em Geologia e Geoquímica, pelo apoio financeiro e técnico para a realização deste trabalho.

À minha grande amiga e namorada, Luísa Mel, por toda a paciência, compreensão, carinho, amizade, fé, companheirismo e amor.

À MAGELLAN MINERALS – acesso aos testemunhos.

Ao laboratório de microtermometria do grupo de metalogênese da UFPA, em especial aos professores Netuno Villas e Regis Borges, e aos colegas Gisele Marques, Rafael Guimarães e Joana D’Arc.

Ao laboratório NEG-LABISE pelas análises dos isótopos estáveis, em especial à Prof^a. Dr^a Valdevez Ferreira, ao Prof^o Dr^o Alcides Sial, às técnicas Gilsa Santana e Vilma Bezerra e a secretária Daysi Araújo.

Ao laboratório Pará – ISO pelo suporte na preparação das amostras.

Aos meus grandes amigos da geologia, em especial Rafael Estumano, Juvenal, Bruna, Carla Braga, Paulo Soares, Maurício, Victor, Renato, Lucas, Chafic, Aldemir, Rachel, Raquel Souza, Camila Vilar, Thadeu, Raphael, Haline e Ingrid.

Ao CNPq pela bolsa de estudos durante o desenvolvimento do mestrado e pelo apoio financeiro ao orientador (processo 475614/2010-0 – Projeto Metalogênese do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará).

"Happiness is only real when shared."

Christopher McCandless

RESUMO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú está inserido próximo à porção central da Província Aurífera do Tapajós, na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Este campo é uma das áreas garimpeiras mais antigas da província e possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, e outros menos conhecidos). Como forma de contribuir com o entendimento metalogenético do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú em geral, este trabalho enfocou os alvos Jerimum de Cima (mineralizado) e Babi (fracamente mineralizado) e buscou: (1) definir a mineralogia sulfetada associada com a mineralização aurífera e suas relações texturais com as rochas hospedeiras; (2) definir as características físico-químicas dos fluidoshidrotermais/mineralizadores por meio de estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis (C, O, S), buscando identificar o que provocou a alteração hidrotermal nesses alvos e que permitiram mineralização mais expressiva em Jerimum de Cima (e outros alvos/depósitos do campo), o que ocorreu fracamente (não econômica) no alvo Babi. O estudo petrográfico revelou rochas hospedeiras fortemente alteradas por hidrotermalismo, muitas vezes obliterando as características primárias destas rochas. Essa alteração é fissural e pervasiva seletiva (disseminada). No alvo Jerimum de Cima foram identificados biotita-hornblenda tonalito, monzogranito e granodiorito, todos hidrotermalizados, como rochas hospedeiras. No alvo Babi foram reconhecidos titanita monzogranito, biotita monzogranito, biotita hornblenda tonalito hidrotermalizados, além de monzogranito brechado. Sericitização, silicificação e sulfetação ocorrem intensamente no alvo Jerimum de Cima, enquanto que cloritização e carbonatação ocorrem normalmente nos dois alvos. Pirita, esfalerita, calcopirita e galena, em ordem decrescente de abundância, são os sulfetos, com larga predominância de pirita. Inclusões fluidas (IF) aprisionadas em cristais de quartzo ocorrem em pequenos grupos, isoladamente e em trilhas. Na ordem decrescente de abundância, ocorrem três tipos: aquosas bifásicas (Tipo 1), aquocarbônicas (Tipo 2) e carbônicas (Tipo 3). Os resultados das análises microtermométricas indicam para as IF aquosas do alvo Jerimum de Cima Tht (Temperatura de Homogeneização Total) entre 105 a 387°C, e salinidade entre 0,0 a 18% em peso equivalente de NaCl; e nas aquocarbônicas o valor do Tht está entre 144 e 448°C, a salinidade entre 1,0 e 7,8% em peso equivalente de NaCl e a densidade global varia entre 0,6 e 1,0 g/cm³. No alvo Babi as IF aquosas foram os únicos tipos detectados. A Tht dessas IF ocorreu entre 136 e 410°C e a salinidade está entre 0,7 e 13,2% em peso equivalente de NaCl. As IF aquocarbônicas são interpretadas como

produto de imiscibilidade de fluidos (separação de fases). A ausência de CO₂ no alvo Babi pode ser explicada pelo aprisionamento do fluido em momento mais tardio da evolução do sistema hidrotermal, após o consumo do CO₂, e apenas a fase aquosa foi aprisionada. Estudos de isótopos estáveis em minerais hidrotermais de veios e de zonas de alteração indicam temperaturas de precipitação dos minerais entre 305 e 330°C e entre 108 e 205°C, o que está de acordo com as T_{ht} obtidas em inclusões fluidas e indicam mais de um estágio de precipitação. Também sugerem fontes magmáticas e meteóricas para os fluidos, com possível mistura. Os dados obtidos são compatíveis com depósito magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão), com mistura de fluido magmático e meteórico. A ausência de CO₂ no alvo Babi pode explicar a fraca mineralização nesse alvo.

Palavras-chave: Inclusões fluidas. Isótopos estáveis. Metalogênese. Tapajós.

ABSTRACT

The Cuiú-Cuiú goldfield is located near the central portion of the Tapajós Gold Province in the south-central portion of the Amazonian Craton. This goldfield is one of the oldest prospecting areas of the province and holds multiple more or less developed prospects and gold deposits (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nho, Moreira Gomes, Babi and other less known). As contribution to the understanding of the metallogenic evolution of the Cuiú-Cuiú goldfield in general, this study focused on the mineralized Jerimum de Cima and weakly mineralized Babi targets and aimed: (1) to define the sulfide mineralogy associated with gold mineralization and its textural relationships with the host rocks; (2) to define the physical and chemical characteristics of the mineralizing/hydrothermal fluids through petrographic, fluid inclusions and stable isotopes (C, O, S) studies trying to identify what caused the hydrothermal alteration in rocks from these targets and that enabled more significant mineralization at Jerimum de Cima (and other targets/deposits), whereas Babi is only weakly mineralized (not economic). The petrographic study identified strongly hydrothermally altered host rocks, with obliterated primary characteristics. In the Jerimum de Cima target the host rocks are biotite-hornblende tonalite, monzogranite and granodiorite. In the Babi target, titanite monzogranite, biotite monzogranite, biotite-hornblende tonalite, and brecciated monzogranite are the hydrothermally-altered rocks. Sericitization, silicification and sulfidation occur strongly in the Jerimum de Cima target, whereas carbonatization and chloritization occur usually in both targets. Pyrite, sphalerite, chalcopyrite and galena, in decreasing order of abundance, are the sulfide minerals, with large predominance of pyrite. Fluid inclusions (FI) trapped in quartz crystals occur in small groups, in isolation, or in trails. In decreasing order of abundance, there are three types of FI: two-phase aqueous (Type 1), aqueous-carbonic (Type 2) and carbonic (Type 3). The microthermometric results show that the aqueous FI at Jerimum de Cima homogenized between 105 and 387°C, and have salinities that range from 0,0 to 18 wt.% NaCl equivalent; whereas the aqueous-carbonic type has final homogenization temperatures between 144 and 448°C, salinities of 1,0 to 7,8 wt.% NaCl equivalent, and bulk density ranging from 0,6 to 1,0 g/cm³. At Babi the aqueous FI are the only type present. These FI homogenized between 136 and 410°C and show salinities from 0,7 to 13,2 wt.% NaCl equivalent. The aqueous-carbonic FI are interpreted as a product of fluid immiscibility (phase separation). The absence of CO₂-bearing inclusions in the Babi target is possibly a consequence of late-timing of fluid trapping during the evolution of the hydrothermal system,

after the CO₂ consumption, with only aqueous FI being trapped. Stable isotope analyses of hydrothermal minerals present in veins and alteration zones indicate mineral precipitation between 305 and 330°C and between 108 and 205°C, which is in line with the fluid inclusion homogenization temperatures and indicate more than one stage of mineral precipitation. The data also suggest magmatic and meteoric sources for the fluids. As a whole, our data are compatible with a magmatic-hydrothermal gold systems (intrusion-related), and with mixing of magmatic and meteoric fluids. The lack of CO₂ at Babi might explain the weak mineralization in this target.

Keywords: Fluid inclusions. Stable isotopes. Metallogeny. Tapajós.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Localização da Província Aurífera do Tapajós ou Domínio Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	2
Figura 1.2 - Mapa de localização dos alvos Jerimum de Cima e Babi em relação a outros alvos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú.....	3
Figura 3.1 - Mapa de associações tectônicas do Domínio Tapajós, com a localização da área de estudo.....	10
Figura 1 - Localização da Província Aurífera do Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	29
Figura 2 - Mapa de associações tectônicas do Domínio Tapajós, com a localização da área de estudo.	31
Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região do Cuiú-Cuiú, com localização dos depósitos e prospectos.....	33
Figura 4 - Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas hospedeiras do alvo Jerimum de Cima..	37
Figura 5 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do alvo Babi..	39
Figura 6 - Estilos de alteração hidrotermal nos depósitos Jerimum de Cima e Babi, e suas principais associações minerais observadas nos diferentes estágios de evolução das rochas dos dois alvos.....	41
Figura 7 - Perfil esquemático representando a posição de ocorrência dos tipos de alteração hidrotermal nos alvos Jerimum de Cima e Babi.	42
Figura 8 – Tipos de alteração hidrotermal nos alvos Jerimum de Cima e Babi.	44
Figura 9 - Testemunhos de sondagem do alvo Jerimum de Cima, mostrando sulfetação..	45
Figura 10 - Fotomicrografias de porções sulfetadas no alvo Jerimum de Cima.	46
Figura 11 - Sulfetação no alvo Babi.....	47
Figura 12 - Fotomicrografias de sulfetos do alvo Babi.....	48
Figura 13 - Aspectos macroscópicos dos veios hospedeiros e das inclusões fluidas do alvo Jerimum de Cima e aspectos das inclusões em fotomicrografias.....	50
Figura 14 - Veios de quartzo do alvo Babi a partir dos quais foram feitas as lâminas bipolidas para estudo das inclusões fluidas.....	51
Figura 15 - Histogramas com resultados das análises microtermométricas das inclusões fluidas dos alvos Jerimum de Cima e Babi..	53
Figura 16 - Diagrama Tht (°C) versus salinidade (% NaCl) das inclusões fluidas dos Tipos 2 e 3 dos alvos Jerimum de Cima e Babi. Cada grupo ou trilha representa uma FIA (<i>Fluid Inclusion Assemblage</i> , ou seja, inclusões aprisionadas ao mesmo tempo). Setas indicam covariância negativa.	56
Figura 17 - Diagrama XNaCl – XCO ₂ das inclusões fluidas do Tipo 2 (aquocarbônicas) do alvo Jerimum de Cima indicando redução da fração molar de NaCl com aumento da concentração de CO ₂	57

- Figura 18 - Diagrama que compara valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo e dos minerais hidrotermais dos alvos Jerimum de Cima e Babi. 60
- Figura 19 - Diagrama Pressão (Kbar) - Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para inclusões fluidas dos Tipos 2 e 3 do alvo Jerimum de Cima. A curva tracejada representa o solvus do sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ com 10 mol% CO_2 e 6% de NaCl 64
- Figura 20 - Diagrama Pressão (Kbar) - Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) das inclusões fluidas do Tipo 3 do alvo Babi. A linha vertical pontilhada representa a temperatura obtida pelo par quartzo – calcita por isótopos estáveis. 64

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós.....	12
Tabela 1 - Composição dos isótopos de O, C e S em minerais hidrotermais de veios e zonas de alteração disseminada no alvo Jerimum de Cima.....	58
Tabela 2 - Composição dos isótopos de O, C e S em minerais hidrotermais de veios e zonas de alteração disseminada no alvo Babi.....	59
Tabela 3 - Temperaturas calculadas a partir do fracionamento isotópico entre minerais hidrotermais.....	61
Tabela 4 - Composição isotópica do oxigênio do fluido em equilíbrio com minerais hidrotermais, calculado para diferentes temperaturas.....	65

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA.....	2
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
1.3	OBJETIVOS	3
1.3.1	Objetivos específicos	4
2	MATERIAIS E MÉTODOS	5
2.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	5
2.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA	5
2.3	ANÁLISES POR ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA - EDS ..	5
2.4	ANÁLISES DE INCLUSÕES FLUIDAS	6
2.5	ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E ENXOFRE	6
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
3.1	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
3.1.1	Província Tapajós – Parima	8
3.1.1.1	Domínio Tapajós	9
3.1.2	Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós	11
3.1.2.1	Sequência Metavulcanossedimentar.....	11
3.1.2.2	Magmatismo Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)	13
3.1.2.3	Magmatismo Pós - Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)	14
3.1.2.4	Magmatismo Intracontinental	19
3.1.2.5	Coberturas Sedimentares	20
3.1.2.6	Magmatismo Máfico Intracontinental	21
3.2	METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS	22
4	ARTIGO CIENTÍFICO	25
	RESUMO	26
	ABSTRACT	27
1	INTRODUÇÃO	28
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	29
3	GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ	31
4	MATERIAIS E MÉTODOS	33
5	ALVOS JERIMUM DE CIMA E BABI	36

5.1	ROCHAS HOSPEDEIRAS	36
5.1.1	Jerimum de Cima	36
5.1.2	Babi	37
5.2	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO	40
6	INCLUSÕES FLUIDAS	48
6.1	TIPOS E DISTRIBUIÇÃO	48
6.2	RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS	52
6.2.1	Alvo Jerimum de Cima	52
6.2.2	Alvo Babi	52
6.3	DENSIDADE E COMPOSIÇÃO	53
6.4	ORIGEM DAS INCLUSÕES FLUIDAS	54
7	ISÓTOPOS ESTÁVEIS	57
7.1	ALVO JERIMUM DE CIMA	59
7.2	ALVO BABI	60
7.3	GEOTERMOMETRIA ISOTÓPICA	60
8	DISCUSSÕES	62
8.1	CAUSAS DAS VARIAÇÕES ISOTÓPICAS	62
8.2	TEMPERATURA E PRESSÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E DA MINERALIZAÇÃO	62
8.3	COMPOSIÇÃO E FONTE DOS FLUIDOS	65
8.4	COMPARAÇÃO ENTRE JERIMUM DE CIMA E BABI E OUTROS DEPÓSITOS DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ	66
8.5	MODELO GENÉTICO	67
8.6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	68
	AGRADECIMENTOS	69
	REFERÊNCIAS	69
5	CONCLUSÕES	75
	REFERÊNCIAS	77

1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico (Figura 1.1) e é uma das mais importantes províncias metalogenéticas do Brasil. Com isso, tornou-se um grande foco das mineradoras durante a última década, as quais descobriram vários depósitos e desenvolvem exploração em diversos prospectos. De acordo com modelos metalogenéticos vigentes, se discute a existência de várias classes de depósitos na província, como depósitos relacionados a intrusões, epitermais, porfiríticos e orogênicos, e a existência de uma ou mais épocas metalogenéticas (Klein *et al.* 2001, Santos *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2005, 2013, Coutinho 2008).

A atividade mineradora artesanal (garimpeira) foi desenvolvida a partir de 1958 e foi muito ativa nas décadas de 1980 e 1990, quando mais de 200.000 pessoas trabalhavam na lavra de ouro, tornando-se, assim, conhecida como Província Aurífera do Tapajós (Faraco *et al.* 1997). Recentes trabalhos de pesquisa mineral das empresas mineradoras atuantes na região indicam a existência de depósitos primários importantes, destacando-se: Tocantinzinho (61t), Coringa (34t), Cuiú-Cuiú (40t), Palito (21t), São Jorge (31t) e Ouro Roxo (20t) (Pereira, 2012).

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú está inserido próximo da porção central da Província Aurífera de Tapajós. Este campo é uma das áreas garimpeiras mais antigas da província e possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi, Ivo e outros menos conhecidos). Segundo McMahon (2011), apresenta produção histórica não oficial de 46-62 toneladas de ouro. O campo do Cuiú-Cuiú passou a receber, recentemente, estudos que buscam entender diversos de seus aspectos genéticos, incluindo a natureza e características físico-químicas dos fluidos mineralizadores, a caracterização petrográfica, química e geocronológica das rochas hospedeiras nos diversos alvos e depósitos, e sua relação com a estratigrafia regional, e a idade da deposição do ouro. Estudos variados nos depósitos Central e Moreira Gomes e nos alvos Guarim, Pau da Merenda e Jerimum de Baixo já foram efetuados (Araújo 2014, Oliveira 2015, Klein *et al.* 2001, Assunção & Klein 2014, Queiroz & Klein 2012, Silva Júnior *et al.* 2015), enquanto que outros alvos ainda não foram abordados. Esses estudos têm identificado sistemas magmático-hidrotermais como responsáveis pela mineralização, embora Guarim tenha sido classificado como depósito Orogênico. É também relevante o fato de o alvo Babi não ser mineralizado, mas apresentar, segundo McMahon (2011), características geológicas similares às dos alvos mineralizados.

Portanto, numa tentativa de entender essa diferença fundamental do alvo Babi, e como forma de contribuir com o entendimento metalogenético do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú em geral, este trabalho investiga os alvos Jerimum de Cima e Babi no que concerne às características físico-químicas dos fluidos que provocaram a alteração hidrotermal nesses alvos e que permitiram mineralização em Jerimum de Cima (e outros alvos/depósitos do campo), o que não ocorreu, ou ocorreu fracamente (não econômica) no alvo Babi.

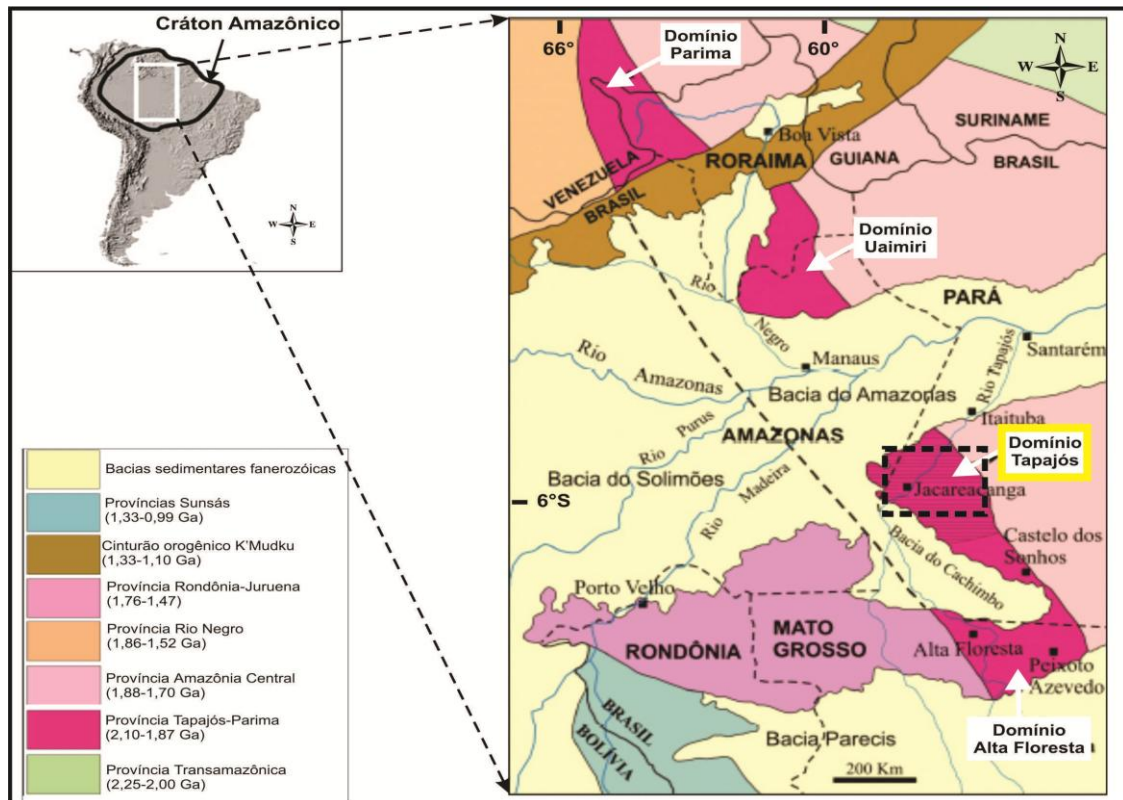


Figura 1.1 - Localização da Província Aurífera do Tapajós ou Domínio Tapajós (polígono tracejado) em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Adaptado de Santos *et al.* (2004).

1.1 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, na Província Aurífera do Tapajós, apresenta depósitos auríferos e alvos mineralizados ainda em pesquisa. Conforme antecipado no item introdutório, um desses alvos (Babi) apresenta, aparentemente (McMahon 2011), as mesmas características que os demais alvos, em termos de rochas hospedeiras e tipos de alteração hidrotermal (sericitização, cloritização, sulfetação, carbonatação e silicificação), mas, diferentemente de outros alvos, não foi identificada mineralização aurífera significativa nesse alvo, o que levou inclusive ao seu abandono por parte da empresa que explora o campo.

Um estudo dos fluidos que provocaram a alteração hidrotermal no alvo Babi e no alvo mineralizado de Jerimum de Cima é proposto para a dissertação de mestrado, com o objetivo de

investigar se existem diferenças nas propriedades físico-químicas desses fluidos. Além do estudo petrográfico da alteração hidrotermal, a comparação será baseada em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis (O, C, S), levando em consideração, também, o que já foi publicado para outros prospectos do campo.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú está localizado cerca de 180 quilômetros a sul-sudeste da cidade de Itaituba, estado do Pará, norte do Brasil (Figura 1.2). O acesso se dá, a partir de Itaituba, por avião de pequeno porte ou barco. Este último ocorre pelos rios Tapajós e Crepori.

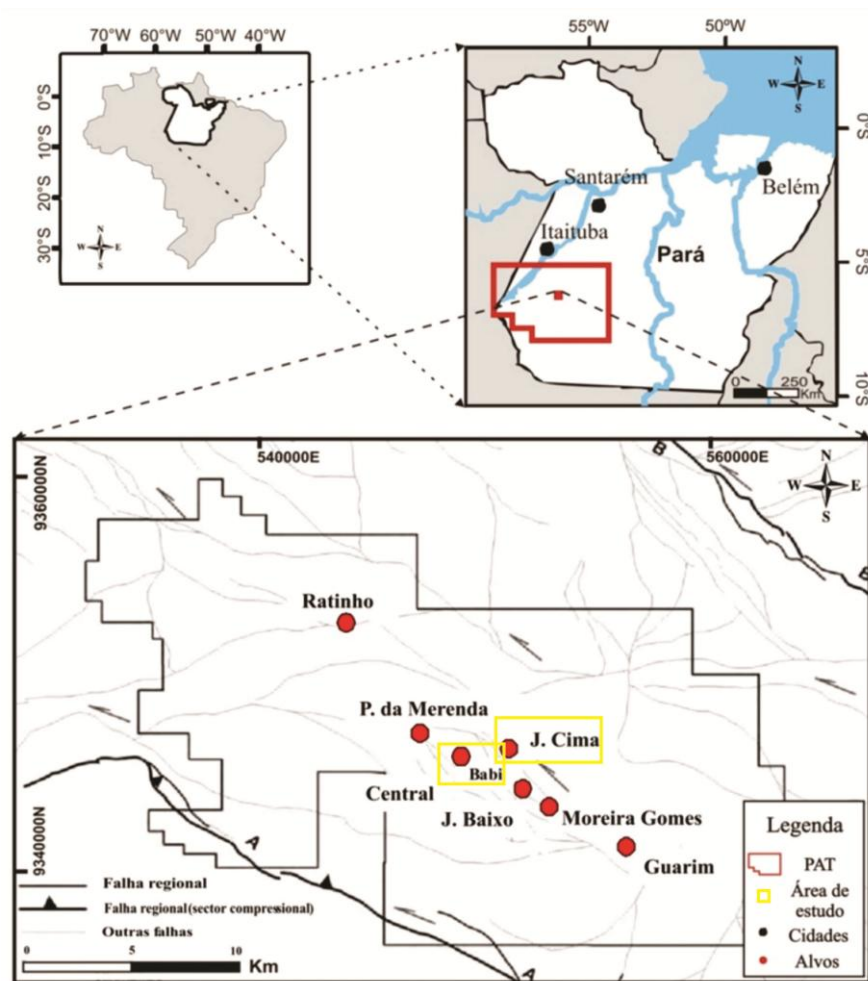


Figura 1.2 - Mapa de localização dos alvos Jerimum de Cima (J.Cima) e Babi (retângulos amarelos) em relação a outros alvos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú.

1.3 OBJETIVOS

Esta proposta é parte de um objetivo global, envolvendo outros estudantes e pesquisadores, que é a definição de um modelo geológico-metalogenético para o campo mineralizado do Cuiú-Cuiú. Esse objetivo maior visa ao entendimento dos processos hidrotermais que atuaram na

mineralização aurífera com base nas mudanças mineralógicas e texturais provocadas nas rochas hospedeiras, a determinação das fontes de fluidos e outros componentes (p.ex., enxofre e chumbo), das características físico-químicas do sistema de fluidos e relações temporais entre mineralização e rochas hospedeiras. Os objetivos específicos desta proposta, relacionados com os alvos Jerimum de Cima e Babi, são listados a seguir.

1.3.1 Objetivos específicos

- a) Definição do estilo, mineralogia e processos hidrotermais que afetaram as rochas hospedeiras;
- b) Determinação das características físico-químicas (P, T e composição) do sistema de fluidos;
- c) Investigação da(s) fonte(s) de fluidos e outros componentes (enxofre) que geraram o minério e/ou a alteração hidrotermal;
- d) Investigar se há diferenças nos itens acima que justifiquem a inexistência de mineralização em Babi;
- e) Associar os alvos estudados a modelos de depósito conhecidos.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foram utilizados testemunhos de furos de sondagem já disponibilizados pela empresa de mineração Magellan Minerals, incluindo rochas pouco ou muito alteradas hidrotermalmente, mineralizadas ou não. Não foi necessário a realização de campo, pois as amostras estavam disponíveis.

Foram realizadas as seguintes etapas, de escritório e laboratório:

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Consistiu na leitura e análise de publicações, dentre os quais, aquelas referentes à geologia e metalogenia da região da Província Aurífera do Tapajós, ao campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (incluindo relatórios internos da Magellan Minerals), alteração hidrotermal, aplicação dos estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis na metalogenia do ouro. Esta fase se estendeu durante todo o trabalho.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A partir da descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, foram selecionadas 35 amostras para confecção de lâminas polidas para o estudo petrográfico sob a luz transmitida e refletida. A caracterização petrográfica do minério e da rocha encaixante/hospedeira foi realizada em microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2, de luz transmitida e refletida do laboratório de petrografia do grupo de Metalogênese e do Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), ambos do Instituto de Geociências da UFPA. Neste estudo foram determinadas a composição mineralógica das rochas e da alteração hidrotermal que as afetou. Os dados obtidos para as rochas granitoides foram recalculados e plotados em diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002), a fim de classificar as rochas conforme estabelecido pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da International Union of Geocientists (IUGS).

2.3 ANÁLISES POR ESPECTROMETRIA DE ENERGIA DISPERSIVA - EDS

Microscopia eletrônica de varredura acoplada a sistema de dispersão de energia (MEV-EDS) foi realizada no equipamento de marca LEO (modelo 1430) no laboratório (LabMEV) pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA, com o objetivo de auxiliar na caracterização de minerais não identificados com a petrografia e minerografia. As amostras foram analisadas nas mesmas seções

polidas utilizadas na petrografia convencional, metalizadas com carbono ou ouro, dependendo do elemento químico a ser pesquisado.

2.4 ANÁLISES DE INCLUSÕES FLUIDAS

Estudo do sistema de fluidos via inclusões fluidas (petrografia, microtermometria) foi desenvolvido em sete seções bipolidas, de um número inicial de dez, visto que três destas não forneceram inclusões de tamanho adequado para análise. Essas seções foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da UFPA, em veios de quartzo mineralizados e em fragmentos de rocha de zonas de alteração hidrotermal. Este trabalho foi dividido em duas partes: 1) Estudo petrográfico das inclusões fluidas em microscópio petrográfico de luz refletida, com base em critérios genéticos, morfológicos, número de fases, forma de ocorrência, relação temporal, posição no grão, grau de preenchimento e natureza dos fluidos. Este estudo foi realizado no laboratório de petrografia do grupo de Metalogênese (UFPA). 2) Análises microtermométricas de resfriamento e aquecimento para a determinação das temperaturas de mudanças de fase, utilizadas em estimativas de densidade, composição, salinidade e condições de aprisionamento dos fluidos. Este estudo foi realizado no laboratório de microtermometria do grupo de metalogênese do Instituto de Geociências da UFPA com uso de platina de aquecimento e resfriamento da marca Linkam, modelo THMSG 600. Calibração foi efetuada com padrões sintéticos de água e CO₂ puros e 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 .

2.5 ANÁLISES DE ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E ENXOFRE

As análises de isótopos de oxigênio, carbono e enxofre foram efetuadas em concentrados de minerais hidrotermais de zonas hidrotermais da rocha hospedeira e de veios, como quartzo, calcita, sericita, clorita, pirita e esfalerita. Isótopos de oxigênio e carbono foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE-UFPE), usando espectrômetro de massa *Thermo Delta V Advantage*, utilizando a linha de extração a laser para oxigênio. Para as determinações da composição isotópica de carbono e oxigênio em calcita, o CO₂ foi extraído em uma linha de vácuo após reação com H₃PO₄ a 25°C. O CO₂ extraído foi purificado criogenicamente e a análise de padrão interno (BSC) indica precisão de 0,1‰ e 0,2‰ para carbono e oxigênio, respectivamente. Para a análise de isótopos de oxigênio em quartzo e clorita foi utilizado sistema a laser, com liberação do oxigênio por reação com BrF₅ e conversão para CO₂ por reação com grafite quente. Os dados brutos foram corrigidos segundo procedimentos descritos em

Valley *et al.* (1995) e a precisão é de 0,1‰. Os resultados são apresentados na notação delta. Isótopos de enxofre foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis (LAIS) da Universidade de Brasília, usando a técnica EA-IRMS (*Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry*), com analisador elementar *Flash EA* e espectrômetro de massa *Thermo Fisher MAT 253*. Os sulfetos foram depositados em pequenas cápsulas de estanho e colocados em forno com temperatura de 1080°C, onde, por combustão foram convertidos em SO₂, que é carregado em fluxo de hélio e reduzido em contato com fios de cobre de elevada pureza. O SO₂ é então separado por cromatografia de gás em condições isotérmicas e os gases são ionizados e acelerados no espectrômetro de massa. As diferentes massas são separadas num campo magnético e simultaneamente medidas por multicolectores Faraday. Erros analíticos associados são estimados em 0,2‰. Os resultados analíticos são apresentados em per mil (‰) na notação delta ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{34}\text{S}$) relativa aos padrões V-SMOW (oxigênio), V-PDB (carbono) e V-CDT (enxofre).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico representa uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000) e é formado pelos escudos das Guianas e do Brasil Central, separados pelas bacias paleozoicas do Amazonas e Solimões (Tassinari *et al.* 2000). O Cráton Amazônico abrange parte do norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É limitado a leste, ao sul e a sudeste por rochas geradas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro no Neoproterozoico (Pimentel & Fuck 1992).

Com o avanço nas datações geocronológicas, utilizando as metodologias de U-Pb em zircões e Sm-Nd, pôde-se sugerir uma nova divisão no Cráton Amazônico, agora dividido em oito províncias geotectônicas (Santos *et al.* 2000). Ainda de acordo com Santos *et al.* (2000), a evolução do Cráton Amazônico foi atribuída a processos de acreção relacionados ao desenvolvimento de arcos magmáticos (províncias Carajás - Imataca, Transamazônica, Tapajós - Parima e Rondônia - Juruena) ou à reciclagem de crosta continental (Amazônia Central). As oito novas províncias são: Província Carajás - Imataca (3,10-2,53 Ga), Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Província Tapajós - Parima (2,01-1,87 Ga), Província Amazônia Central (1,88-1,70 Ga), Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Província Rondônia - Juruena (1,75-1,47 Ga), Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga) e a Província Sunsás (1,20-0,99 Ga).

3.1.1 Província Tapajós – Parima

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú está contido na Província Tapajós-Parima. Esta província localiza-se na porção mais central do Cráton Amazônico, estendendo-se da porção noroeste de Roraima até o sudeste do estado do Mato Grosso, e é limitada a leste pela Província Amazônia Central e a oeste pela Província Rio Negro, Província Rondônia-Juruena e, também, pela Bacia do Solimões. Quatro domínios foram definidos por Santos *et al.* (2001) para essa província: localizados ao norte da bacia do Amazonas, os domínios Parima e Uaimiri, e localizados ao sul da bacia, os domínios Tapajós (onde se localiza a Província Aurífera do Tapajós e o campo Cuiú-Cuiú) e Alta Floresta. Rochas plutônicas e vulcânicas cálcico-alcalinas e alcalinas paleoproterozoicas compõem predominantemente a província.

Santos *et al.* (2000) obtiveram idades que variam de 2,10 Ga a 1,87 Ga para rochas desta província. Indicaram, também, que a província se originou por processos acrescionários,

desenvolvendo arcos magmáticos em cinturões orogenéticos com *trend* de aproximadamente N20° - 30°W.

3.1.1.1 Domínio Tapajós

O Domínio Tapajós é o segmento central da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o Domínio Iriri-Xingu (Figura 3.1), a oeste com a Bacia do Cachimbo e, sendo recoberto ao norte e ao sul, respectivamente, pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Cachimbo (Vasquez *et al.* 2008). Este domínio é composto por associações tectônicas de um orógeno orosiriano, trafoógenos orosiano e estateriano, coberturas sedimentares e de *rifte* continental estateriano.

A evolução geológica para esse domínio apresenta dois modelos. O primeiro, elaborado por Santos *et al.* (2000), indica acreção de sucessivos arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma e, o segundo, sugerido por Vasquez *et al.* (2002, 2008), sugerem um único arco magmático orosiriano (> 2,0 Ga) associado com colisão e a geração de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais que se estenderam ao estágio pós-orogênico, há cerca de 1,88 Ga. O Domínio Tapajós apresenta zonas de cisalhamento transcorrente de direção NW-SE que, possivelmente, controlou o posicionamento da maioria das intrusões ígneas e dos depósitos vulcânicos tardi- a pós-orogênicos.

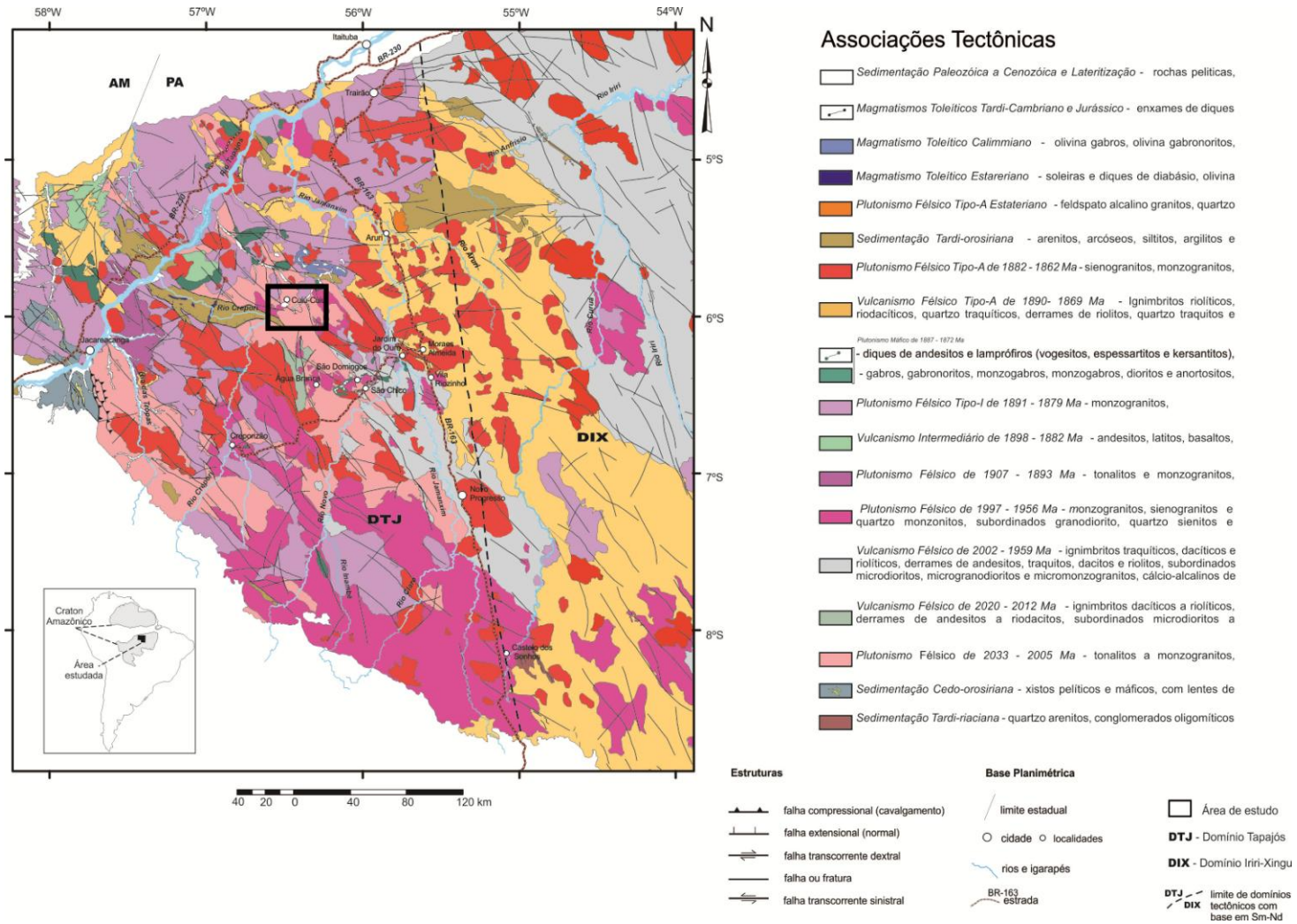


Figura 3.1 - Mapa de associações tectônicas do Domínio Tapajós (DTJ), com a localização (retângulo preto) da área de estudo (adaptado de Vasquez *et al.* 2013).

3.1.2 Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós

As unidades litoestratigráficas descritas para o domínio Tapajós estão representadas na tabela 3.1.

3.1.2.1 Sequência Metavulcanossedimentar

Grupo Jacareacanga

Definido por Melo *et al.* (1980) e redefinido por Ferreira *et al.* (2000), compreende rochas supracrustais distribuídas segundo um *trend* NW-SE a NNW-SSE. Este grupo é constituído por duas unidades distintas, que são: Unidade Xisto e Unidade Quartzito. A Unidade Xisto apresenta rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, e rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas, apresentando quartzo-mica xisto, mica xisto, talcochlorita-tremolita xisto e actinolita xisto, com hornblenda e epidoto, além de filitos, metargilitos e matagrauvas. A Unidade Quartzito é caracterizada pela ocorrência de quartzitos, formações ferríferas bandadas e metacherts. A sequência foi intrudida por granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e, em parte, apresenta contato tectônico com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, definido por falhas ou zonas de cisalhamento, oblíquas e sinistrais (Ferreira *et al.* 2000). Santos *et al.* (2000) dataram amostras da sequência turbidítica, do Grupo Jacareacanga, procedente da região da vila Sai Cinza, revelando idades U-Pb em zircões, de aproximadamente 2,1 Ga, indicando que a fonte desses sedimentos são rochas de idade relacionada ao ciclo Transamazônico.

Tabela 3.1 - Unidades litoestratigráficas do Domínio Tapajós (segundo compilação de Vasquez *et al.* (2008) e atualizada com dados mais recentes).

ASSOCIAÇÃO	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	IDADE DE FORMAÇÃO/FONTE DENTRÍTICA	MÉTODO
Magmatismo máfico Intracontinental	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	-	-
		1186±12 ¹³	U-Pb S Bd
Coberturas sedimentares	Formação Buiçu	-	-
	Formação Novo Progresso	<1857 ¹⁷	U-Pb Zrd
Magmatismo intracontinental	Diabásio Crepori	1780±7 ¹³	U-Pb S Bd
	Granito Porquinho	1786±14 ⁵	U-Pb S Zr
	Granito Caroçal	1870±4 ⁵	U-Pb S Zr
	Granito Pepita	1872±4 ⁵	U-Pb S Zr
	Suíte Intrusiva Maloquinha	1877±12, 1874±7, 1871±8, 1874±18 ³	U-Pb S Zr
		1880±9 ⁴ , 1882±4 ⁸	U-Pb S Zr
Magmatismo pós-orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Anortosito Jutai	1878±8 ³	U-Pb S Ti
	Olivina Gabro Rio Novo	1878±3 ⁷	Pb-Pb Zr
	Suíte Intrusiva Ingarana	1881±11 ⁵	U-Pb S Bd
		1881±3, 1880±7 ⁵	U-Pb S Zr
	Suíte Intrusiva Parauari	1887±3 ⁶	Pb-Pb Zr
		1883±4 ³	U-Pb S Zr
		1883±8 ¹⁴ , 1883±2 ⁷	Pb-Pb Zr
	Formação Bom Jardim	1879±11 ¹	U-Pb T Zr
		1881±4 ⁴	Pb-Pb Zr
	Grupo Iriri	1870±8 ⁴	U-Pb S Zr
		1893±3, 1888±2 ⁹ , 1888±2 ⁸ , 1888±6 ¹⁰	Pb-Pb Zr
	Suíte Intrusiva Tropas	1897±2, 1893±3	U-Pb T Zr, Ti
1892±6, 1907±9, 1896±5 ⁵		U-Pb S Zr	
1898±5 ³		U-Pb S Zr	
Magmatismo orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)	Suíte Intrusiva Creporizão	1997±3, 1984±1 ⁶	Pb-Pb Zr
		1974±6, 1970±12, 1957±6 ³	U-Pb S Zr
	Formação Vila Riozinho	2000±4, 1998±3 ⁴	Pb-Pb Zr
	Complexo Cuiú-Cuiú	2011±23	U-Pb T Zr
2033±7, 2016±5, 2015±9, 2012±8, 2005±7 ³		U-Pb S Zr	
Seqüência metavulcanossedimentar	Grupo Jacareacanga	2125, 2106, 2098, 2875 ¹	U-Pb T Zr

Referências: 1 – Santos *et al.* 2000; 2 – Almeida *et al.* 2001; 3 – Santos *et al.* 2001; 4 – Lamarão *et al.* 2002; 5 – Santos *et al.* 2004; 6 – Vasquez *et al.* 2000a; 7 – Vasquez *et al.* 2000b; 8 – Vasquez *et al.* 1999; 9 – Dall'Agnol *et al.* 1999; 10 – Moura *et al.* 1999; 11 – Brito *et al.* 1999; 12 – Pessoa *et al.* 1977; 13 – Santos *et al.* 2002; 14 – Teixeira *et al.* 2002; 15 – Teixeira *et al.* 2002; 16 – Vasquez 2006; 17 – Klein *et al.* 2014. Abreviaturas: Zr – zircão, Zrd – zircão detritico, Ti – titanita, Bd – badeleyita. Método: T: TIMS, S: SHRIMP, L: LA-ICP-MS.

3.1.2.2 Magmatismo Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)

Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú, definido por Pessoa *et al.* (1977), localiza-se predominantemente na porção oeste do Domínio Tapajós. Representa o embasamento regional da província. Este complexo é formado por rochas metamórficas de médio a alto grau e rochas plutônicas associadas, consistindo, litologicamente, em gnaisses de composição variada, anfíbolitos e por granitoides, predominantemente granodioritos a tonalitos, ocorrendo subordinadamente, monzogranitos a dioritos (Klein *et al.* 2001).

Os corpos de gnaisses mostram orientação segundo o *trend* regional NW-SE. O bandamento composicional está orientado segundo N10°-20°E/60°-80°SE, transposto localmente por uma foliação milonítica de atitude N35°E/subvertical (estruturas S-C) (Almeida *et al.* 2000, Bahia & Quadro 2000, Klein *et al.* 2000a,b). Este padrão estrutural é comum, porém localmente ocorrem inflexões da foliação para NW-SE e NNW-SSE. Feições microtexturais e migmatíticas e de enclaves de anfíbolito e gnaisses pelíticos sugerem que as rochas desse complexo foram submetidas a metamorfismo de alto grau, sob condições metamórficas de fácies anfíbolito superior (Ferreira & Almeida 2000a,b; Vasquez *et al.* 2000b,c).

Santos *et al.* (2000, 2001) obtiveram idades entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (U-Pb em zircão) para ortognaisses e granitoides. Dados de isótopos de Nd (ϵ_{Nd2} , 01 Ga de +2,6 e +1,8 e TDM de 2,09 e 2,16 Ga – Sato & Tassinari 1997) para tonalitos supostamente relacionados a este complexo marcam uma assinatura juvenil paleoproterozoica.

Formação Vila Riozinho

Lamarão *et al.* (2002) identificaram, nas proximidades da Vila Riozinho e do rio Jamaxim, um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias e félsicas, com idades maiores do que as das rochas vulcânicas do Domínio Tapajós atribuídas ao Grupo Iriri. Sendo assim, Lamarão *et al.* (2002), classificaram como pertencentes à Formação Vila Riozinho.

A formação é constituída por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos (Lamarão *et al.* 2002). Os andesitos contêm fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, anfíbólio tardio e biotita. Os traquitos apresentam fenocristais de plagioclásio, feldspato alcalino (subordinado) e são pobres em quartzo. Os riolitos mostram fenocristais de feldspatos, subordinadamente de quartzo. Biotita e pseudomorfos de anfíbólio são os principais minerais máficos nos traquitos e riolitos.

Apresentam afinidades cálcio-alkalina de alto K a shoshonítica, similar a rochas geradas em arcos magmáticos maduros, e idades de cristalização de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma.

Suíte Intrusiva Creporizão

Ricci *et al.* (1999) classificaram como pertencentes à Suíte Intrusiva Creporizão granitoides milonitizados que ocorrem nas porções centro-leste e sudeste do Domínio Tapajós.

A suíte é constituída por sienos e monzogranitos, por vezes hornblenda-granodioritos, tonalitos e quartzo-monzodioritos subordinados. Segundo Klein *et al.* (2000a,b), a foliação milonítica tem direção N10°-20°W, com mergulhos (70° - 80°) para ENE e WSW, a qual, associada à lineação de estiramento mineral sub-horizontal, define o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento que controlaram o alojamento dos corpos graníticos desta suíte. Ricci *et al.* (1999) e Vasquez *et al.* (2002), com base nos aspectos microtexturais dos granitoides da suíte, sugerem que os mesmos foram alojados e deformados em condições de fácies anfíbolito.

Idades de granitoides entre 1997 ± 3 Ma e 1957 ± 6 Ma (U-Pb e Pb-Pb em zircão) foram obtidas para a suíte (Vasquez *et al.* 2000a, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002, Silva Junior *et al.*, 2015). Lamarão *et al.* (2005) apresentaram dados de isótopos de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{1,98 \text{ Ga}}$ de - 1,03 a - 2,68 e TDM de 2,41 a 2,26 Ga) para o Granito São Jorge Velho, correlacionado à Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.* 2008), os quais indicam derivação a partir de magmas de fontes paleoproterozoicas com participação de crosta arqueana.

3.1.2.3 Magmatismo Pós - Orogênico (orogênese Cuiú-Cuiú)

Suíte Intrusiva Tropas

Santos *et al.* (2001) ao datar diorito previamente incluso no Complexo Cuiú-Cuiú, encontraram idade incompatível com esta última unidade e propuseram a Suíte Tropas. Ferreira *et al.* (2004) cartografaram um corpo na porção central da província e a redefiniram como Suíte Intrusiva Tropas.

A Suíte Intrusiva Tropas é composta por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos. Os granitoides da suíte comumente hospedam xenólitos de basalto e andesito. São hidrotermalmente alterados para clorita, epidoto, albita, leucóxênio e pirita (Santos *et al.* 2001).

Santos *et al.* (2001, 2004) obtiveram idades (U-Pb) que variam entre 1907 ± 9 Ma e 1892 ± 6 Ma em zircão e titanita de rochas dessa suíte. Santos *et al.* (2004) interpretam a assinatura cálcio-alkalina das rochas da Suíte Intrusiva Tropas como relacionada a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga. Os mesmos autores advogam também que as formações Abacaxis e Sequeiro

(cartografadas como Grupo Jacareacanga, no Amazonas) seriam remanescentes das bacias relacionadas a este arco.

Suíte Intrusiva Parauari

A Suíte Intrusiva Parauari é a unidade litoestratigráfica de ocorrência mais expressiva do Domínio Tapajós. Inicialmente, esses granitoides foram denominados por Santos *et al.* (1975) de Granito Parauari. Posteriormente, Melo *et al.* (1980) o denominaram de Granodiorito Parauari, atribuindo origem relacionada a produtos resultantes da remobilização total ou parcial do Complexo Xingu. Posteriormente, Klein *et al.* (2000b) redefiniram esses granitoides como Suíte Intrusiva Parauari, tomando em consideração o amplo espectro composicional, reunindo diversas intrusões desde dioritos até feldspato alcalino granitos (Brito 2000a).

Segundo Klein *et al.* (2000b), os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari ocorrem em forma de batólitos ou *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* NW-SE, formando segmentos irregulares e retangulares resultantes da interseção dos lineamentos NW-SE com NS e NE-SW. Os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari intrudiram o Complexo Cuiú- Cuiú e a Suíte Intrusiva Creporizão, e foram intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e gabros da Suíte Intrusiva Ingarana (Vasquez *et al.* 2008).

Santos *et al.* (2000) dataram os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari pelo método U-Pb em zircão e titanita, indicando idades de 1897 ± 2 Ma a 1880 ± 14 Ma. Silva Júnior *et al.* (2015) obtiveram idade nesse mesmo intervalo (evaporação de Pb em zircão) para o monzogranito hospedeiro do minério no depósito Central, correlacionando-o à Suíte Parauari. Lamarão *et al.* (2005), a partir dos dados de isótopos de Nd obtidos nos granitos São Jorge Novo e Jardim do Ouro ($\epsilon_{Nd_{1,90 Ga}}$ de - 5,21 a - 1,82 e TDM de 2,43 a 2,32 Ga), sugerem a interação de uma fonte juvenil com uma fonte crustal mais antiga. Segundo Almeida *et al.* (2000), os granitoides dessa suíte são cálcio-alcalinos de médio a alto potássio. Para Vasquez *et al.* (2002), essas rochas estão relacionadas ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú, mas com preservação da assinatura de arco magmático de sua fonte. Já Santos *et al.* (2004) atribuem esta assinatura cálcio-alcalina à sua formação em ambiente de arco magmático continental.

Suíte Intrusiva Ingarana

Pessoa *et al.* (1977) propuseram, inicialmente, a terminologia Gabro Ingarana para as rochas gabroicas que ocorrem na região do igarapé Bom Jardim e seu afluente Ingarana. Posteriormente,

Bahia & Quadros (2000) redefiniram esta unidade como Suíte Intrusiva Ingarana, após identificarem outros corpos gabroicos correlatos a esta unidade.

Segundo Bahia & Quadros (2000), a Suíte Intrusiva Ingarana está intrudida em litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú e em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari. Rochas graníticas da Suíte Intrusiva Maloquinha cortam a unidade Ingarana.

Os corpos da Suíte Intrusiva Ingarana são compostos por augita-gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, com monzonitos, dioritos e monzodioritos subordinados; apresentam formas irregulares, orientadas segundo a direção E-W e NW-SE.

A suíte apresenta assinatura cálcio-alcalina de alto K com enriquecimento em alumínio (Bahia & Quadros 2000, Monteiro 2000a). Vasquez *et al.* (2000a) dataram um leuconorito dessa suíte, que forneceu idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão). Santos *et al.* (2004) apresentaram idades de cristalização entre 1880 ± 7 Ma e 1881 ± 11 Ma (U-Pb em zircão e baddeleyita). Com base em dados de isótopos de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{1,9\text{ Ga}}$ de -0,87 e TDM de 2,24 Ga) para um gabro, Santos *et al.* (2000) sugerem uma fonte juvenil paleoproterozoica com uma contaminação crustal pequena.

Grupo Iriri

O Grupo Iriri é dividido em duas formações: Formação Salustiano e Formação Aruri (Pessoa *et al.* 1977). A primeira é constituída por riolitos e dacitos, pórfiros e porfíricos, geralmente isotrópicos e com matriz afanítica ou microcristalina. Também foram identificados riolitos com faialita e hedenbergita na porção nordeste do Domínio Tapajós (Dall'Agnol *et al.* 1999). A Formação Aruri é composta por ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos.

O Grupo Iriri apresenta assinatura cálcio-alcalina a alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina (Bahia *et al.* 2001a). O caráter duplo para filiação geoquímica dessas rochas indica que diferentes conjuntos podem estar reunidos no Grupo Iriri. De modo geral, os riolitos apresentam uma assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Fernandes 2005, Lamarão *et al.* 2002). Possivelmente, o Grupo Iriri e seus equivalentes na porção norte do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) são parte de uma grande província ígnea (Klein *et al.* 2012, Barreto *et al.* 2013).

O Grupo Iriri apresenta idades entre 1870 ± 8 Ma e 1893 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 1999, Lamarão *et al.* 2002). Dados de isótopos de Nd para rochas vulcânicas (incluídas na de Formação

Moraes Almeida por Lamarão *et al.* (2002), mas mantidas no Grupo Iriri, por Vasquez *et al.* (2008)) sugerem fontes crustais paleoproterozoicas.

Formação Bom Jardim

Esta formação foi denominada por Ferreira (2000) com o propósito de reunir as rochas andesíticas a basálticas que afloram nas porções central e oeste do Domínio Tapajós. A Formação Bom Jardim é composta de andesitos, com subordinados basaltos, traquitos e latitos (Vasquez *et al.* 2008). Diques andesíticos e lamprófiros também são descritos nesta unidade, denominados informalmente como Andesitos Joel-Mamoal (Vasquez *et al.* 2008) e Lamprófiros Jamanxim (Almeida *et al.* 1977), que ocorrem na porção leste e central do Domínio Tapajós, orientados segundo ENE-WSW e NNE-SSW.

As rochas da Formação Bom Jardim correspondem quimicamente a traquibasaltos, traquiandesitos basálticos, andesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos. Estas rochas apresentam uma assinatura cálcio-alkalina de alto K a shoshonítica (Ferreira 2000, Vasquez & Ricci 2002). As rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a básica são possivelmente contemporâneas ao expressivo magmatismo félsico do Grupo Iriri (Vasquez *et al.* 2008).

Os zircões datados pelo método de evaporação de Pb, de um traquito próximo à localidade de Moraes Almeida, forneceram idade de cristalização de 1881 ± 4 Ma (Lamarão *et al.* 2002). Dados isotópicos de Nd obtidos para diques andesíticos e traquito de Moraes Almeida sugerem fontes paleoproterozoicas com pequena contribuição crustal (Lamarão *et al.* 2005).

Olivina Gabro Rio Novo

Inicialmente, Andrade & Urdininea (1972) identificaram um corpo rochoso máfico, localizado na foz do rio Novo, afluente do rio Jamanxim. Vasquez *et al.* (2000c) classificaram esse corpo como Olivina Gabro Rio Novo. Esse corpo é alongado, com direção NW-SE, isotrópico, com granulação média a grossa, intrusivo na Suíte Intrusiva Parauari, e recoberto por rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri. As rochas apresentam uma frequente alteração hidrotermal e cataclase (Vasquez *et al.* 2008).

Vasquez *et al.* (2000c) obtiveram idades médias de 1999 ± 3 Ma e 1967 ± 3 Ma, e um cristal com idade de 1878 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão). Para esses autores os resultados são pouco conclusivos para caracterizar um magmatismo máfico mais antigo que 1,88 Ga, além disso, são conflitantes com as relações de campo. Provavelmente, os cristais mais antigos que 1,88 Ga podem

ser herdados e os mais jovens podem estar mais próximos da idade mínima de cristalização do corpo.

Anortosito Jutai

Esta unidade é composta por anortositos e magnetita gabros, geralmente equigranulares, médios e isótipos, e forma elipsoidal (Vasquez *et al.* 2008). Está localizado ao norte do Domínio Tapajós.

Frequentemente estas rochas apresentam alteração hidrotermal, com substituição de hornblenda por actinolita e biotita, bem como cloritização, com pirita e ouro disseminados em pequenos veios de quartzo. Santos *et al.* (2001) apresentaram uma idade de 1878 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em titanita) para o Anortosito Jutai.

Gabro São Domingos

O Gabro São Domingos foi identificado a partir de expressivas anomalias magnéticas, que sugerem a existência de um corpo máfico em subsuperfície, e de um perfil de alteração intempérica, típico deste tipo de rocha.

Vasquez & Rosa-Costa (2008) sugeriram a denominação deste corpo e atribuíram a ele uma idade paleoproterozoica, por correlação com o magmatismo máfico da região que deu origem à Suíte Intrusiva Ingarana e ao Anortosito Jutai.

Gabro Serra Comprida

Vasquez *et al.* (2000b) classificaram um expressivo corpo em forma de dique como Gabro Serra Comprida. Esse corpo apresenta uma crista orientada segundo direção NNW-SSE, com platôs lateríticos no topo. A unidade é formada por gabros (litotipo dominante), dioritos inequigranulares, de granulação média a grossa, e isótipos.

Devido à falta de dados geocronológicos, uma idade de aproximadamente 1,88 Ga foi atribuída para este corpo por correlação com outros corpos máficos datados na região (Vasquez & Klein 2000), como o anortosito Jutai.

Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo

Corresponde a uma pequena intrusão orientada em torno da direção E-W, marcado por uma anomalia magnética. Vasquez *et al.* (2000c) denominaram de Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo, descrevendo como um corpo de rochas plutônicas intermediárias, intrusivo nos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão.

Apresenta intensa alteração hidrotermal, como cloritização, sericitização, carbonatação e saussuritização, provavelmente relacionadas aos jazimentos filoneanos de ouro, com sulfetos associados, que ocorrem nas proximidades (Vasquez *et al.* 2000c).

3.1.2.4 Magmatismo Intracontinental

Suíte Intrusiva Maloquinha

Os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha ocorrem como *stocks* e batólitos com formas circulares, elipsoidais a irregulares, geralmente orientados segundo direções que variam de N-S a NW-SE (Vasquez *et al.* 2008).

Apresentam afinidade alcalina (tipo A), típica de ambiente extensional intracontinental e idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1882 ± 4 e 1880 ± 9 Ma (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 2002). Idades U-Pb em zircão entre 1877 ± 12 Ma e 1864 ± 18 Ma também foram identificadas (Santos *et al.* 2001), assim como populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas e orosirianas. Lamarão *et al.* (2005) identificaram assinatura de Nd, indicando a presença de fontes paleoproterozoicas, enquanto Santos *et al.* (2000) encontraram uma assinatura que mostra participação de crosta arqueana na origem destes corpos, o que explicaria a presença de zircões herdados.

Granito Pepita

Brito (2000b), baseado na ocorrência de anfibólios e piroxênios sódicos em granito anteriormente incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.* 1980), distinguiu esse granito daquela suíte, denominando-o de Granito Pepita.

O Granito Pepita é constituído de feldspato alcalino granitos, hololeucocráticos, de cores rosa avermelhada e bege, geralmente equigranulares de granulação média (Brito 2000a). Apresenta assinatura alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental (Brito 2000a). Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de alojamento para o Granito Pepita de 1872 ± 4 Ma (U-Pb/SHRIMP em zircão). A idade obtida é semelhante a dos granitos relacionados à Suíte Intrusiva Maloquinha, apesar desses serem granitos *hipersolvus* com anfibólios sódicos.

Granito Caroyal

Almeida *et al.* (1999) individualizaram o Granito Caroyal após investigar a área-tipo dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, onde foi observado um corpo rochoso com características composicionais diferentes das desta suíte. O batólito está orientado segundo a direção NW-SE. Este

granito é composto de sienos e monzogranitos com biotita, leucocráticos, de cor vermelha a cinza rosada, com textura equigranular grossa a porfirítica, e isótipos.

Exibe assinatura cálcio-alcalina de alto potássio (Almeida *et al.* 1999) e idade de cristalização de 1870 ± 4 Ma, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Santos *et al.* 2004). Também foram identificadas populações de zircões herdados de 2,71 Ga e 1,94 Ga.

Granito Porquinho

Prazeres (1979) classificou o batólito granítico, localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, de Granito Porquinho. O Granito Porquinho apresenta uma forma elíptica, relevo mais acidentado e radiação mais alta que suas rochas encaixantes, às rochas vulcanoclásticas do Grupo Iriri e rochas sedimentares da Formação Buiçu.

Apresenta assinatura geoquímica subalcalina a alcalina (Prazeres 1979, Bahia, Quadros & Rizzoto 1998). A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão para o corpo é de 1786 ± 14 Ma (Santos *et al.* 2004), o que levou à correlação deste com o magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, no Mato Grosso.

Diabásio Crepori

Pessoa *et al.* (1977) denominaram de Sill Crepori as intrusões de diabásio nas rochas sedimentares da Formação Buiçu, localizados na bacia do rio Crepori. Posteriormente, Santos & Loguércio (1984) classificaram como Diabásio Crepori.

O Diabásio Crepori é composto por diabásios, olivina-diabásios e microgabros. Ocorrem na forma de soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m, intrusivos na Formação Buiçu. Monteiro (2000b) identificou uma assinatura alcalina para essas rochas, entretanto a ocorrência de quartzo, tanto normativo quanto modal, indica afinidade quartzo toleítica, típica de basaltos toleíticos intracontinentais. A idade de cristalização U-Pb SHRIMP em baddeleyita é de 1780 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2002).

3.1.2.5 Coberturas Sedimentares

Formação Novo Progresso

Na Formação Novo Progresso são descritos conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos a subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, em menor proporção, seixos arredondados de granito em matriz arcossiana. Aflora como cristas e *cuestas*

(relevo assimétrico) orientadas segundo NNW-SSE, com atitudes de acamamento variando de N25°W a N05°E, e mergulhos de 18 a 60° para SW ou NE (Vasquez *et al.* 2000b).

Formação Buiucu

A área-tipo da Formação Buiucu está localizada na borda noroeste da bacia do Alto Tapajós. Os mais expressivos segmentos da Formação Buiucu ocorrem na bacia do rio Crepori, predominando arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Este conjunto foi intrudido por soleiras e diques do Diabásio Crepori, datado em 1780 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2002). Este segmento constitui uma bacia sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes, orientadas segundo WNW-ESE e NW-SE, o acamamento mergulha entre 5° e 35° para N e NE, com paleocorrentes para N15°-20°E. Nos demais segmentos, além da sucessão siliciclástica, Bahia & Quadros (2000) individualizaram uma sucessão vulcanoclástica, composta de tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas, que por sua vez, foi seccionado pelo Granito Porquinho, datado em 1786 ± 14 Ma (Santos *et al.* 2004). Este segmento está orientado aproximadamente E-W, acamamento NW-SE, mergulhando de 5° a 25° NE.

Bahia *et al.* (2001b), baseados na baixa maturidade mineralógica, texturas e estruturas primárias das rochas, sugerem ambiente continental de deposição, relacionado a canais fluviais entrelaçados. O fato da Formação Buiucu ser seccionada pelo Granito Porquinho e pelo Diabásio Crepori, datados em torno de 1,78 Ga (Santos *et al.* 2002, 2004), sugere que os sedimentos desta formação foram depositados antes do Estateriano.

3.1.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Pessoa *et al.* (1977) denominaram um corpo máfico, localizado na porção centro-norte do Domínio Tapajós, de Troctolito Cachoeira Seca. No entanto, Quadros *et al.* (1998) propuseram denominar esse corpo de rochas máficas de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.

As rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca são predominantemente olivina-gabros, olivina-gabronoritos, olivina-diabásios e troctolitos (Andrade & Urdininea 1972, Pessoa *et al.* 1977). São rochas melanocráticas, cinza esverdeadas, isotrópicas e de granulação média.

A natureza química da suíte ainda não foi bem definida. Pessoa *et al.* (1977) a interpretaram como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica, e Quadros *et al.* (1998), como

rochas de afinidade toleítica saturada em sílica. Um troctolito desta unidade forneceu idade 1186 ± 12 Ma, pelo método U-Pb SHRIMP em baddeleyita (Santos *et al.* 2002).

3.2 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

Segundo Klein *et al.* (2002), a Província Aurífera do Tapajós possui mais de 100 ocorrências minerais primárias. Atualmente poucos depósitos apresentam dados suficientes que permitam classificá-los com mais precisão ou não nas classes de depósitos como depósitos tipo orogênico, associados com intrusão, pórfiro e epitermal que são as mais discutidas na literatura geológica dessa província. Alguns estudos apresentam um enfoque mais regional (Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2005, Coutinho 2008, Echeverri-Misas 2010). Coutinho (2008) classifica cerca de duas dezenas de depósitos e ocorrências no modelo de depósitos de ouro orogênico do tipo mesozonais e epizonais com duas fases de mineralização, uma em 1,96 Ga, outra em 1,88 Ga (Pb-Pb em sulfetos). Dados de inclusões fluidas e isotópicos (O, H) indicariam fontes profundas (magmática ou mantélica) com contribuição de água meteórica nos mais rasos. Os depósitos são interpretados como depositados a partir de fluidos mineralizantes similares em diferentes níveis crustais. Com base na estrutura e textura dos veios, os autores atribuem T em torno de 500 °C sob regime dúctil-rúptil para a primeira fase e condições de T de formação < 270°C na segunda fase, sob condições rúpteis.

Santos *et al.* (2001) classificaram os jazimentos em duas classes: (1) Orogênico e (2) Relacionado com intrusões. Esses tipos foram subdivididos em quatro categorias: (1.1) Orogênico, hospedado em turbiditos e alojado em estruturas dúcteis (p. ex., Buiuçu); (1.2) Orogênico, hospedado em arco-magmático sobre regime dúctil-rúptil (p. ex., Ouro Roxo); (2.3) Relacionado com intrusão, epizonal, consistindo em veios de quartzo posicionados em falhas rúpteis extensionais (p. ex., Sequeiro); (2.4) Relacionado à intrusão, epizonal, depósito disseminado/*stockwork* (p. ex., São Jorge). Análises isotópicas em galena (Pb-Pb) e muscovita (Ar-Ar) indicam idade de 1860 Ma para mineralização relacionada com intrusões. Isótopos de Pb em feldspato alcalino indicam que a fonte do Pb tenha sido as unidades Jacareacanga, Cuiú-Cuiú e Tropas. Santos *et al.* (2001) consideram que houve apenas uma fase de mineralização na província que teria ocorrido por volta de 1,86 Ga (Pb e Ar), contrapondo a hipótese de Coutinho (2008), que considera duas fases de mineralizações. Klein *et al.* (2002), com base nos estilos estruturais dos depósitos da porção sul da Província Aurífera do Tapajós propõem a existência de dois eventos distintos. O mais antigo, estaria relacionado ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga), o que é corroborado pelos dados isotópicos (Coutinho 2008, Vasquez *et al.* 2008) e se encaixariam no

modelo de depósitos de ouro orogênico; e o mais jovem, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, no que concordam com parte da proposta de Santos *et al.* (2001).

Estudos em depósitos individuais também adotam alguns desses modelos para a gênese do minério. Alguns prospectos foram estudados na região do Cuiú-Cuiú por Klein *et al.* (2001) e Coutinho (2008). Borges *et al.* (2009) realizaram estudos dos processos hidrotermais no depósito de ouro São Jorge. Estes autores identificaram quatro associações minerais, sendo duas relacionadas aos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização. Os dados obtidos pelo geotermômetro da clorita sugerem temperaturas de $300\pm 40^{\circ}\text{C}$ para as associações relacionadas com a mineralização. O geobarômetro do Al (hornblenda) indica pressões de cristalizações em torno de 1 kbar para os granitos mineralizados. Condições oxidantes (acima do tampão NNO) prevaleceram durante a gênese dos depósitos. Borges *et al.* (2009) sugerem para o depósito São Jorge um modelo pórfiro ou relacionado a intrusões. O depósito Tocantinzinho é o maior depósito aurífero da Província Aurífera do Tapajós, com reservas medidas de 49 Mt de minério e 61 t de ouro (Juras, Gregersen & Alexander 2011). As rochas hospedeiras nesse depósito são sienogranito e monzogranito (Villas *et al.*, 2013). Santiago (2012) determinou a profundidade de alojamento, aproximadamente 7 a 10 km, dos granitoides deste depósito por meio do geobarômetro realizado na hornblenda, obtendo pressões de 1,9 kbar. Cristais de zircão do granito Tocantinzinho foram datadas por Villas *et al.* (2013) pelo método de evaporação de Pb, obtendo idade de cristalização de 1982 ± 8 Ma, interpretando, assim, como uma manifestação precoce do magmatismo da Suíte Intrusiva Creporizão. Segundo Villas *et al.* (2013), o minério aurífero hospedado no granito Tocantinzinho foi formado por fluidos pouco oxidados e o depósito foi classificado como relacionado a intrusão (*intrusion-related gold deposit*). O depósito Palito é predominantemente composto por rochas graníticas e vulcânicas intermediárias a félsicas (Echeverri-Misas 2010). Echeverri-Misas (2010), por meio de estudos dos isótopos estáveis dos minérios do depósito Palito, relacionou a gênese dos sulfetos com fonte magmática e interpreta a mineralização como sendo do tipo pórfiro, magmático – hidrotermal desenvolvida em um ambiente de arco magmático de margem continental. Outro importante depósito da PAT é o depósito de Ouro Roxo, onde rochas graníticas calcioalcalinas são predominantes. Segundo Veloso & Santos (2013), a circulação dos fluidos no depósito resultou tanto na deposição do minério aurífero como também no processo de alteração hidrotermal que afetou a rochas hospedeiras dos corpos mineralizados. Para determinar a assinatura isotópica do Pb e a idade de mineralização do depósito Ouro Roxo, Veloso & Santos (2013) analisaram pirita, concluindo, assim, que a idade obtida de 1858 ± 130 Ma refere-se à idade

de mineralização do depósito, sugerindo, também, que o hidrotermalismo responsável pela gênese deste depósito não tem relação com o magmatismo Tropas que gerou os metagranodioritos encaixantes do sistema Ouro Roxo.

4 ARTIGO CIENTÍFICO

Geologia e características do fluido mineralizador dos alvos auríferos Jerimum de Cima e Babi, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico, com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis

Geology and characteristics of the mineralizing fluid in the Jerimum de Cima and Babi gold prospects, Cuiú-Cuiú gold field, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, a fluid inclusion and stable isotope study

Carlos Alberto Dos Santos Silva Junior^{1,2} (carlosalbertjr@gmail.com), Evandro Luiz Klein^{1,2,3} (evandro.klein@cprm.gov.br)

1 Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – Instituto de Geociências - UFPA; Rua Augusto Corrêa 1, CEP: 66075-110, Belém, PA, Brasil.

2 Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica.

3 CPRM - Serviço Geológico do Brasil; Divisão de Geologia Econômica, Av. Dr. Freitas, 3645, CEP: 66095-110, Belém-PA, Brasil.

Geologia e características do fluido mineralizador dos alvos auríferos Jerimum de Cima e Babi, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico, com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis

Geology and characteristics of the mineralizing fluid in the Jerimum de Cima and Babi gold prospects, Cuiú-Cuiú gold field, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, a fluid inclusion and stable isotope study

RESUMO

Os alvos auríferos Jerimum de Cima e Babi estão localizados no campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. Jerimum de Cima é moderadamente mineralizado, enquanto que no alvo Babi a mineralização é incipiente (não econômica). O estudo petrográfico definiu tonalitos, monzogranitos e granodioritos como rochas hospedeiras nos dois alvos. Sericitização, silicificação, sulfetação, cloritização e carbonatação ocorrem nos dois alvos, na forma fissural e disseminada (pervasiva), e os maiores teores de ouro estão associados com maiores concentrações de sulfetos. Inclusões fluidas (IF) aquosas, aquocarbônicas e carbônicas foram classificadas. As IF aquocarbônicas, presentes apenas em Jerimum de Cima, representam o provável fluido mineralizador, indicam imiscibilidade de fluidos (separação de fases) e possível mistura tardia com fluidos mais frios. Estudos de isótopos estáveis em minerais de veios e de zonas de alteração indicam temperaturas de precipitação dos minerais entre 305 e 330°C e entre 108 e 205°C. Também sugerem fontes magmáticas e meteóricas para os fluidos. Os dados obtidos são compatíveis com depósito magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão), com mistura de fluido magmático e meteórico. A ausência de CO₂ no alvo Babi, assumindo que o aprisionamento do fluido tenha sido tardio em relação à evolução hidrotermal do sistema, pode explicar a fraca mineralização.

Palavras Chave: Tapajós. Inclusões fluidas. Isótopos estáveis. Metalogênese.

ABSTRACT

The Jerimum de Cima and Babi gold prospects are located in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. Jerimum de Cima bears moderate mineralization, whereas Babi is only weakly mineralized (not economic). The petrographic investigation defined tonalite, granodiorite and monzogranite as the host rocks in both targets. Sericitization, silicification, sulfidation, chloritization and carbonatization occur in both prospects, as fissure-filling and disseminated alteration. Aqueous, aqueous-carbonic and carbonic fluid inclusions (FI) have been identified. The aqueous-carbonic FI occur only at Jerimum de Cima and likely represent the mineralizing fluid. These FI were produced by fluid immiscibility (phase separation) and, possibly, were mixed with late, colder aqueous fluids. Stable isotopes analyses of hydrothermal minerals present in veins and disseminated alteration indicate mineral precipitation between 305 and 330°C and between 108 and 205°C, and suggest magmatic and meteoric sources for the fluids. As a whole, our data are compatible with magmatic-hydrothermal gold systems (intrusion-related), and with mixing of magmatic and meteoric fluids. The lack of CO₂ at Babi may have been caused by the late timing of alteration, when compared with Jerimum de Cima, and might also explain the weak mineralization at Babi.

Keywords: Tapajós. Fluid inclusions. Stable isotopes. Metallogeny.

1 INTRODUÇÃO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, localizado na porção central da Província Aurífera do Tapajós (PAT), porção centro-sul do Cráton Amazônico (Figura 1), é historicamente uma das mais importantes áreas de atividade garimpeira dessa província (produção histórica não oficial de 46-62 t Au, McMahon, 2011). Mais recentemente tem sido alvo de exploração por parte de companhias de mineração e dois depósitos, Central e Moreira Gomes, foram descobertos (recursos de 40,3 t Au, McMahon, 2011), além de diversos alvos ou prospectos, como Pau da Merenda, Ivo, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Babi e Guarim.

Estudos anteriores nesses depósitos e alvos, baseados em inclusões fluidas e isótopos estáveis, levaram à interpretação dos mesmos como depósitos orogênicos (Klein *et al.*, 2001; Coutinho, 2008), ou magmático hidrotermais, provavelmente relacionados a intrusões graníticas (Araújo, 2014; Assunção & Klein, 2014; Silva Júnior *et al.*, 2015). É também relevante, o fato de o alvo Babi não ser mineralizado economicamente, mas apresentar, segundo McMahon (2011), características geológicas similares às dos alvos mineralizados e depósitos.

Portanto, numa tentativa de entender essa diferença fundamental do alvo Babi, e como forma de contribuir com o entendimento metalogenético do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú em geral, este trabalho buscou fazer um estudo comparativo entre os alvos Jerimum de Cima e Babi no que concerne às características físico-químicas dos fluidos que provocaram a alteração hidrotermal nesses alvos e que permitiram mineralização em Jerimum de Cima (e outros alvos/depósitos do campo), o que ocorreu fracamente no alvo Babi (não mineralizado ou, apenas, incipientemente mineralizado – não econômico).

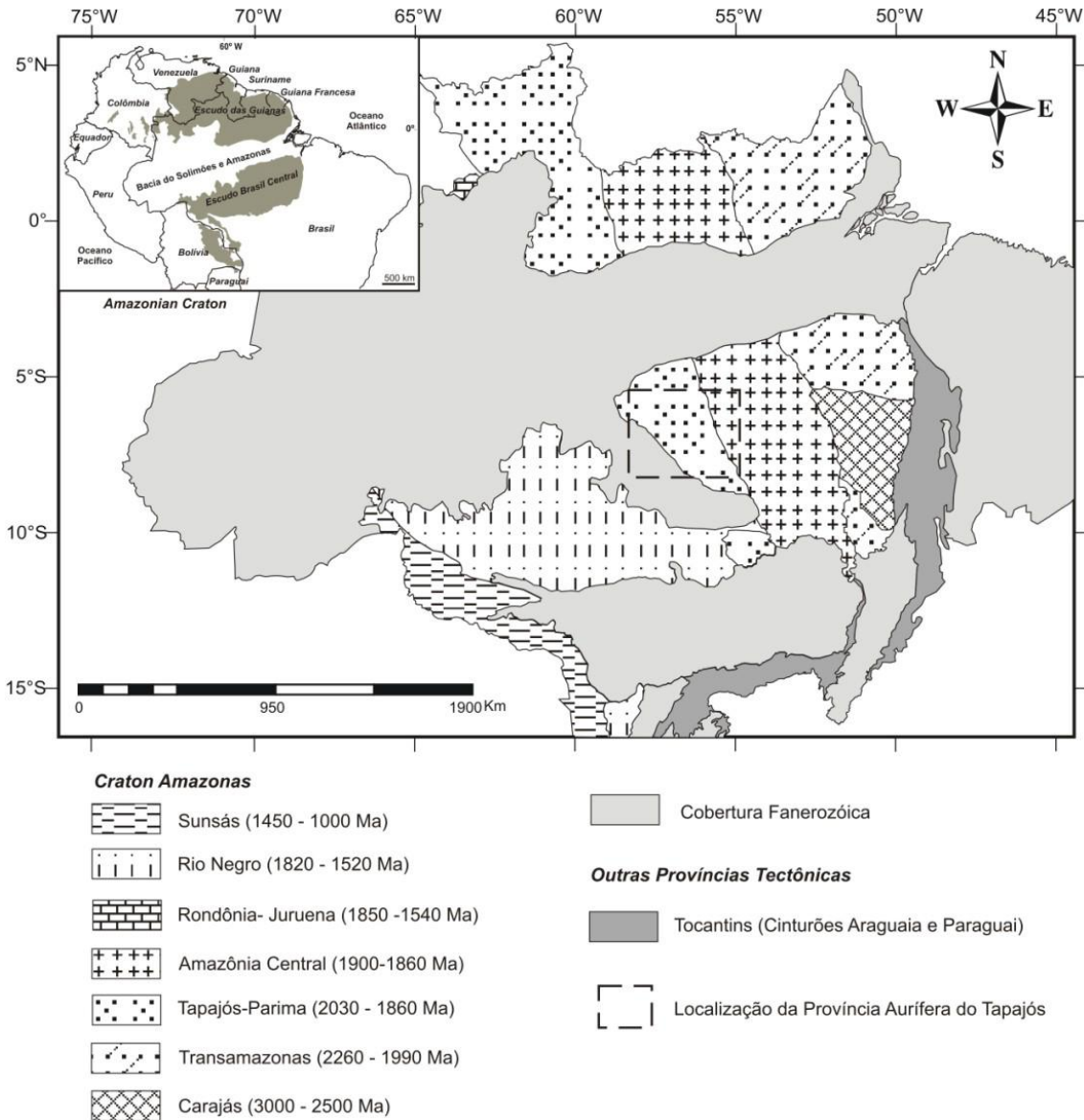


Figura 1 - Localização da Província Aurífera do Tapajós (polígono tracejado) em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2003).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Aurífera do Tapajós está inserida na Província Tapajós-Parima, conforme definição de Santos *et al.* (2000) (Figura 1). Quatro domínios foram definidos por Santos *et al.* (2001) para essa província: localizados ao norte da Bacia do Amazonas, os domínios Parima e Uaimiri; e localizados ao sul da bacia, os domínios Tapajós e Alta Floresta. Rochas plutônicas e vulcânicas cálcico-alcálicas e alcalinas paleoproterozoicas compõem predominantemente a província. Em termos evolutivos, Santos *et al.* (2004) propuseram a existência de cinco arcos magmáticos para o Domínio Tapajós, formados durante duas orogêneses. Segundo Vasquez *et al.* (2008), por falta de dados que comprovassem a existência de tantos arcos magmáticos, sugeriram a existência de um

único arco magmático, com expressivo magmatismo pós-colisional associado, seguido da formação de *riftes* continentais paleoproterozoico em eventos tafrogênicos. Concluíram, assim, que o Domínio Tapajós (Figura 2) é representado por associações tectônicas de um orógeno orosiriano originado pela colisão de um arco (Arco de ilhas Cuiú-Cuiú) a um continente durante a orogênese Cuiú-Cuiú. Este arco é representado pelo Grupo Jacareacanga e pelo Complexo Cuiú-Cuiú, sendo a primeira constituída por sucessões siliciclásticas e químicas (turbiditos), com subordinado vulcanismo máfico-ultramáfico e basaltos de fundo oceânico, depositada entre 2,1 e 2,01 Ga e metamorfsada na fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Os ortognaisses e granitoides orosirianos (2033 ± 7 a 2005 ± 7 Ma; Santos *et al.*, 2001) do Complexo Cuiú-Cuiú representam os granitoides de arco ilha com deformação dúctil e metamorfismo relacionados a uma fase colisional que teria ocorrido por volta de 2,0 Ga. Ainda associados a essa fase de arco, estariam incluídas as rochas vulcânicas félsicas e piroclásticas da Formação Comandante Arara (2012 ± 2 Ma a 2020 ± 2 Ma; Vasquez *et al.*, 2013) e as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas da Formação Vila Riozinho (2000 ± 4 Ma a 1998 ± 3 Ma; Lamarão *et al.*, 2002). Após a suposta colisão se instalaram zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE, que representam a estruturação principal do Domínio Tapajós, ao longo das quais se posicionaram os granitoides tardiorogênicos da Suíte Intrusiva Creporizão (1997 ± 3 Ma a 1957 ± 6 Ma; Vasquez *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2001; Silva Júnior *et al.*, 2015). De acordo com Santos *et al.* (2004) esses granitoides estariam associados a magmatismo de arco continental e não a uma colisão, em razão da ausência de outros elementos típicos de ambientes colisionais, como leucogranitos peraluminosos, paragnaisses e deformação compressiva.

De acordo com Vasquez *et al.* (2008), e após um período de 40 a 50 Ma sem litogênese conhecida, os granitoides cálcico-alcálicos das suítes intrusivas Tropas (1907 ± 9 Ma a 1892 ± 6 Ma; Santos *et al.*, 2004) e Parauari (1883 ± 2 Ma a 1879 ± 11 Ma; Santos *et al.*, 2001; Silva Júnior *et al.*, 2015) foram relacionados a uma evolução atribuída à extensão pós-colisional (estágio pós-orogênico), com mistura de magmas mantélicos e crosta continental. Vários corpos de rochas básicas intrusivas e de idades similares são associados a essa fase. A Suíte Intrusiva Maloquinha e outros granitoides similares e as rochas vulcânicas félsicas e piroclásticas do Grupo Iriri e a Formação Moraes Almeida foram formados por magmatismo de natureza alcalina tipo-A (1890 ± 6 Ma a 1870 ± 8 Ma; Vasquez *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2001; Lamarão *et al.*, 2002), possivelmente associados a uma *rifte* continental (Vasquez *et al.*, 2008) e ao desenvolvimento de uma SLIP – *Silicic Large Igneous Province* (Klein *et al.*, 2012). A essa fase se associa a Formação Novo

Progresso (Ferreira *et al.*, 2004), siliciclástica e continental. Completando a sequência estratigráfica da PAT, ocorre a cobertura sedimentar fanerozoica originada pela implantação dos *riftes* continentais, representada pela Formação Buiuçu. Esta formação é constituída por sucessões epiclásticas com contribuição vulcanoclástica e localmente piroclástica e foi seccionada por diques e soleiras de diabásio.

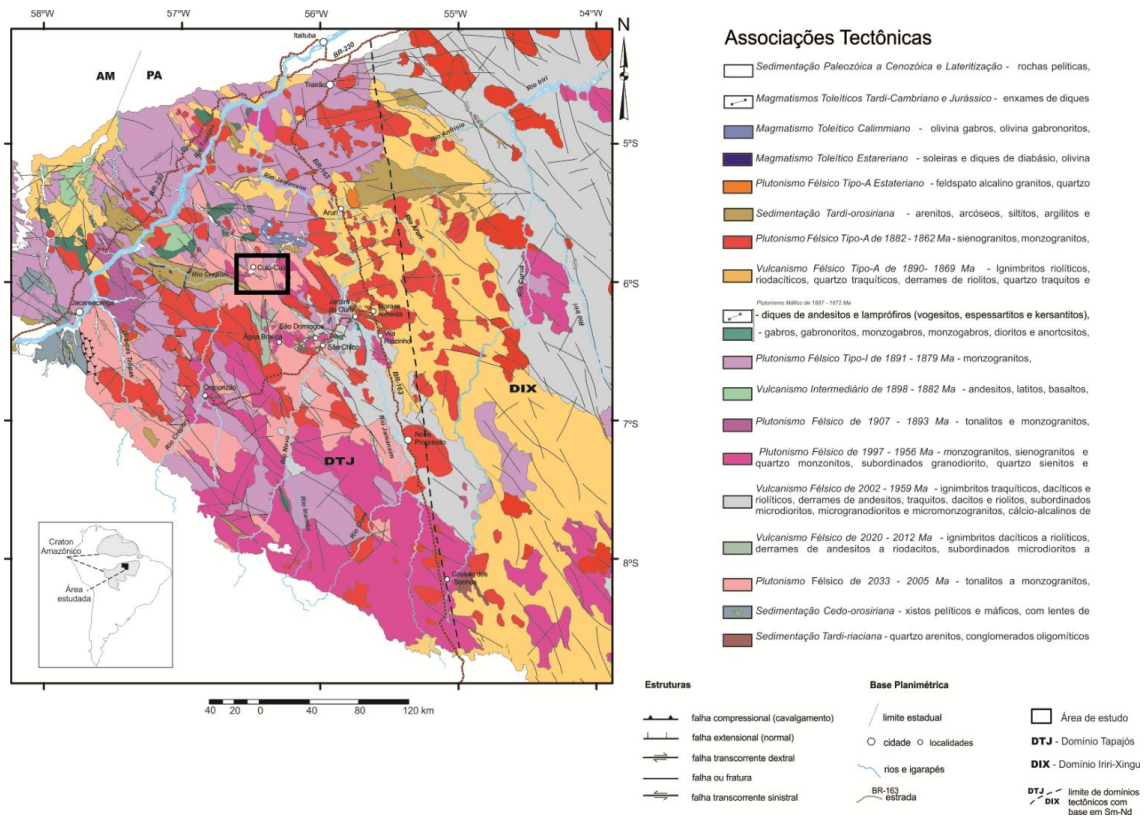


Figura 2 - Mapa de associações tectônicas do Domínio Tapajós (adaptado de Vasquez *et al.*, 2013), com a localização (retângulo preto) da área de estudo.

3 GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ

Os depósitos e prospectos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú estão associados a granitoides grossos, localmente porfiríticos, que em mapas anteriores eram atribuídos ao Complexo Cuiú-Cuiú (Bahia & Quadros, 2000; Klein *et al.*, 2001). Essas rochas são intensamente cortadas por diques andesíticos de granulação fina, e diques aplíticos e pegmatíticos. Contudo, mapeamento geológico recente (Moura *et al.*, 2014) e os dados geocronológicos obtidos por Silva Junior *et al.* (2015) para granitoides hospedeiros nos depósitos Central e Moreira Gomes indicam que as rochas datadas se relacionam, respectivamente, às suítes intrusivas Parauari e Creporizão (Figura 3).

Em termos estruturais, são identificados dois sistemas de falhas regionais (NW-SE – *trend* Tocantinzinho, segundo McMahon, 2011). Um está localizado ao norte e outro ao sul da área que concentra os depósitos e prospectos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú. Esses sistemas são parte

do megassistema de falhas transcorrentes de direção NW-SE da PAT, conforme definição de Santos & Coutinho (2008). De acordo com McMahon (2011), a maioria das estruturas hospedeiras dos depósitos auríferos estaria relacionada com o movimento diferencial entre as duas falhas regionais. Ao longo desse *trend*, estão localizados muitos dos depósitos de ouro mais importantes e garimpos na parte centro-norte da Província Aurífera do Tapajós (p. ex., São Jorge, Palito, Tocantinzinho, Mamoal, Bom Jardim e Cuiú-Cuiú).

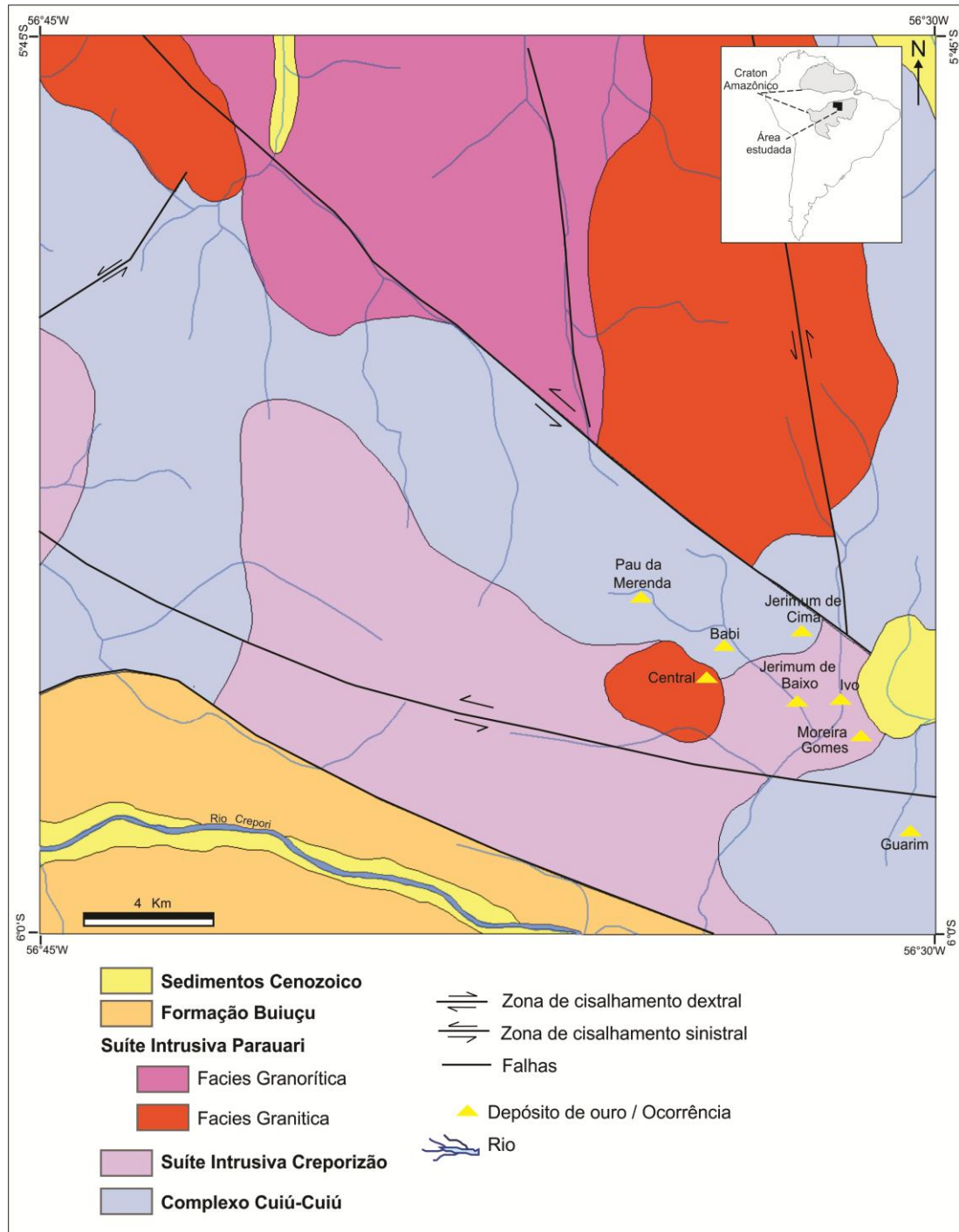


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região do Cuiú-Cuiú, com localização dos depósitos e prospectos (adaptado de Moura *et al.*, 2014).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foram utilizados testemunhos de furos de sondagem, incluindo rochas pouco ou muito alteradas hidrotermalmente, mineralizadas ou não.

A partir da descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, foram selecionadas 35 amostras para convecção de lâminas polidas para o estudo petrográfico sob a luz transmitida, refletida e por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Microscopia eletrônica de varredura acoplada a sistema de dispersão de energia (MEV-EDS) foi realizada no equipamento de marca LEO (modelo 1430) no laboratório (LabMEV) pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA, com o objetivo de auxiliar na caracterização de minerais não identificados na petrografia convencional.

Estudo do sistema de fluidos via inclusões fluidas (petrografia, microtermometria) foi desenvolvido nos laboratórios de petrografia e de microtermometria do grupo de Metalogênese da Universidade Federal do Pará (UFPA). O estudo foi realizado em dez seções bipolidas, das quais sete forneceram inclusões de tamanho adequado para análise. Essas seções foram confeccionadas em veios de quartzo mineralizados e em zonas de alteração hidrotermal. Este trabalho foi dividido em duas partes: 1) Estudo petrográfico das inclusões fluidas em microscópio petrográfico de luz refletida, com base em critérios genéticos, morfológicos, número de fases, forma de ocorrência, relação temporal, posição no grão, percentual de cada fase e natureza dos fluidos (p.ex., Roedder, 1984). 2) Análises microtermométricas de resfriamento e aquecimento para a determinação das temperaturas de mudanças de fase utilizadas em estimativas de densidade, composição, salinidade e condições de P-T de aprisionamento dos fluidos. A microtermometria foi efetuada em equipamento Linkam TH600 adaptado ao microscópio petrográfico. A calibração do equipamento foi efetuada diariamente com padrões sintéticos de inclusões fluidas contendo água e CO₂ puros. 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 . Os cálculos de salinidade, densidade e isócoras foram realizados com auxílio do programa FLINCOR (Brown, 1989) utilizando as equações de Brown & Lamb (1986), Bowers & Helgeson (1983) e Collins (1979).

As análises de isótopos de oxigênio, carbono e enxofre foram efetuadas em concentrados de minerais hidrotermais de zonas hidrotermais da rocha hospedeira e de veios, como quartzo, calcita, sericita, clorita, pirita e esfalerita. Isótopos de oxigênio e carbono foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE-UFPE) usando espectrômetro de massa *Thermo Delta V Advantage*, utilizando a linha de extração a laser para oxigênio. Para as determinações da composição isotópica de carbono e oxigênio em calcita, o CO₂ foi extraído em uma linha de vácuo após reação com H₃PO₄ a 25°C . O CO₂ extraído foi purificado criogenicamente e a análise de padrão interno (BSC) indica precisão de 0,1‰ e 0,2‰ para carbono

e oxigênio, respectivamente. Para a análise de isótopos de oxigênio em quartzo e clorita foi utilizado sistema a laser, com liberação do oxigênio por reação com BrF_5 e conversão para CO_2 por reação com grafite quente. Os dados brutos foram corrigidos segundo procedimentos descritos em Valley *et al.* (1995) e a precisão é de 0,1‰. Os resultados são apresentados na notação delta. Isótopos de enxofre foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis (LAIS) da Universidade de Brasília, usando a técnica EA-IRMS (*Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry*), com analisador elementar Flash EA e espectrômetro de massa Thermo Fisher MAT 253. Os sulfetos foram depositados em pequenas cápsulas de estanho e colocados em forno com temperatura de 1080°C, onde, por combustão foram convertidos em SO_2 , que é carregado em fluxo de hélio e reduzido em contato com fios de cobre de elevada pureza. O SO_2 é então separado por cromatografia de gás em condições isotérmicas e os gases são ionizados e acelerados no espectrômetro de massa. As diferentes massas são separadas num campo magnético e simultaneamente medidas por multicolectores Faraday. Erros analíticos associados são estimados em 0,2‰. Os resultados analíticos são apresentados em per mil (‰) na notação delta ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{34}\text{S}$) relativa aos padrões V-SMOW (oxigênio), V-PDB (carbono) e V-CDT (enxofre).

5 ALVOS JERIMUM DE CIMA E BABI

5.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS

A amostragem de rochas para esse trabalho, nos alvos Jerimum de Cima e Babi, foi efetuada em testemunhos de sondagem de zonas mineralizadas e/ou alteradas hidrotermalmente, de forma que não foram obtidas amostras totalmente desprovidas de alteração hidrotermal. Em adição, não foram encontrados, em superfície, afloramentos de qualidade, sem alteração intempérica. Mesmo assim, com base na investigação das amostras menos alteradas, ou pouco alteradas, foi possível obter informações a respeito das rochas hospedeiras.

5.1.1 Jerimum de Cima

A zona mineralizada do alvo Jerimum de Cima está hospedada em granitoides classificados como biotita-hornblenda tonalito, monzogranito e granodiorito. Não há informação de como se dá a transição espacial entre esses tipos que, provavelmente, representam variações faciológicas em um mesmo corpo. Texturas dessas rochas evidenciam relação com eventos que provocaram deformações, principalmente, rúptil e localmente rúptil-dúctil.

O biotita-hornblenda tonalito é rocha porfirítica, de coloração rosada com tons pretos e verdes, holocristalina, leucocrática e de granulação grossa. Os cristais são inequigranulares com o feldspato alcalino apresentando as maiores dimensões, variando de 15 mm a 22 mm (Figura 4A) e, por vezes, esverdeado, indicando alteração. Apresenta textura principal inequigranular porfirítica (Figura 4B). Os minerais essenciais estão representados por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Os minerais varietais estão representados por biotita e hornblenda. Apatita, minerais opacos e zircão representam as fases acessórias.

O monzogranito é porfirítico, de coloração cinza com tons rosados, holocristalino, leucocrático e de granulação grossa (Figura 4C). Microscopicamente, a rocha apresenta como textura principal granular hipidiomórfica, com plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino representando os minerais essenciais (Figura 4D).

O granodiorito é fanerítico, de coloração cinza esbranquiçada, holocristalino, hololeucocrático e de granulação média a grossa (Figura 4E). Microscopicamente apresenta textura principal granular halotriomórfica (Figura 4F). Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino.

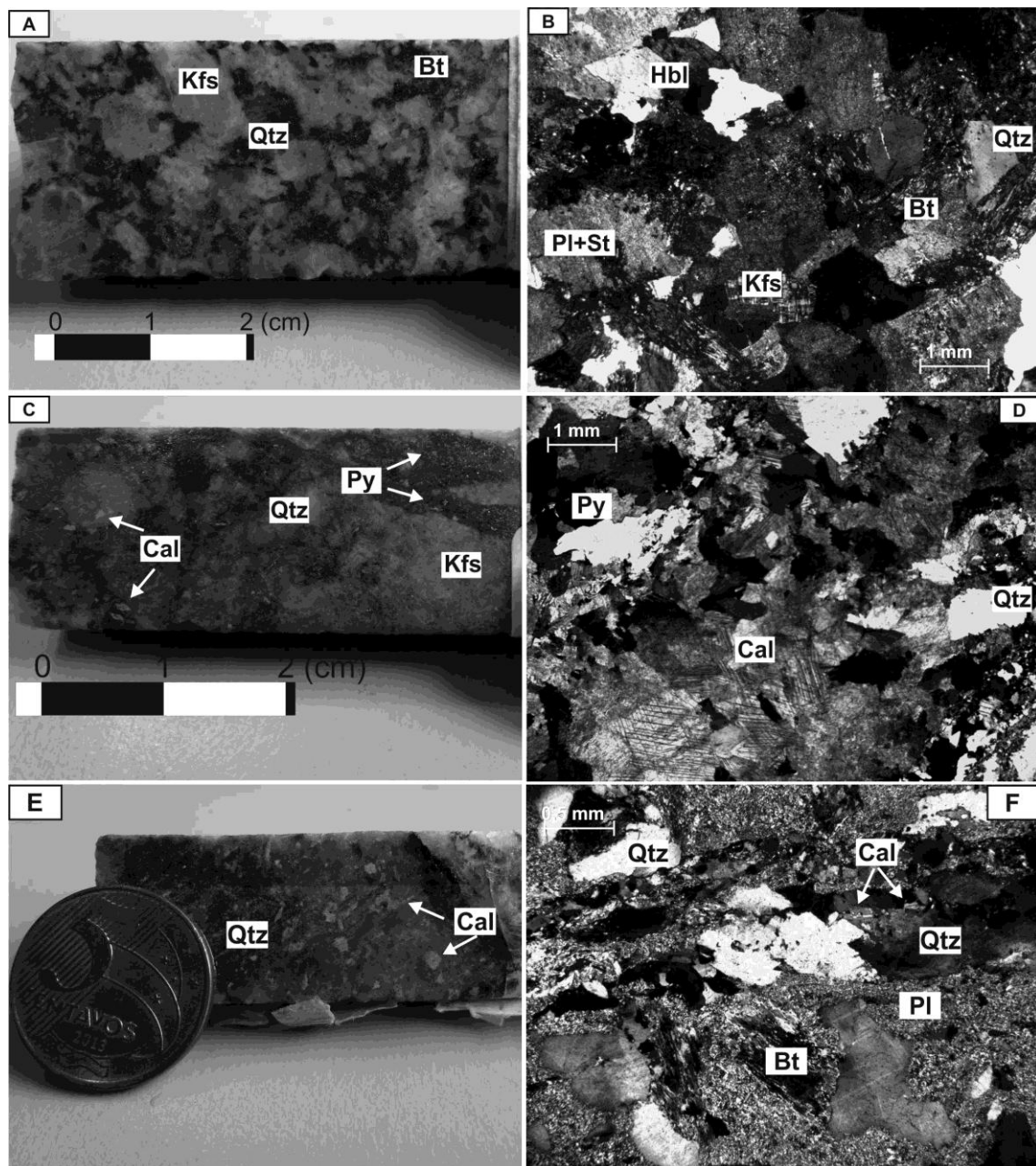


Figura 4 - Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas hospedeiras do alvo Jerimum de Cima. (A) Biotita-hornblenda tonalito porfirítico. (B) Fotomicrografia mostrando a textura inequigranular porfirítica do biotita-hornblenda tonalito. O plagioclásio indica forte alteração por sericitização. A biotita apresenta moderada alteração nas bordas. (C) Monzogranito apresenta textura porfirítica, cortada por redes de fraturas. (D) Textura principal granular hipidiomórfica do monzogranito; fortemente alterada por hidrotermalismo. (E) Granodiorito apresenta textura fanerítica, fortemente fraturada, preenchida por pirita, quartzo e calcita (F) Textura granular halotriomórfica com forte alteração de minerais máficos. Abreviações: Pl – plagioclásio, Qtz – quartzo St – sericita, Kfs – feldspato alcalino, Bt – biotita, Hbl – hornblenda, Py-pirita, Cal-calcita.

5.1.2 Babi

O alvo Babi está hospedado em granitoides classificados como titanita monzogranito, biotita monzogranito, biotita-hornblenda tonalito e monzogranito.

O titanita monzogranito é rocha porfírica, com coloração cinza e tons esverdeados e rosados, holocristalina, mesocrática e de granulação média (Figura 5A). É composta por fenocristais de quartzo anédricos, com dimensões entre 2 mm e 25 mm; plagioclásio esverdeado anédrico e feldspato alcalino rosado anédrico a subédrico, com dimensões entre 2 mm e 10 mm. Microscopicamente, a rocha apresenta textura principal porfírica, ocorrendo localmente textura de intercrescimento mirmequítico (Figura 5E). Plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino estão representando os minerais essenciais da rocha. Titanita e minerais opacos constituem os minerais acessórios.

O biotita monzogranito é rocha fanerítica de coloração cinza esbranquiçada, holocristalina, hololeucocrática e de granulação média a grossa (Figura 5B). É composta por feldspato alcalino rosa esbranquiçado anédrico, com dimensões entre 5 mm e 15 mm; plagioclásio esverdeado anédrico, com dimensões entre 4 mm e 12 mm e quartzo anédrico com dimensões entre 3 mm e 15 mm. Microscopicamente, a rocha apresenta textura granular hipidiomórfica e localmente ocorrem texturas de intercrescimento mirmequítico e pertítico (Figura 5F). Os minerais essenciais são plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo; biotita é o mineral varietal.

O biotita-hornblenda tonalito é porfírico com matriz inequigranular, de coloração rosada com tons pretos, holocristalino, leucocrático e com granulação variando de média a grossa (Figura 5C). É composto por feldspato alcalino rosado anédrico a subédrico, quartzo anédrico e plagioclásio verde esbranquiçado anédrico. Os cristais são inequigranulares, e o feldspato alcalino apresenta as maiores dimensões, variando de 10 mm a 20 mm. O quartzo varia de 2 mm a 10 mm e o plagioclásio variando de 3 mm a 15 mm. Microscopicamente, a textura principal é granular hipidiomórfica (Figura 5G). Plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino são os minerais essenciais da rocha. Os minerais varietais são biotita e hornblenda.

O monzogranito brechado é fanerítico, de cor cinza esverdeado com tons pretos, holocristalino, leucocrático e de granulação média (Figura 5D). Microscopicamente, a rocha apresenta textura principal granular alotriomórfica e, localmente, textura de intercrescimento mirmequítico e pertítico. Plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino são os minerais essenciais da rocha. O plagioclásio apresenta formas anédricas a subédricas, com alguns cristais alterando para sericita, com fraturas preenchidas por sericita e calcita (Figura 5H).

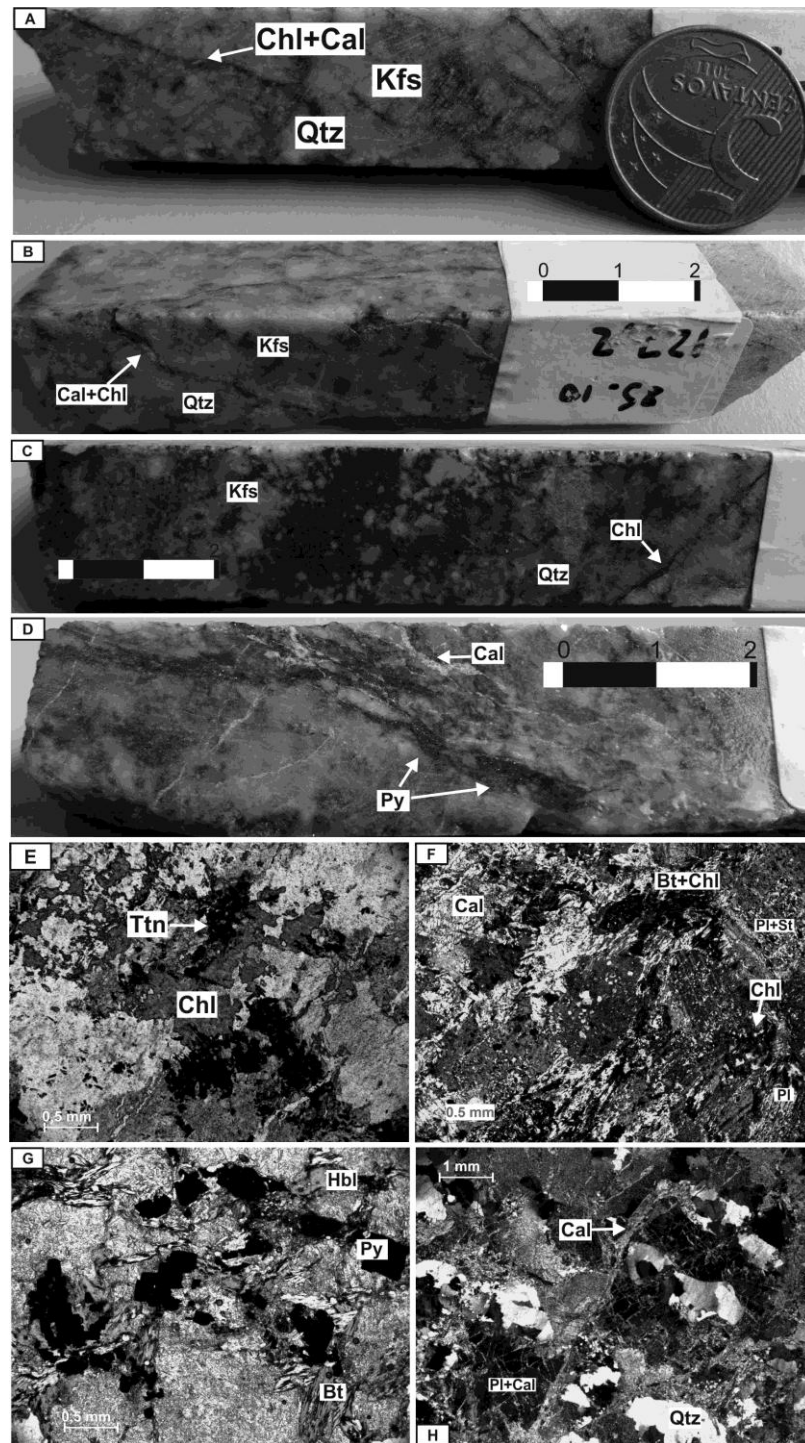


Figura 5 - Aspectos macroscópicos e microscópicos do alvo Babi. (A) Titanita monzogranito porfirítico com fraturas preenchidas por clorita e calcita. (B) Biotita monzogranito fanerítico, com fraturas preenchidas por clorita e calcita. (C) Biotita-hornblenda tonalito porfirítico com fraturas preenchidas por quartzo e clorita. (D) Monzogranito brechado com fraturas preenchidas por calcita e pirita. (E) Titanita monzogranito apresenta granulação grossa, ocorrendo localmente textura de intercrescimento mirmequítico.. (F) Biotita monzogranito apresenta textura granular hipidiomórfica, localmente ocorre textura de intercrescimento mirmequítico e pertítico. (G) No biotita-hornblenda tonalito a biotita ocorre como restos de lamelas formando agregados com sulfetos e clorita. A hornblenda apresenta-se em contato irregular com o plagioclásio. (H) Fraturas preenchidas por sericita e calcita no monzogranito brechado. Abreviações: Pl – plagioclásio, Qtz – quartzo, St – sericita, Kfs – feldspato alcalino, Bt – biotita, Chl – clorita, Hbl – hornblenda, Cal – calcita, Ttn – titanita, Py – pirita.

5.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO

Nos alvos Jerimum de Cima e Babi, minerais magmáticos (quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, hornblenda e titanita) em rochas menos alteradas apresentam-se bem preservados (Figura 6). Os dois alvos apresentam diferente comportamento em relação à alteração hidrotermal, principalmente na intensidade de ocorrência (Figura 7). Dois estilos de alteração hidrotermal são observados: pervasivo (predominantemente seletivo) e fissural (Figuras 6 e 8). Com o avanço da alteração pervasiva, caracterizado como o primeiro estágio de formação (Estágio I), sericita é originada do plagioclásio, clorita substitui a biotita e a hornblenda. A alteração fissural, descrito como o segundo estágio de ocorrência (Estágio II), é definida pela precipitação de quartzo, calcita, pirita e clorita em fraturas das rochas hospedeiras. Sericitização, silicificação e sulfetação ocorrem mais intensamente no alvo Jerimum de Cima, enquanto que cloritização e carbonatação ocorrem de modo equivalente nos dois alvos (Figuras 6 e 7).

Com relação à mineralização, apesar de amostras de zonas mineralizadas do alvo Jerimum de Cima terem sido investigadas neste trabalho e de relatório da mineradora Magellan Minerals (McMahon, 2011) mostrar teores de ouro entre 1,1 e 13,3 ppm (e valores isolados de até 345,8 ppm), não foi possível identificar partículas de ouro nesse alvo nem na investigação petrográfica convencional, nem com uso de MEV. McMahon (2011) ressalta, contudo, que a mineralização em geral correlaciona positivamente com o conteúdo de sulfetos e que o ouro ocorre em fraturas da pirita, entre cristais de pirita e raramente como inclusão nesse mineral. Isto mostra ser a sulfetação a alteração claramente relacionada com a mineralização.

No alvo Babi também não foram identificadas partículas de ouro. McMahon (2011) reportou teores de ouro entre 1,3 e 1,6 ppm, mas em apenas três intersecções, ressaltando o caráter “não mineralizado” desse alvo.

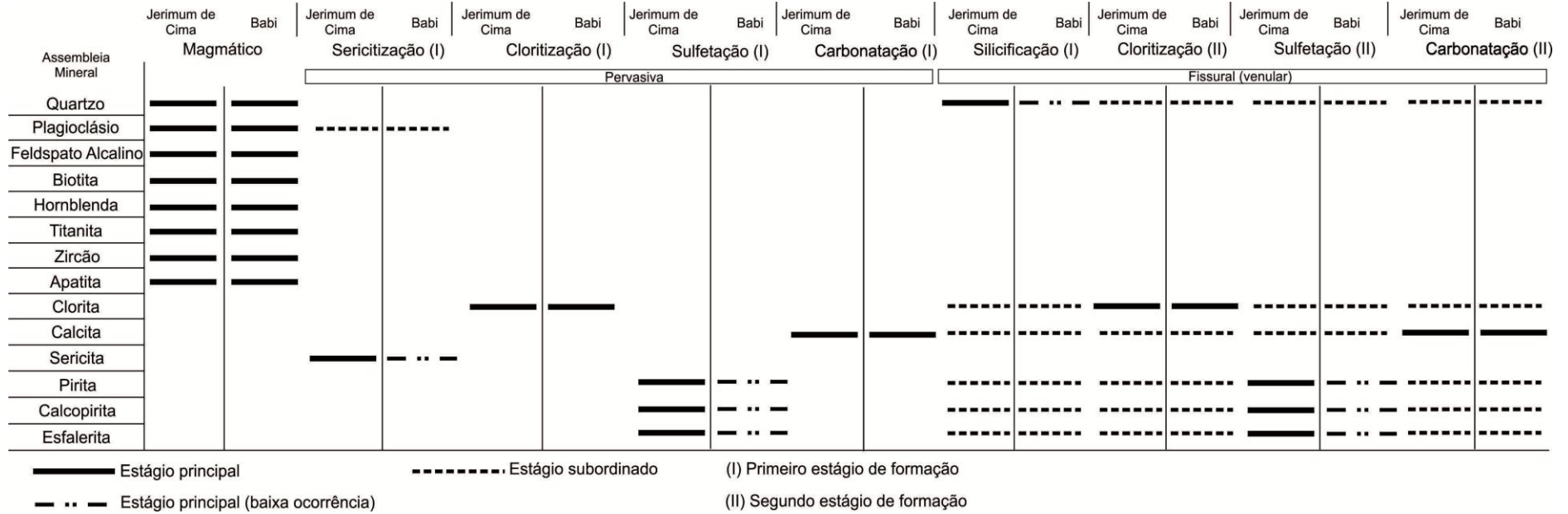


Figura 6 - Estilos de alteração hidrotermal nos depósitos Jerimum de Cima e Babi, e suas principais associações minerais observadas nos diferentes estágios de evolução das rochas dos dois alvos.

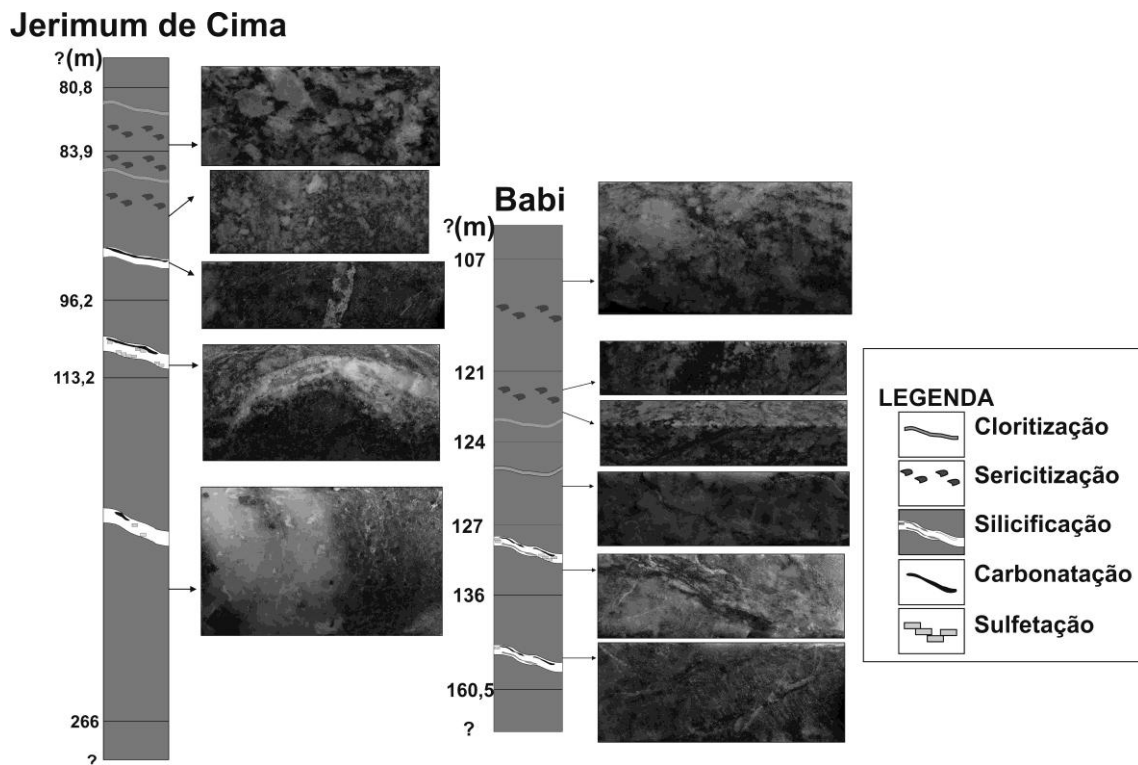


Figura 7 - Perfil esquemático representando a posição de ocorrência dos tipos de alteração hidrotermal nos alvos Jerimum de Cima e Babi.

Sericitização

Esta é a alteração pervasiva de caráter seletiva mais expressiva no alvo Jerimum de Cima, mas ocorre também no alvo Babi. A sericita substitui cristais de plagioclásio (Figuras 8A e 8B) e, por vezes, é produto da desferrificação da biotita. Está também presente em fraturas que ocorrem no plagioclásio e quartzo. Em ambos os casos, os cristais são muito finos.

Cloritização

Esta alteração ocorre intensamente nos dois alvos de forma pervasiva seletiva (Estágio I) (Figura 8A). A presença de clorita férrica, de coloração esverdeada e hábito vermicular, é uma característica forte nesta alteração; sendo resultado da substituição parcial ou total da biotita e hornblenda magmática. A clorita ocorre com formas anédricas, e em contato com biotita, sericita, calcita e plagioclásio. Por vezes a clorita ocorre também, classificado neste trabalho como o segundo estágio de ocorrência (Estágio II), em veios de assembleia quartzo + calcita + clorita + pirita (Figura 8B).

Silicificação

Esta alteração é mais comum no alvo Jerimum de Cima, no entanto, foi identificada também no alvo Babi. Ocorre em veios monominerálicos, que são marcantes no alvo Jerimum de Cima, em veios de quartzo-calcita (Figuras 8G e 8H), ou em veios poliminerálicos, de associação quartzo + calcita ± clorita + pirita (Figuras 8D e 8F).

Sulfetação

Esta alteração é marcada, em Jerimum de Cima, pela precipitação de pirita, mais abundante, esfalerita, calcopirita, galena e ouro. Neste trabalho foram classificados dois estágios desta alteração: o primeiro estágio tem o estilo pervasivo (Figura 8E) e o segundo estágio apresenta o estilo fissural (Figuras 8C, 8D e 8F), em veio de quartzo + calcita + sulfeto. No alvo Babi esta alteração ocorre fracamente. O estilo disseminado da alteração é a forma mais encontrada neste alvo.

Carbonatação

A carbonatação apresentou-se de forma equivalente nos dois alvos. Esta alteração representa a precipitação de calcita, que ocorre com formas subédricas a anédricas. Esta alteração apresenta dois estágios; o primeiro estágio tem o estilo pervasivo (Figura 8H), caracterizado pela alteração do plagioclásio; o segundo estágio apresenta o estilo de caráter fissural, em veio de quartzo-calcita (Figura 8G) ou de associação quartzo + calcita ± clorita + pirita + calcopirita (Figuras 8B, 8C, e 8D).

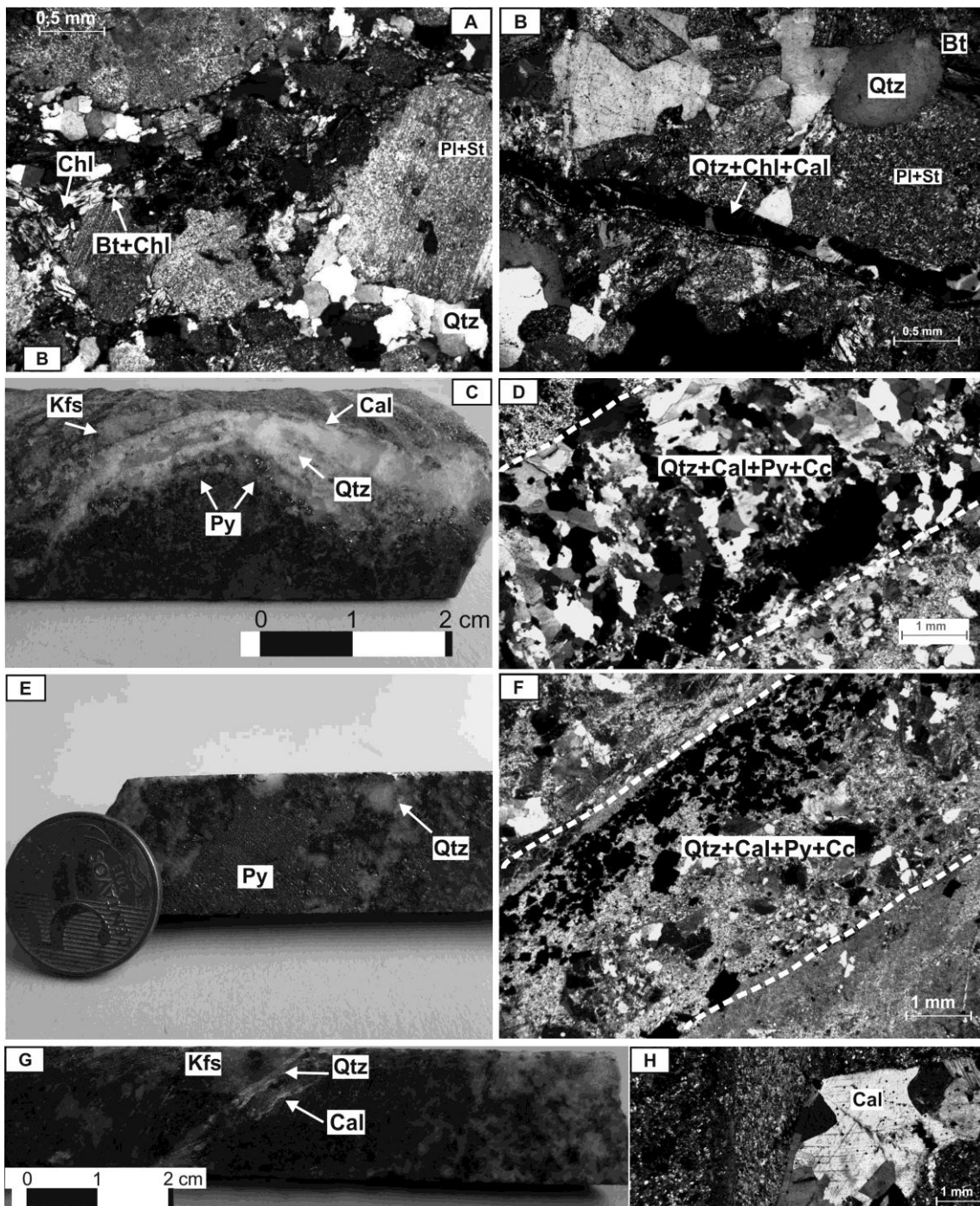


Figura 8 - (A) Sericitização e cloritização de origem pervasiva seletiva em tonalito do alvo Babi. O plagioclásio apresenta forte alteração para sericita e a biotita indica alteração para a clorita. (B) Cloritização de caráter fissural em granodiorito do alvo Jerimum de Cima. (C) e (D) Silicificação, sulfetação e carbonatação fissural em monzogranito do Jerimum de Cima. (E) Sulfetação de caráter pervasivo em tonalito do alvo Jerimum de Cima. (F) Silicificação, sulfetação e carbonatação fissural em monzogranito do alvo Babi. (G) Microvênulas preenchidas por calcita e quartzo em tonalito do alvo Jerimum de Cima. (H) Carbonatação de estilo pervasivo em monzogranito do alvo Babi.

No alvo Jerimum de Cima os sulfetos ocorrem de forma disseminada (Figuras 9A e 9B), em microfraturas e, predominantemente, em veios de quartzo e/ou sulfeto de espessuras milimétricas a centimétricas (Figuras 9C e 9D). Ao microscópio a pirita ocorre como cristais subédricos, por

vezes, com forma euédrica. Apresenta dimensões que variam de 0,5 mm a 3,5 mm (Figuras 10A e 10D); por vezes, em contato com titanita (Figura 10B) e calcita (Figuras 10E e 10F); esfalerita (Figura 10C), esta por vezes está incluída na pirita (Figura 10E); calcopirita (Figura 10E) e com inclusões de galena (Figura 10F). Por vezes, a pirita apresenta-se corroída ou fortemente fraturada. A esfalerita forma pequenos cristais anédricos que fazem contato irregular com a pirita e, por vezes, está incluída na pirita (Figuras 10C e 10E). A calcopirita apresenta formas anédricas e grande parte está incluída na pirita ou em contato com esta (Figura 10E). A galena ocorre raramente neste alvo, apenas foi observada com uso de MEV, incluída na pirita (Figura 10F). As texturas dos sulfetos indicam ação estrutural de deformação após a sulfetação, principalmente rúptil-dúctil.

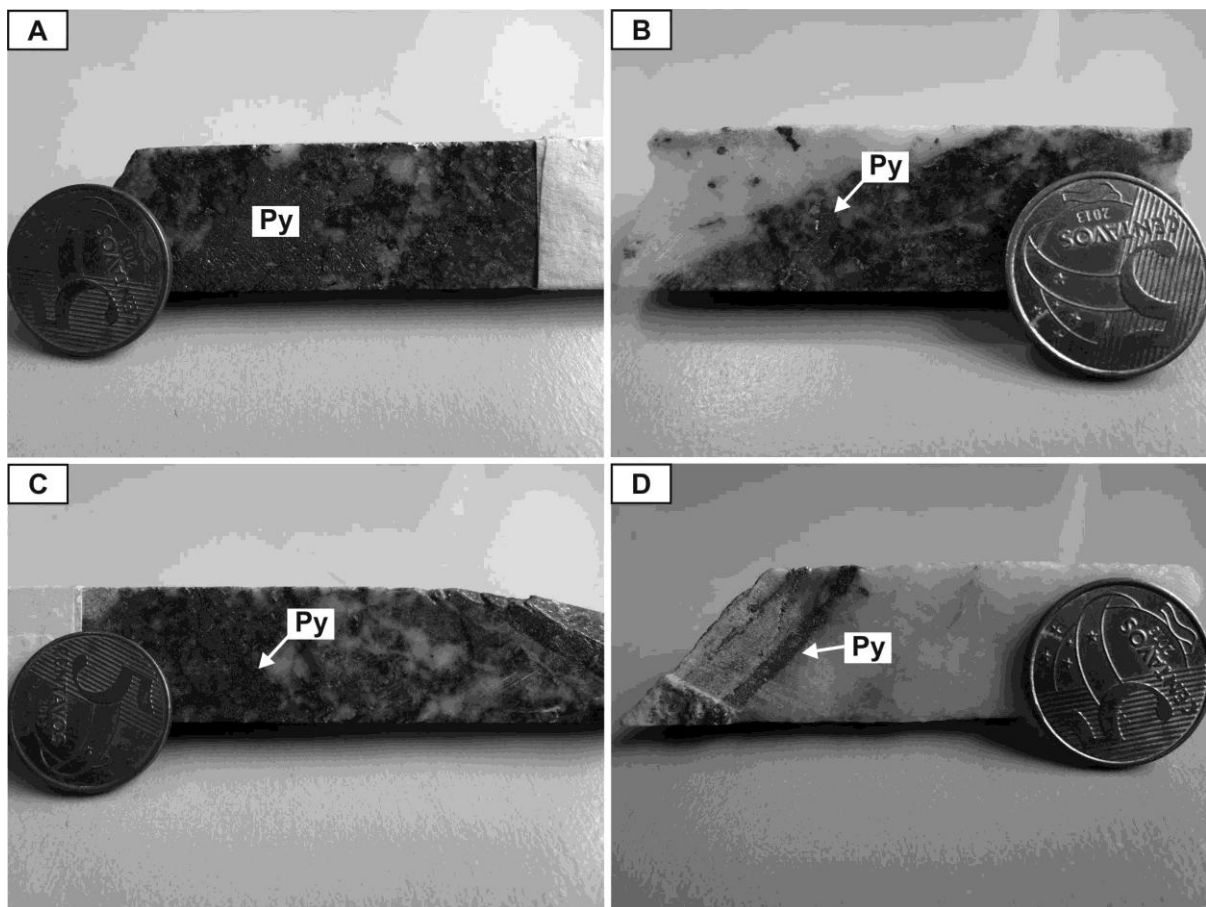


Figura 9 - Testemunhos de sondagem do alvo Jerimum de Cima, mostrando sulfetação. (A) e (B) Pirita disseminada em monzogranito. (C) Fratura preenchida por pirita. (D) Vênula de pirita na borda de um veio de quartzo. Abreviação: Py – pirita.

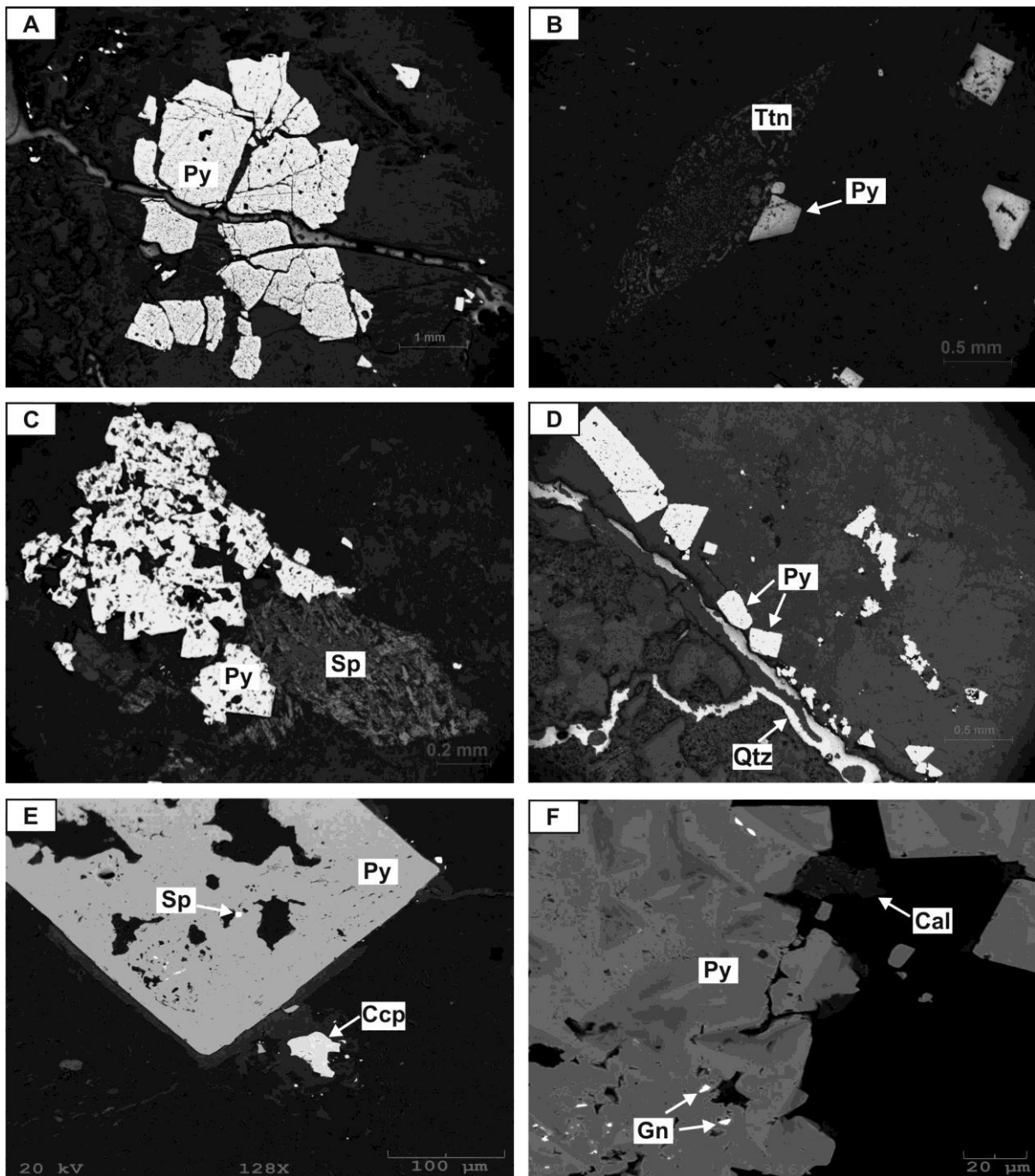


Figura 10 - Fotomicrografias de porções sulfetadas no alvo Jerimum de Cima. (A) Pirita fortemente fraturada e cortada por microvênulas de quartzo. (B) Pirita em contato brusco com restos de titanita. (C) Pirita anédrica com aspecto corroído em contato com esfalerita. (D) Pirita disseminada nas proximidades de microvênula de quartzo. (E) Imagem por MEV, mostrando inclusão de esfalerita em pirita subédrica e calcopirita englobada por calcita. (F) Imagem por MEV mostrando inclusões de galena em cristal de pirita em contato com calcita. Abreviações: Py – pirita, Ccp – calcopirita, Sp - esfalerita, Gn – galena e Cal – calcita.

No alvo Babi a sulfetação ocorre de uma maneira mais incipiente, e os sulfetos não se apresentam bem formados. A pirita é também o sulfeto mais abundante neste alvo. A sulfetação ocorre em pontos isolados (Figuras 11A, 11B e 11C), por vezes associada a veios de quartzo

(Figura 11D). Ao microscópio a pirita se apresenta com formas subédricas a anédricas, com dimensões entre 0,2 mm e 5 mm. Por vezes ocorre isoladamente, em contato com titanita (Figura 12A) e calcopirita (Figura 12B), associada a veios de quartzo (Figura 12C), ou associada irregularmente com a esfalerita (Figura 12D). A esfalerita ocorre raramente, às vezes isolada ou associada à pirita (Figura 12D). A calcopirita apresenta baixa ocorrência no alvo, quase sempre incluída na pirita (Figura 12B). Diferentemente do observado no alvo Jerimum de Cima, foi constatado um controle estrutural incipiente para a sulfetação.

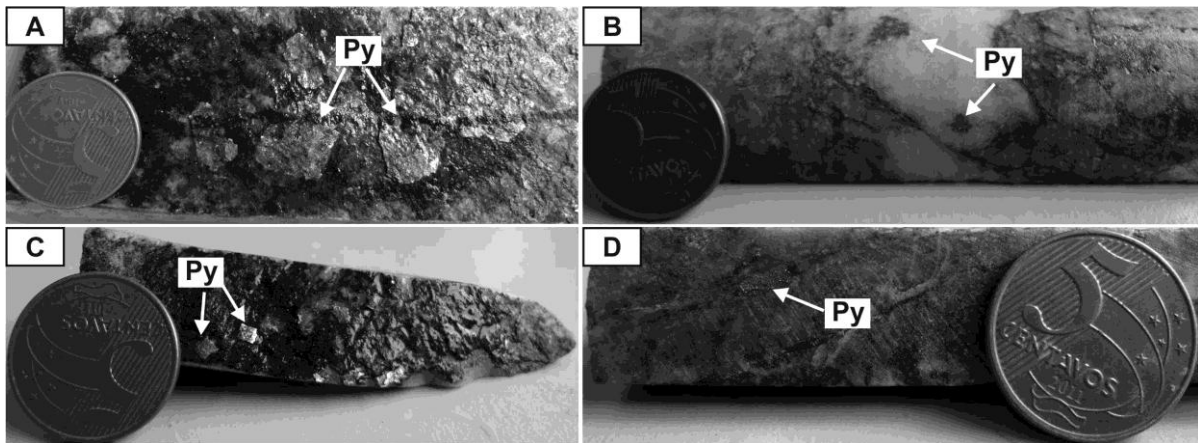


Figura 11 - Sulfetação no alvo Babi. (A) e (C) Pirita subédrica em monzogranito. (B) Pirita em veio de quartzo. (D) Pirita anédrica na borda de veio de quartzo. Abreviação: Py – pirita.

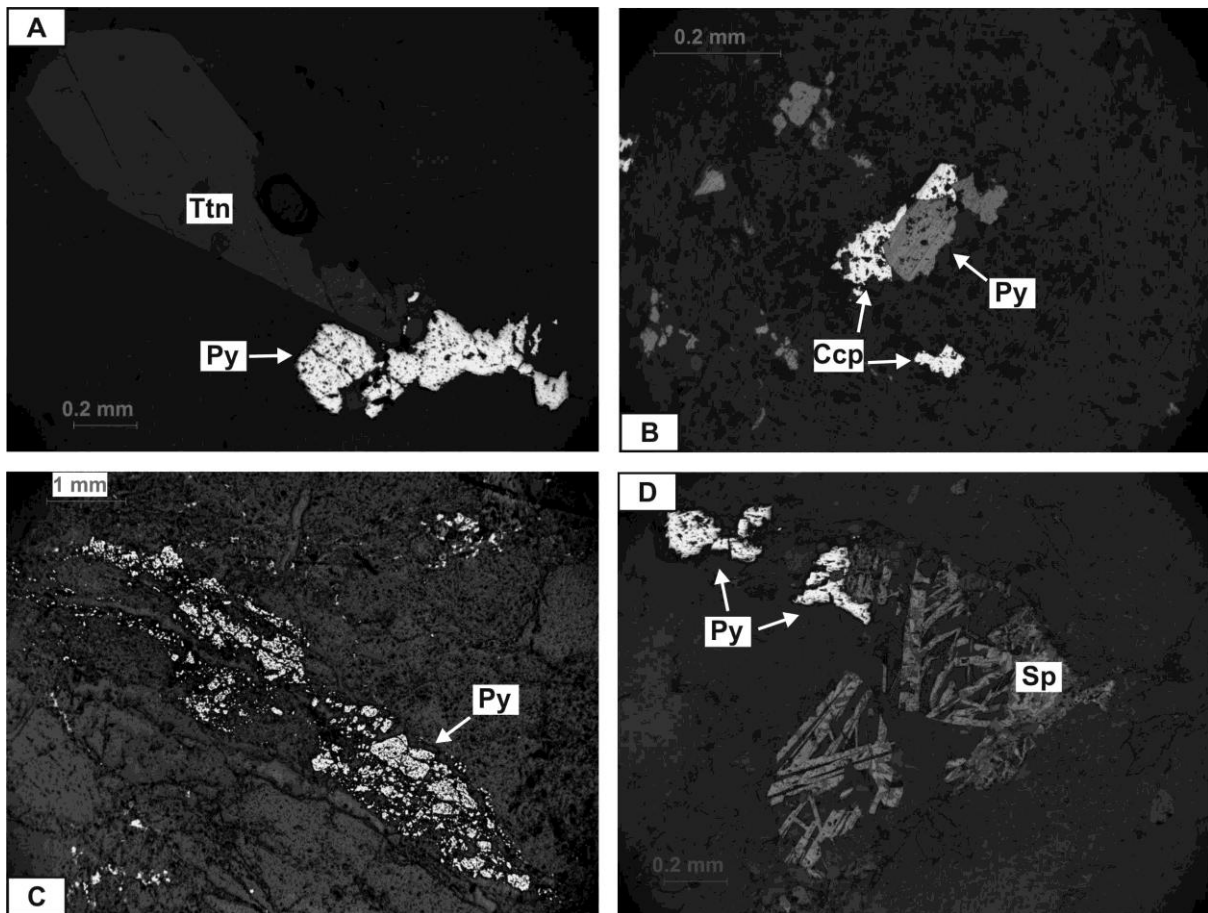


Figura 12 - Fotomicrografias de sulfetos do alvo Babi. (A) Pirita anédrica associada com titanita. (B) Pirita em contato com calcopirita. (C) Pirita fortemente oxidada associada com veio de quartzo. (D) Pirita associada com esfalerita. Abreviações: Py – pirita, Ccp – calcopirita, Sp - esfalerita, Ttn - titanita.

6 INCLUSÕES FLUIDAS

6.1 TIPOS E DISTRIBUIÇÃO

O estudo de inclusões fluidas (IF) foi realizado em quartzo de veios e agregados hospedados em diversos granitoides dos dois alvos, fracamente a fortemente alterados (Figuras 13A, 13B, 14A e 14B). Observou-se que os cristais de quartzo localizados em veios dos alvos Jerimum de Cima e Babi, geralmente fortemente fraturados (Figura 13C), apresentam poucas inclusões e com tamanhos inferiores a 5 μm . Cristais de quartzo em agregados nas zonas de alteração (silicificação) apresentam inclusões maiores e mais bem definidas.

No alvo Jerimum de Cima as IF ocorrem em grupos, isoladas ou em trilhas. Observações em temperatura ambiente e durante o resfriamento permitiram a definição de três tipos. O Tipo 1 é composto por inclusões carbônicas, com uma fase ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$), ou duas fases ($\text{CO}_{2\text{líquido}} - \text{CO}_{2\text{vapor}}$). Este tipo ocorre fracamente neste alvo, geralmente associado com as IF do Tipo 2 e está sempre

com evidência de vazamento e/ou estrangulamento. Mostra formas bem distintas, na grande maioria irregular e com tamanho médio de 6 μm (Figura 13D). O Tipo 2, inclusões aquocarbônicas, apresenta duas ou três fases, $\text{H}_2\text{O}_{\text{líquido}} - \text{CO}_{2\text{líquido}}$ e $\text{H}_2\text{O}_{\text{líquido}} - \text{CO}_{2\text{líquido}} - \text{CO}_{2\text{vapor}}$, respectivamente. Este tipo geralmente ocorre em grupos ou em trilhas. Apresenta bastante variação na morfologia das inclusões, por vezes cilíndrica, irregular, elipsoidal, arredondada, cristal negativo, e com tamanho bem variado, de 5 μm a 16 μm (Figuras 13D e 13F). Nessas inclusões, a fase carbônica ($\text{CO}_{2\text{vapor}} + \text{CO}_{2\text{líquido}}$) representa 50% a 90% do volume total das cavidades. O Tipo 2 encontra-se frequentemente associado com o Tipo 1 e, por vezes, com Tipo 3. As IF compostas por duas fases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{líquido}} - \text{H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) são classificadas como Tipo 3 ou aquosas. Este tipo é o mais abundante deste alvo; as IF geralmente ocorrem em grupos, podendo ser observadas isoladas ou em trilhas, com grande variação na sua morfologia (cilíndrica, irregular, cristal negativo, elipsoidal, retangular) e grande variação no tamanho, de 5 μm a 13 μm . O grau de preenchimento varia de 0,2 a 0,9 (Figuras 13E e 13F). Este tipo ocorre associado com o Tipo 2.

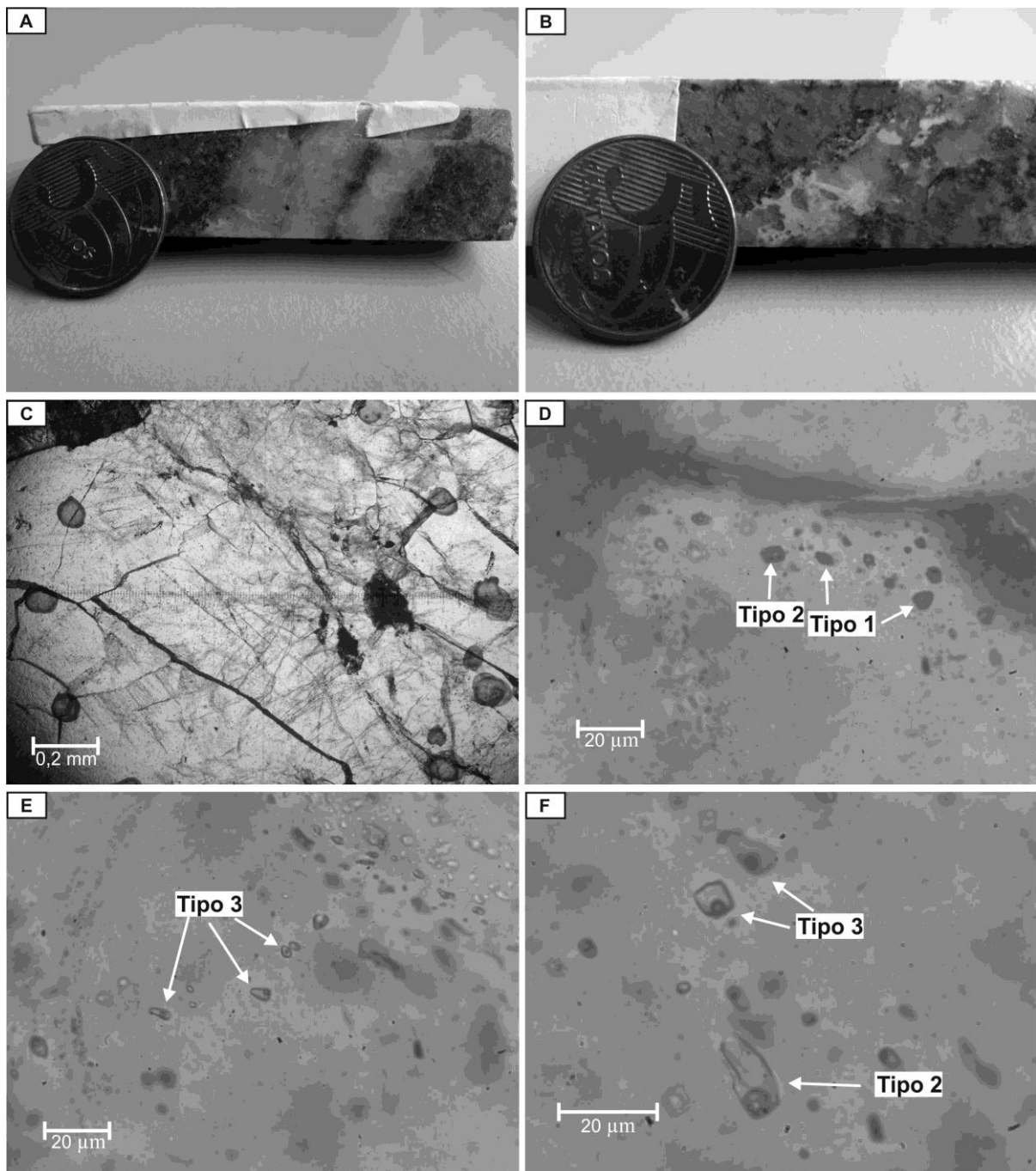


Figura 13 - (A) e (B) Aspectos macroscópicos dos veios hospedeiros e das inclusões fluidas do alvo Jerimum de Cima. Aspectos das inclusões em fotomicrografias. (C) Pontos escuros indicam a localização das inclusões fluidas no quartzo de veio fraturado. (D) Ocorrência de inclusões dos Tipos 1 e 2 próximo do limite do cristal do quartzo. (E) Inclusões do Tipo 3 que ocorrem em agrupamento de poucas inclusões, próximo à trilha de inclusões do mesmo tipo. (F) Inclusões dos Tipos 2 e 3 em proximidade espacial.

O Tipo 3 é o único encontrado no alvo Babi. Geralmente é composto por duas fases ($H_2O_{líquido} - H_2O_{vapor}$), ou até mesmo por uma única fase, a qual se apresentou metaestável. Comumente as inclusões ocorrem isoladas (Figura 14F), por vezes em grupo (Figuras 14C, 14D e

14E); com formas cilíndricas, retangulares, irregulares, arredondadas; com pequena variação no tamanho, de 4 μm a 9 μm , e com grau de preenchimento que varia de 0,1 a 0,6.

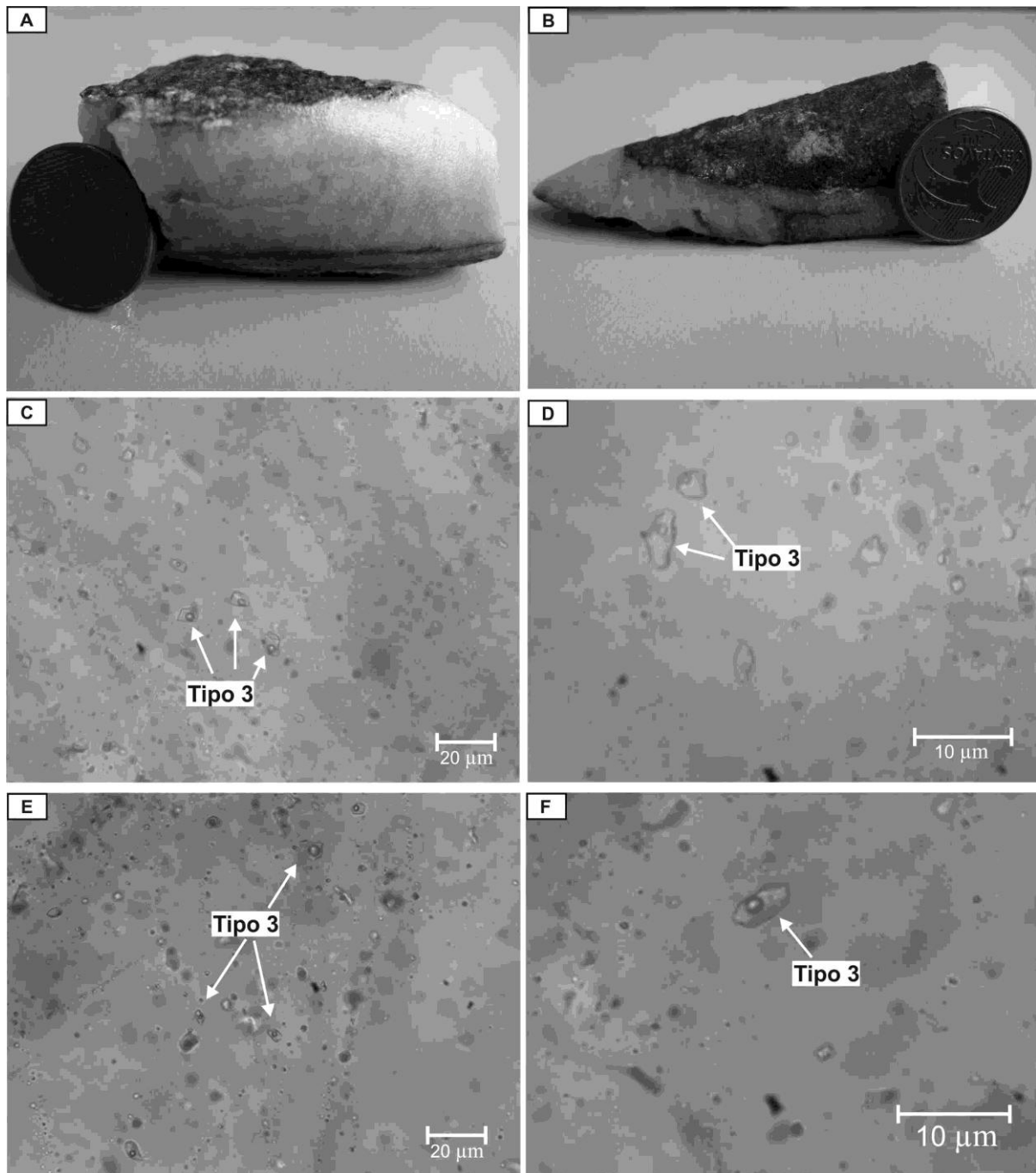


Figura 14 - (A) e (B) Veios de quartzo do alvo Babi a partir dos quais foram feitas as lâminas bipolidas para estudo das inclusões fluidas. (C), (D) e (E), inclusões do Tipo 3 em agrupamentos e em (F), ocorrência de inclusão do Tipo 3 isolada no veio.

6.2 RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS

As temperaturas de mudanças de fase obtidas no estudo microtermométrico serão referidas a seguir, no texto e figuras, com as seguintes abreviaturas: $T_f\text{CO}_2$: temperatura de fusão do CO_2 , $T_h\text{CO}_2$: temperatura de homogeneização do CO_2 , $T_f\text{Clat}$: temperatura de fusão do clatrato, T_{ht} : temperatura de homogeneização total, T_{fg} : temperatura de fusão do gelo.

6.2.1 Alvo Jerimum de Cima

Não foram obtidos dados microtermométricos para as inclusões carbônicas (Tipo 1), pois se apresentam com vazamento (parcial ou total) ou estranguladas. As inclusões aquocarbônicas (Tipo 2) apresentaram $T_f\text{CO}_2$ entre $-56,7$ e $-58,7^\circ\text{C}$ (Figura 15A). A $T_h\text{CO}_2$ nessas mesmas inclusões mostrou valores entre $27,4$ e $31,4^\circ\text{C}$ (Figura 15B), sempre ocorrendo para o estado líquido. A $T_f\text{Clat}$ forneceu valores entre $5,2$ e $9,5^\circ\text{C}$ (Figura 15C). A T_{ht} apresentou valores entre 144 e 448°C (Figura 15E) e a homogeneização ocorreu tanto para o estado líquido quanto para vapor (Figura 15F). Os resultados das análises no Tipo 3 forneceram valores de T_{fg} entre 0 e $-14,2^\circ\text{C}$ (Figura 15D) e não foi possível a observação da temperatura do eutético. A T_{ht} ocorreu entre 104 a 387°C (Figura 15E), todas homogeneizaram para o estado líquido.

6.2.2 Alvo Babi

No alvo Babi o Tipo 3 apresentou T_{fg} entre $-0,4$ e $-9,3^\circ\text{C}$ (Figura 15D). A T_{ht} revelou valores entre 136 e 410°C (Figura 15E), e todas as inclusões homogeneizaram para o estado líquido. Assim como no alvo Jerimum de Cima, não foi possível visualizar a temperatura do eutético para o Tipo 3.

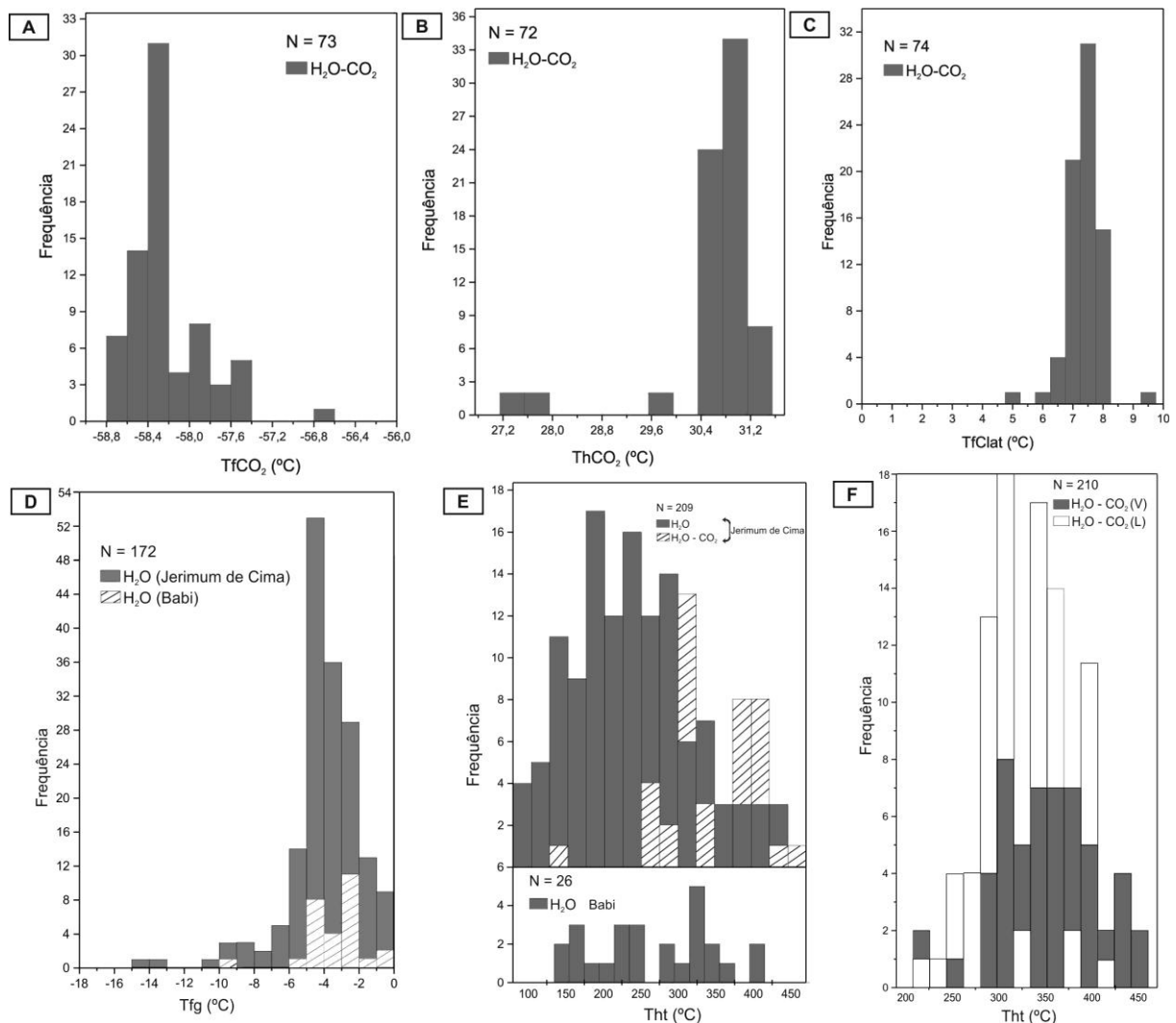


Figura 15 - Histogramas com resultados das análises microtermométricas das inclusões fluidas dos alvos Jerimum de Cima e Babi. (A) Temperatura de fusão do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 2 do alvo Jerimum de Cima. (B) Temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 2 do Jerimum de Cima. (C) Temperatura de fusão do clatrato do Tipo 2 do alvo Jerimum de Cima. (D) Temperatura de fusão do gelo do Tipo 3 dos alvos Jerimum de Cima e Babi. (E) Temperatura de homogeneização total dos Tipos 2 e 3 do alvo Jerimum de Cima e do Tipo 3 do alvo Babi. (F) Temperatura de homogeneização total (fornecendo o estado físico para qual a inclusão se homogeneizou: V: vapor, L: líquido) do Tipo 2 do alvo Jerimum de Cima.

6.3 DENSIDADE E COMPOSIÇÃO

Quanto à densidade e composição, as IF do Tipo 2 do alvo Jerimum de Cima apresentam densidade global entre 0,6 e 1,0 g/cm³ e densidade do CO₂ entre 0,4 e 0,7 g/cm³. A salinidade para este alvo, com base nas temperaturas de fusão do clatrato em inclusões aquocarbônicas, revelou valores entre 1 e 7,8% em peso equivalente de NaCl. Os valores de TfCO₂ nas IF do Tipo 2 indicam o CO₂ como o principal componente volátil na fase carbônica, porém com presença menor de outros voláteis, como o N₂ e/ou CH₄. Usando a abordagem gráfica de Van den Kerkhof & Thiery (1994), estimam-se frações molares inferiores a 0,2 para esses compostos.

O Tipo 3 tem densidade global entre 0,5 e 1 g/cm³, com salinidade entre 0 e 18% em peso equivalente de NaCl. Os Tipos 2 e 3 apresentam densidade com valores baixos a moderados, entre 0,4 e 0,7 g/cm³ e 0,5 e 1 g/cm³, respectivamente; assim como os valores de salinidade, entre 1 a 8,8% e 0 a 18% em peso equivalente de NaCl, respectivamente.

No alvo Babi a densidade para o Tipo 3 apresentou valores entre 0,5 e 1 g/cm³, com salinidade entre 0,7 e 13,2% em peso equivalente de NaCl. Assim como no alvo Jerimum de Cima, estes valores são baixos a moderados.

6.4 ORIGEM DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Para o alvo Jerimum de Cima, os dados microtermométricos e as características petrográficas das IF indicaram aprisionamento de três tipos de inclusões, carbônico, aquocarbônico e aquoso. As relações entre salinidade e temperatura de homogeneização final, quando os resultados são tomados em conjunto, mostram espalhamento dos dados e não são claras com relação a processos (i.e., tendências). Entretanto, abordando os resultados usando o conceito de assembleias de inclusões fluidas (FIA – *Fluid Inclusion Assemblage*, Goldstein & Reynolds, 1994; Chi & Lu, 2008), isto é, grupos de inclusões fluidas espacialmente associadas e aprisionadas num mesmo momento (em geral em grupos ou trilhas), a análise dos dados mostra-se mais consistente (Figuras 16). As IF aquocarbônicas representam uma população homogênea quanto à salinidade, composição, densidade e forma de ocorrência, revelando coexistência espacial com IF carbônicas e aquosas (Figura 16). Essa pequena variação composicional e de densidade indica que se trata de um único fluido. Por outro lado, estas IF (aquocarbônicas) mostraram grande variação em relação ao VCO₂ e apresentaram homogeneização final tanto no estado líquido quanto no gasoso, em intervalo relativamente similar de temperatura. Essa variação se dá entre diferentes amostras, mas também num mesmo campo microscópio e num mesmo agrupamento ou trilha (FIA). Esses dados podem ser indicativos de imiscibilidade de fluidos (separação de fases). A correlação mostrada pela redução da fração molar de NaCl com aumento da fração molar de CO₂ (Figura 17) corrobora a hipótese, e a variação de Tht em um mesmo grupamento ou trilha (FIA) pode ser explicada pelo aprisionamento de proporções variada de fluido aquoso e carbônico e por flutuação nas condições de pressão. Parte das IF aquosas com Tht elevadas, no mesmo intervalo de Tht e salinidade mostrado pelas IF aquocarbônicas (Figura 16), e que ocorrem em associação espacial com estas, podem representar parte desse fluido heterogêneo que não aprisionou CO₂. A covariância negativa entre os valores de Tht e salinidade observada em várias FIA (Figura 16) também corrobora essa interpretação. Outra parte das inclusões aquosas do alvo Jerimum de Cima, mostra salinidade e

temperaturas baixas e a disposição horizontal nos diagramas Tht x salinidade (Figura 16), em continuidade com as inclusões possivelmente geradas por separação de fases do fluido aquocarbônico, pode indicar mistura isoterma.

No alvo Babi, não há presença de inclusões carbônicas e aquocarbônicas, mas o Tipo 3 apresentou comportamento similar às do alvo Jerimum de Cima em relação entre salinidade e temperatura de homogeneização final (Figura 16). Assumindo a separação de fases discutida para o alvo Jerimum de Cima, é possível que o aprisionamento do fluido tenha sido mais tardio em Babi e apenas a fase aquosa foi aprisionada.

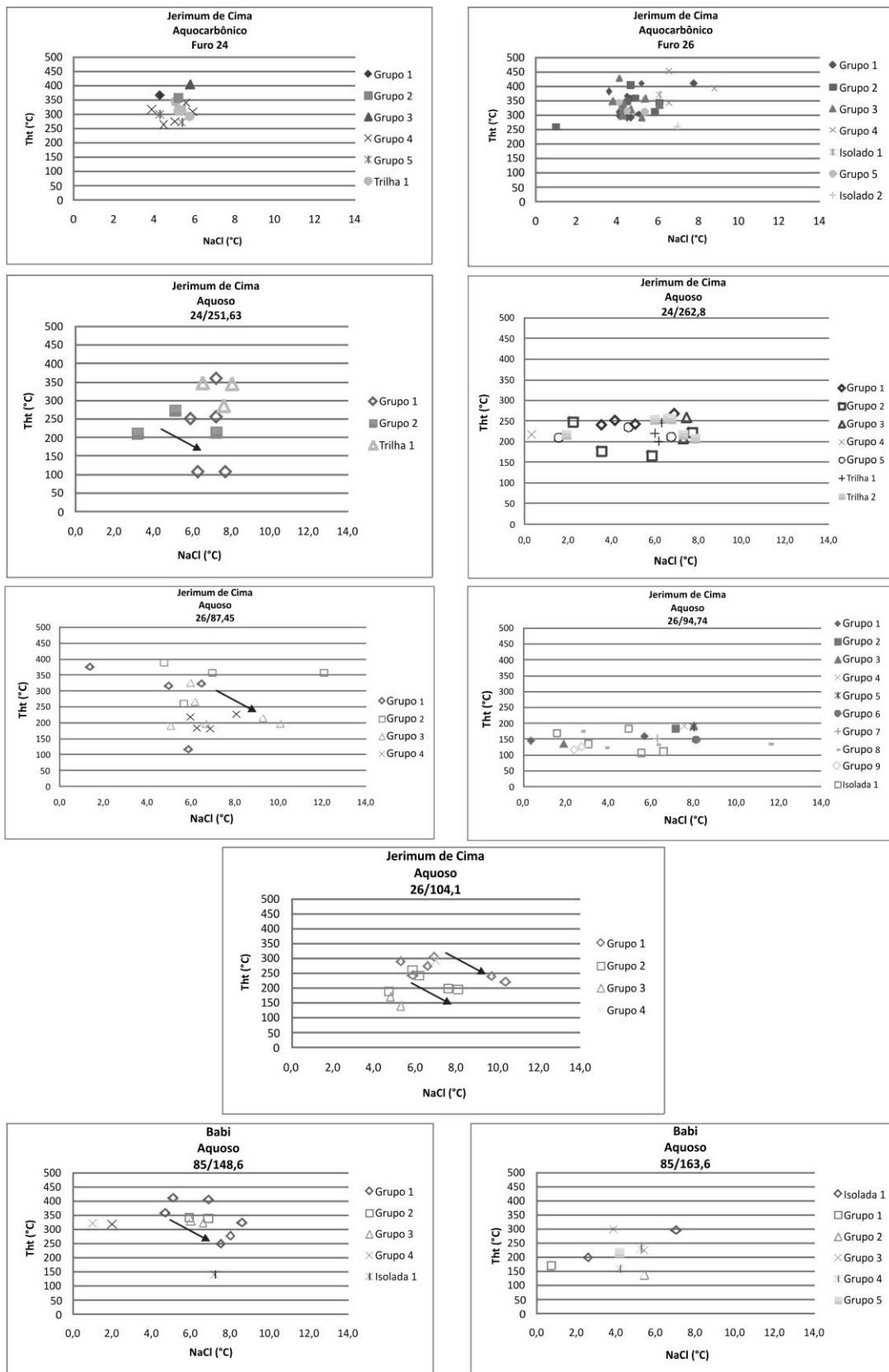


Figura 16 - Diagrama Tht (°C) versus salinidade (% NaCl) das inclusões fluidas dos Tipos 2 e 3 dos alvos Jerimum de Cima e Babi. Cada grupo ou trilha representa uma FIA (*Fluid Inclusion Assemblage*, ou seja, inclusões aprisionadas ao mesmo tempo). Setas indicam covariância negativa.

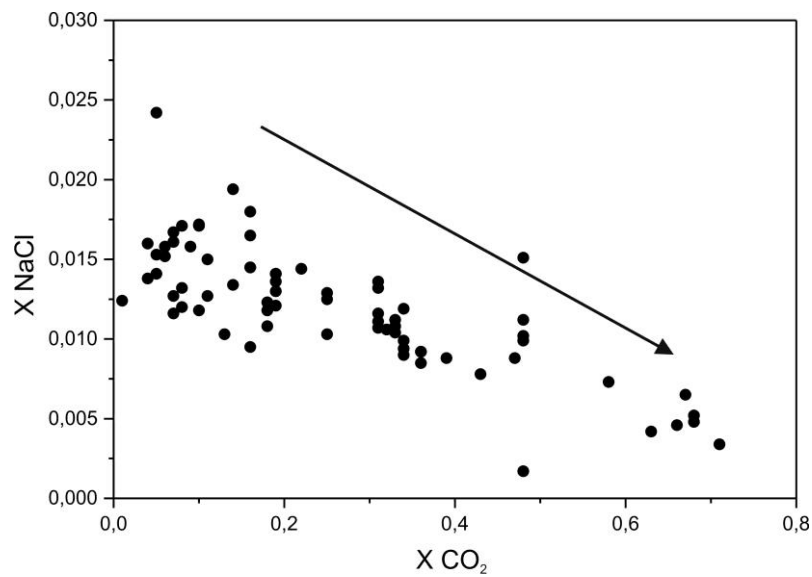


Figura 17 - Diagrama XNaCl – XCO₂ das inclusões fluidas do Tipo 2 (aquocarbônicas) do alvo Jerimum de Cima indicando redução da fração molar de NaCl com aumento da concentração de CO₂.

7 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A composição isotópica do oxigênio (O), carbono (C) e enxofre (S) foi determinada nos seguintes minerais hidrotermais: quartzo, sericita, clorita, calcita, pirita e esfalerita. Esses minerais foram extraídos de veios (alteração fissural), agregados e da rocha com alteração disseminada. Também foram analisados concentrados de quartzo magmático. Os resultados analíticos estão dispostos nas Tabelas 1 e 2.

Tabela 1 - Composição dos isótopos de O, C e S em minerais hidrotermais de veios e zonas de alteração disseminada no alvo Jerimum de Cima.

Amostra	Mineral	Estágio ou estilo de alteração	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰, CDT)
26/78,9	Quartzo	Veio	+10,68		
26/78,9	Pirita	Veio			+1,71
26/78,9	Quartzo	Disseminado	+11,47		
26/78,9	Pirita	Disseminado			+1,91
26/81,7	Quartzo	Agregado	+14,27		
26/81,7	Quartzo	Veio	+14,35		
26/81,7	Pirita	Veio			+1,95
26/81,7	Pirita	Disseminado			+2,33
26/81,7	Esfalerita	Disseminado			+1,47
26/94,75	Pirita	Disseminado			+1,77
26/94,75	Quartzo	Veio	+15,41		
26/94,75	Calcita	Veio	+9,69	-2,43	
26/94,75	Pirita	Veio			+1,40
26/97,4	Quartzo	Estágio magmático	+11,26		
26/97,4	Quartzo	Veio	+13,35		
26/97,4	Calcita	Veio	+9,56	-3,52	
26/97,4	Pirita	Veio			+1,73
26/97,4	Sericita	Disseminado	+10,81		
26/97,4	Calcita	Disseminado	+12,32	-2,33	
26/97,4	Pirita	Disseminado			+2,28
26/99,8	Quartzo	Disseminado	+11,99		
26/99,8	Clorita	Disseminado	+9,78		
26/99,8	Calcita	Disseminado	+9,37	-3,59	
24/262,80	Quartzo	Disseminado	+14,19		
24/262,80	Quartzo	Veio	+14,15		
24/262,80	Calcita	Veio	+8,18	-3,45	
24/262,80	Sericita	Disseminado	+10,37		
24/262,80	Calcita	Disseminado	+9,62	-2,40	
24/262,80	Pirita	Disseminado			+0,62

Tabela 2 - Composição dos isótopos de O, C e S em minerais hidrotermais de veios e zonas de alteração disseminada no alvo Babi.

Amostra	Mineral	Estágio ou estilo de alteração	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰, CDT)
85/109,9	Sericita	Disseminado	+10,14	–	–
85/109,9	Calcita	Disseminado	+10,80	-2,18	
85/109,9	Pirita	Disseminado	–	–	+0,57
85/144,6	Quartzo	Veio	+13,73		
85/148,6	Quartzo	Disseminado	+13,34		
85/148,6	Calcita	Disseminado	+12,27	-2,17	
85/148,6	Quartzo	Veio	+13,05		
85/149,6	Quartzo	Veio	+13,53		
85/149,6	Pirita	Veio			+0,74
85/149,6	Quartzo	Disseminado	+11,83		
85/149,6	Clorita	Disseminado	+9,85		
85/149,6	Calcita	Disseminado	+9,26	-3,90	
85/149,6	Pirita	Disseminado			+0,87
85/163,6	Calcita	Veio	+7,87	-4,64	
85/163,6	Pirita	Veio			+0,24
85/163,6	Quartzo	Disseminado	+10,62		
85/163,6	Sericita	Disseminado	+9,05		
85/163,6	Clorita	Disseminado	+9,85		
85/163,6	Calcita	Disseminado	+11,92	-2,95	
85/163,6	Pirita	Disseminado			+0,97

7.1 ALVO JERIMUM DE CIMA

No alvo Jerimum de Cima, o quartzo magmático mostrou valores díspares de +11,26 e +14,15‰. Os silicatos hidrotermais forneceram valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +11,47 a +14,27‰ para o quartzo de zona de alteração disseminada (agregado de silicificação), +10,68 a +15,41‰ para o quartzo de veio, +10,37 a +10,81‰ para a sericita disseminada e +9,78‰ para a única amostra de clorita da zona de alteração disseminada. A calcita forneceu valores de +9,37 a +12,32‰ para a zona de alteração disseminada e +8,18 a +9,69‰ para os veios (Figura 18). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para a calcita disseminada variam de -3,59 a -2,40‰ e de -3,52 a -2,43‰ para a calcita extraída de veios. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para a pirita disseminada variam predominantemente entre +1,77 e +2,33‰ (com um valor isolado de +0,62‰) e na pirita do veio variam muito pouco, de +1,40 a +1,73‰. O valor de $\delta^{34}\text{S}$ para a única amostra de esfalerita da zona de alteração disseminada é de +1,47‰.

7.2 ALVO BABI

O quartzo do alvo Babi forneceu valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +10,62 a +13,34‰ nas de zonas de alteração nas rochas hospedeiras e de +13,05 a +13,73‰ para o quartzo extraído de veios. Foram obtidos valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +9,05 a +10,14‰ para a sericita e +9,85‰ para a clorita disseminada, além de valores de +9,26 a +12,27‰ para a calcita disseminada e +7,87‰ para a calcita extraída de veio (Figura 18). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para a calcita da zona de alteração variam de -3,90 a -2,17‰ e é -4,64‰ para a calcita extraída do veio. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para a pirita disseminada variam de +0,57 a +0,97‰ e para a pirita de veio variam de +0,24 a +0,74‰.

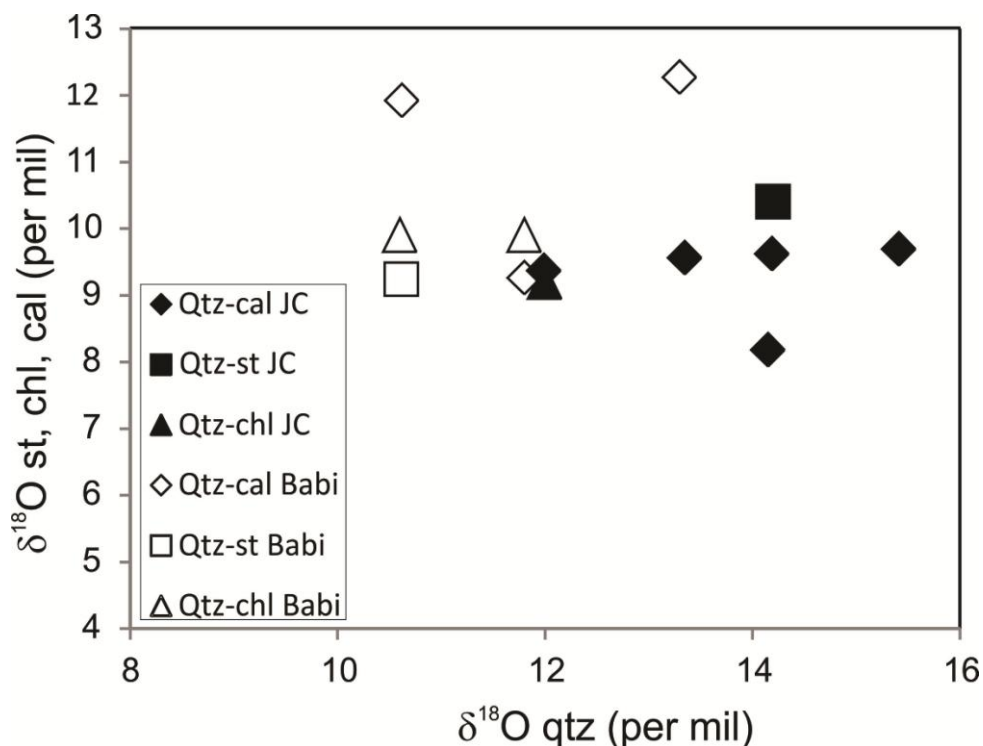


Figura 18 - Diagrama que compara valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo e dos minerais hidrotermais dos alvos Jerimum de Cima e Babi.

7.3 GEOTERMOMETRIA ISOTÓPICA

Temperaturas foram calculadas para diversos pares minerais, usando equações de fracionamento isotópico adequadas e assumindo equilíbrio (petrográfico) na formação dos minerais. As temperaturas calculadas encontram-se na Tabela 3. Os resultados mostram três grupos de valores: (1) acima de 660°C, (2) entre 305 e 330°C para alteração disseminada e (3) entre 108 e 205°C para alteração disseminada e em veio.

Os primeiros são valores superiores às temperaturas magmáticas e entende-se que não representam temperaturas de equilíbrio. Em geral envolvem clorita e sericita e é provável que a

composição isotópica desses minerais reflita substituição incompleta do mineral máfico ou feldspato original (p.ex., Kontak *et al.*, 2011). Os valores intermediários são condizentes com as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas aquocarbônicas e parte das aquosas e podem ser considerados como geologicamente relevantes. Os últimos, todos obtidos em pares quartzo-calcita são bastante variáveis, mas também compatíveis com temperaturas obtidas em inclusões fluidas aquosas.

Tabela 3 - Temperaturas calculadas a partir do fracionamento isotópico entre minerais hidrotermais.

JERIMUM DE CIMA			
Amostra	Estilo de alteração	Par	T (°C)*
24/262,80	Disseminada	Qtz-St	330
26/99,8	Disseminada	Qtz-Chl	(664)
24/262,80	Disseminada	Qtz-Cal	162
24/262,80	Veio	Qtz-Cal	108
26/94,75	Veio	Qtz-Cal	118
26/97,4	Veio	Qtz-Cal	205
26/99,8	Disseminada	Qtz-Cal	305
26/81,7	Disseminada	Py-Sp	318
BABI			
Amostra	Estilo de alteração	Par	T (°C)*
85/163,6	Disseminada	Qtz-St	(680)
85/149,6	Disseminada	Qtz-Chl	(889)
85/163,6	Disseminada	Qtz-Chl	(1474)
85/148,6	Disseminada	Qtz-Cal	(660)
85/149,6	Disseminada	Qtz-Cal	317
85/109,9	Disseminada	St-Cal	(900)

*Valores entre parêntesis não representam equilíbrio. Para os demais, ver discussão no texto.

Equações de fracionamento: Quartzo-muscovita e muscovita-calcita (Chacko *et al.* 1996); Quartzo-clorita (Zheng, 1993); Quartzo-calcita (Sharp & Kirchner, 1994); Pirita-esfalerita (Ohmoto & Rye, 1979).

Abreviaturas: Qtz - quartzo, St - sericita, Chl - clorita, Cal - calcita, Py - pirita e Sp - esfalerita.

8 DISCUSSÕES

8.1 CAUSAS DAS VARIAÇÕES ISOTÓPICAS

Num sistema fechado, em que minerais se formam a partir de um único fluido e em condições isotermais, as variações na composição isotópica dos minerais coexistentes deve ser mínima (p.ex., Sheppard, 1986). Não é isso que se observa neste estudo, mesmo para um mesmo tipo ou estágio de alteração (veios e disseminada). Variações isotópicas significativas dentro de um sistema hidrotermal são mais comumente advindas de: (1) variação na temperatura de precipitação (diferentes estágios), (2) variação na composição do fluido (mistura), (3) desequilíbrio (alteração posterior à cristalização) ou (4) combinação desses fatores. Efetivamente, a sequência de alteração disseminada/pervasiva seguida de fissural/venular foi documentada neste estudo, assim como presença de fluidos com diferentes composições e temperaturas de aprisionamento.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo mostram-se bastante variáveis nos veios e observa-se uma concentração de valores em torno de +11 e +14,5‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da calcita mostram-se variáveis entre diferentes amostras, mas com boa correlação positiva em Babi e fraca em Jerimum de Cima (Figura 18). Essa boa correlação pode indicar, segundo Zheng & Hoefs (1993), precipitação de calcita por mistura de fluidos com diferente salinidade ou por fluido que contém HCO_3^- devido a efeito de temperatura associado com desgaseificação de CO_2 ou interação fluido-rocha. Observa-se na Figura 18 que há uma variação significativa dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo, sem correspondente variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita. Isso pode resultar de mistura de fluidos, ou deposição em temperaturas diferentes (vários estágios), ou ausência de equilíbrio. O estudo de inclusões fluidas não indica mistura de fluidos em Babi, nem presença de inclusões portadoras de CO_2 nesse alvo. Portanto, é provável que a calcita tenha se depositado em um estágio distinto do quartzo ou que tenha sido afetada por alteração secundária, provocada por fluido aquoso (desprovido de CO_2 – de modo que só o oxigênio foi afetado).

8.2 TEMPERATURA E PRESSÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E DA MINERALIZAÇÃO

Para se determinar as condições de pressão e temperatura da alteração hidrotermal e/ou mineralização nos dois alvos foram usados os dados de temperatura de homogeneização das inclusões fluidas e as temperaturas obtidas por termometria isotópica. Isócoras calculadas para os fluidos aquocarbônicos e/ou aquosos e para o intervalo de variação de densidades desses fluidos estão representadas nas Figuras 19 (Jerimum de Cima) e 20 (Babi).

Para o alvo Jerimum de Cima, a Figura 19 mostra que isócoras dos diferentes tipos (aquocarbônicas e aquosas) não se cruzam no espaço P-T. Isso quer dizer que não evidenciam mistura de fluidos, ou que, se houve mistura, os fluidos evoluíram em trajetórias paralelas de P-T (não há contraste significativo de densidade). É digno de nota que o intervalo de temperatura obtido por geotermometria isotópica (318-330°C) é coincidente com valores de temperatura de homogeneização total das inclusões aquocarbônicas e que as isócoras dessas inclusões seccionam o *solvus* do sistema H₂O-CO₂-NaCl nesse mesmo intervalo de temperatura. Esses fatos, aliados à associação entre mineralização e sulfetação e à ocorrência de separação de fases, indicam que as temperaturas obtidas representam o estágio de alteração hidrotermal disseminada e, em consequência, a mineralização. As temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas aquocarbônicas, predominantemente no intervalo 300-400°C indicam que a alteração venular formou-se em intervalo de temperatura similar ao da alteração disseminada. Assim, a mineralização em Jerimum de Cima ocorreu no intervalo de 318 a 330°C e 1,3 a 2,0 kbar a partir de fluidos originalmente aquocarbônicos. A presença de inclusões aquosas de mais baixa temperatura (100-250°C) e as temperaturas obtidas pelos pares quartzo-calcita (108-205°C) indicam que a carbonatação se deu em temperatura inferior. Não há certeza, entretanto, se essas são temperaturas de equilíbrio, já que são bastante variáveis.

No alvo Babi, as alterações disseminadas e venular ocorreram em condições similares às do alvo Jerimum de Cima, conforme a termometria isotópica e homogeneização final das inclusões aquosas (Figura 16), embora apenas o fluido aquoso tenha sido registrado em Babi.

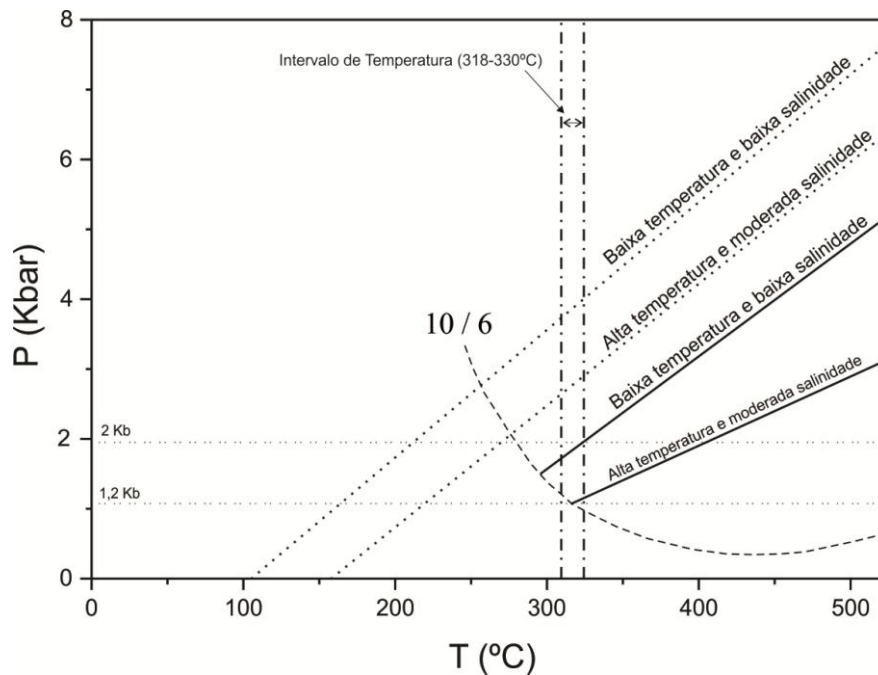


Figura 19 - Diagrama Pressão (Kbar) - Temperatura (°C) para inclusões fluidas dos Tipos 2 e 3 do alvo Jerimum de Cima. A curva tracejada representa o solvus do sistema H₂O – CO₂ – NaCl com 10 mol% CO₂ e 6% de NaCl (Bowers & Helgeson, 1983). As isócoras pontilhadas representam o fluido aquoso e as isócoras de linhas cheias representam o fluido aquocarbônico. As linhas verticais delimitam o intervalo de temperatura obtido pela termometria isotópica (Tabela 2).

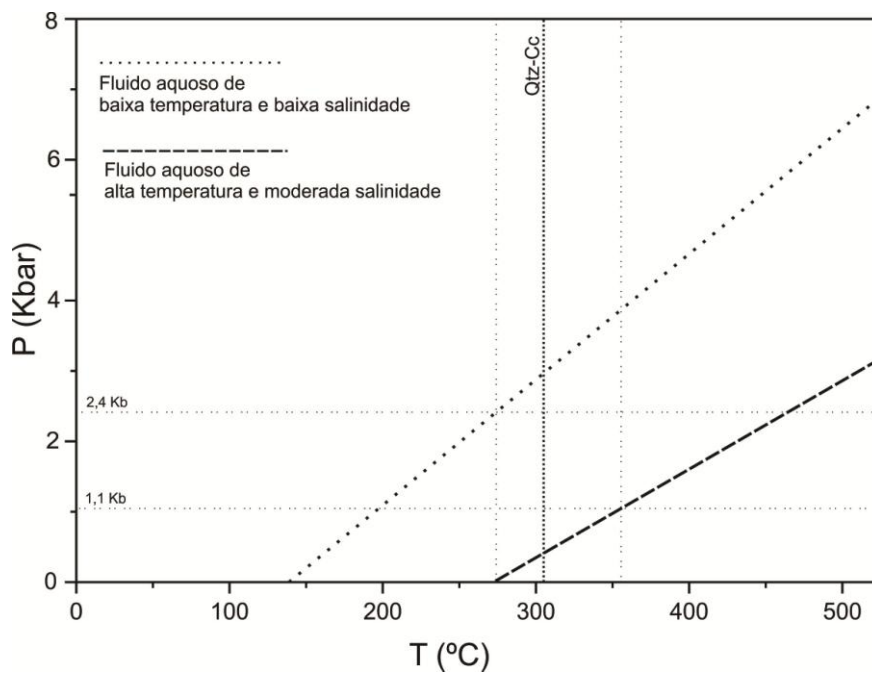


Figura 20 - Diagrama Pressão (Kbar) - Temperatura (°C) das inclusões fluidas do Tipo 3 do alvo Babi. A linha vertical pontilhada representa a temperatura obtida pelo par quartzo – calcita por isótopos estáveis.

8.3 COMPOSIÇÃO E FONTE DOS FLUIDOS

A composição isotópica dos minerais hidrotermais em equilíbrio com fluido foi calculada para intervalos de temperatura de 330° a 318°C para os silicatos e de 305° a 205°C para a calcita, conforme os dados petrográficos, da termometria isotópica e homogeneização de inclusões fluidas. Os resultados são apresentados na Tabela 4, juntamente com as equações de fracionamento mineral-H₂O utilizadas no cálculo.

Tabela 4 - Composição isotópica do oxigênio do fluido ($\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$, ‰ SMOW) em equilíbrio com minerais hidrotermais, calculado para diferentes temperaturas.

Depósito	Estilo de alteração	Mineral-H ₂ O*	330°C	318°C	305°C	205°C
Jerimum de Cima	Veio / agregado	quartzo	+4,8 a +8,3	+4,4 a +7,9	-	-
		quartzo	+5,5	+5,2	-	-
	Disseminada	sericita	+8,2	+7,7	-	-
	Disseminada	clorita	+9,6	+9,4	-	-
	Disseminada	calcita	+4,6	+4,2	+4,2 a	+0,1 a
			a+7,5	a+7,2	+6,9	+3,0
	Veio	calcita	+3,4 a +4,8	+3,1 a +4,7	+2,7 a +4,1	-1,1 a +0,4
Babi	Veio	quartzo	+4,8 a +7,9	+4,4 a +7,5	-	-
			quartzo	+6,0 a +7,5	+5,6 a +7,1	-
	Disseminada	sericita	+6,4 a +7,5	+6,1 a +7,2	-	-
	Disseminada	clorita	+10,3	+10,1	-	-
	Disseminada	calcita	+4,4 a +7,4	+4,1 a +7,1	+4,2 a +7,2	0,0 a +3,0
			calcita	+3,0	+2,7	+2,8

*Equações de fracionamento isotópico: Quartzo-H₂O (Matsuhisa et al., 1979), Muscovita-H₂O (O'Neil & Taylor, 1969), Clorita-H₂O (Wenner & Taylor, 1971), Calcita-H₂O (Friedman & O'Neil, 1977).

No alvo Jerimum de Cima, os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ mostram variação expressiva, de +4,4 a +8,3‰ no quartzo de veios. Valores menos variáveis, mas dentro desse mesmo intervalo foram calculados para quartzo, sericita e clorita da alteração disseminada. Variação desse porte para o estreito intervalo de temperatura utilizado requer fluidos variados (mistura) ou evolução na composição do fluido. Evidências de mistura podem ser indicadas pelas inclusões fluidas aquosas, que mostram variação de temperatura de homogeneização e salinidade em uma mesma assembleia de inclusões (FIA, Figura. 16). Valores acima de +5,5‰ são compatíveis com derivação magmática ou metamórfica. Não dispomos de valores de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ para uma melhor definição, mas a ausência de evento metamórfico na época atribuída para a mineralização (Assunção & Klein, 2014; Silva Junior *et al.*, 2015), favorece derivação magmática. Valores inferiores a +5,5‰, dada a evidência de

mistura com fluido de baixa temperatura e baixa salinidade, indica participação de fluido meteórico (Figura 16). Os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ calculados a partir da calcita corroboram com maior participação de água meteórica em estágios mais tardios de alteração.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 do fluido calculado para a calcita disseminada variam de -0,3 a -1,5‰ (305°C) e de -2,1 a -3,2‰ (205°C) para calcita de veio no alvo Jerimum de Cima; e -0,1 a -1,8‰ (305°C) e -4,3‰ (205°C) para calcita disseminada e de veio, respectivamente, no alvo Babi. Os valores mais negativos são de difícil interpretação, pois coincidem com os valores do carbono magmático, metamórfico e sedimentar, enquanto que os valores mais elevados se aproximam dos carbonatos marinhos (Ohmoto & Rye, 1979). Carbonatos marinhos não são conhecidos na Província Tapajós, de forma que essa fonte pode ser descartada, assim como a já citada ausência de metamorfismo sugere a não derivação a partir de fluido metamórfico. Portanto, carbono magmático (\pm mantélico) parece ser a fonte mais provável para o CO_2 . Eventual desvio da composição magmática original pode ser derivada de mistura de fluidos, o que parece ter acontecido nos alvos estudados e precipitação de calcita por fluido composto por HCO_3^- , em processo associado com degaseificação de CO_2 a partir de magma ou interação fluido-rocha (p.ex., Zheng & Hoefs, 1993), o que é corroborado pela covariância positiva entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da calcita.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ do fluido sulfetado (H_2S), nas condições físico-químicas e mineralógicas descritas para Jerimum de Cima e Babi são próximos dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ medidos nos sulfetos (Ohmoto & Rye, 1979). Esses valores (+1,4 a +1,7‰ em Jerimum de Cima, 0,2 a 0,9‰ em Babi) são compatíveis com enxofre de derivação magmática, direta ou por lixiviação de sulfetos de rochas ígneas (Ohmoto & Rye, 1979).

8.4 COMPARAÇÃO ENTRE JERIMUM DE CIMA E BABI E OUTROS DEPÓSITOS DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ

Um estudo comparativo entre os alvos Jerimum de Cima e Babi é de fundamental importância para entender os diferentes processos para a formação destes depósitos. Em relação à alteração hidrotermal, nos dois alvos ocorreram de forma fissural, por vezes, pervasiva seletiva (disseminada). A principal diferença é em relação à sulfetação, que é mais expressiva no Jerimum de Cima. No entanto, em relação à assembleia mineralógica é bem semelhante nos dois alvos, com ocorrência de pirita, esfalerita, calcopirita e, raramente, galena. Sericitização e silicificação ocorrem mais expressivamente no Jerimum de Cima, enquanto que cloritização e carbonatação não foram observadas diferenças na ocorrência nos dois alvos, quase que igual. Estas informações vão de encontro com os dados obtidos por Assunção & Klein (2014) e Araújo (2014), nos depósitos

Moreira Gomes e Central, respectivamente. No entanto, Assunção & Klein (2014) identificaram ocorrência de epidotização no depósito Moreira Gomes. No alvo Jerimum de Cima foram identificados três tipos de IF, carbônico, aquocarbônico e aquoso; no Babi apenas um foi identificado, aquoso, indicando ausência de CO₂. IF aquosa do Jerimum de Cima indicou maiores salinidades, de 0 a 18%, enquanto que no alvo Babi está entre 0,7 a 13%. Em relação a temperatura de homogeneização, os dois alvos apresentaram valores semelhantes, 105 a 410°C. Segundo Araújo (2014), no depósito Central foram aprisionados três tipos de IF (carbônico, aquocarbônico e aquoso) nas zonas menos afetadas pela deformação, com os fluidos que contêm CO₂ apresentando salinidade de 2,42 a 11,15% e temperatura de homogeneização de 340°C. Para o alvo Moreira Gomes, Assunção & Klein (2014) definiram três tipos de IF, carbônico, aquocarbônico e aquoso. O fluido contendo CO₂ para este depósito apresentou valores de salinidade de 1,6 a 11,8% e temperatura de homogeneização de 280 a 350°C e para o fluido aquoso a salinidade apresentou valores entre 0 e 10,1% e temperatura de homogeneização entre 120 e 220°C. Temperaturas foram calculadas para diversos pares minerais nos dois alvos, usando equações de fracionamento isotópico adequadas e assumindo equilíbrio (petrográfico) na formação dos minerais. Os resultados mostram três grupos de valores: (1) acima de 660°C, (2) entre 305 e 330°C e (3) entre 108 e 205°C. No alvo Jerimum de Cima pares quartzo-sericita, quartzo-calcita e pirita-esfalerita indicaram temperaturas, respectivamente, 330°C, 305°C e 318°C. Par quartzo-calcita do alvo Babi forneceu temperatura 317°C. Assunção & Klein (2014) calcularam temperaturas para o depósito Moreira Gomes usando composição isotópica de oxigênio para os pares quartzo-calcita e quartzo-clorita, fornecendo valores entre 233 e 240°C (furo cc50), 317°C (furo cc58) e 356°C (furo cc69) para o par quartzo-calcita e 304 a 359°C (furo cc58) para o par quartzo-clorita. Para o depósito Central, Araújo (2014) calculou apenas um par, quartzo-calcita, produzindo temperatura de 545°C, porém este valor é muito elevado, portanto não deve representar temperatura de equilíbrio.

8.5 MODELO GENÉTICO

Vários modelos metalogenéticos já foram apontados para o campo aurífero da Província Aurífera do Tapajós, incluindo orogênico (Klein *et al.*, 2001, 2004; Santos *et al.*, 2001; Coutinho, 2008; Veloso & Santos, 2013), relacionado a intrusões graníticas (Santos *et al.*, 2001; Borges *et al.*, 2009; Santiago *et al.*, 2013; Villas *et al.*, 2013; Assunção & Klein, 2014), pórfiro (Jacobi, 1999; Juliani *et al.*, 2002; Echeverri-Misas *et al.*, 2013) e epitermal (Dreher *et al.*, 1998; Juliani *et al.*, 2005). Para o campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Coutinho (2008) advoga a classe dos depósitos orogênicos, o que foi contestado por Assunção & Klein (2014) e Araújo (2014). O depósito Moreira

Gomes hospeda-se em tonalitos da Suíte Intrusiva Creporizão, cuja idade de 1997 ± 2 Ma foi obtida por evaporação de zircão por Silva Jr. *et al.* (2015). A idade da mineralização foi estimada em 1,86 Ga (Assunção & Klein, 2014; Silva Jr. *et al.*, 2015). O depósito Central apresenta características bem similares às de Moreira Gomes (Araújo, 2014). Assunção & Klein (2014) admitam uma origem magmático-hidrotermal para o depósito Moreira Gomes, embora estes afirmem que este depósito não apresenta feições clássicas de depósitos relacionados a intrusões graníticas, tanto reduzidas como oxidadas, como salinidade, mineralogia hidrotermal, zoneamento de alterações e relação clara com intrusão causadora do sistema hidrotermal. Apesar disso, o modelo magmático-hidrotermal (relacionado com intrusão, p.ex., Baker, 2002) foi preferido em razão da ausência de episódio metamórfico conhecido à época da mineralização.

O depósito Jerimum de Cima apresenta similaridade com o depósito Central, no que concerne a: maior quantidade de inclusões fluidas aquosas em relação às aquocarbônicas; estilo da alteração hidrotermal, predominantemente fissural e, sobretudo; ausência de metamorfismo relacionado à época estimada para a gênese do depósito Jerimum de Cima que fosse capaz de produzir os fluidos metamórficos envolvidos na formação de depósitos orogênicos. Num sistema magmático-hidrotermal, aqui proposto, exsolução do fluido pelo magma levou ao consumo do CO₂ aprisionado nas fases mais precoces, pois o CO₂ tem menor solubilidade em magmas silicáticos do que a H₂O (Baker, 2002), predominando, assim, as inclusões aquosas. Isso pode explicar a ausência de inclusões fluidas aquocarbônicas no alvo Babi, sendo uns dos responsáveis pela fraca mineralização neste alvo, juntamente com a fraca ação de deformação que origina canais para o transporte do fluido mineralizador. O sistema provável adotado por este autor nos dois alvos é o magmático – hidrotermal (relacionado a intrusão?), com mistura de fluido magmático e meteórico pode ser inferido para estes alvos.

8.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas hospedeiras nos alvos Jerimum de Cima e Babi estão relacionadas com o Complexo Cuiú-Cuiú em mapas recentes (Moura *et al.*, 2014). Contudo, suas características petrográficas (granitoides pouco ou não deformados, ausência de gnaisses) sugerem que possivelmente estejam relacionadas a magmatismo mais jovem, como os das suítes intrusivas Creporizão ou Parauari. Idades modelo Pb-Pb em sulfetos nos depósitos Moreira Gomes e Central e no alvo Pau da Merenda (Silva Júnior *et al.*, 2015), indicam que a mineralização pode ter relação com a evolução magmática da Suíte Intrusiva Parauari, o que é extrapolado para este estudo, visto o provável caráter magmático-hidrotermal da mineralização em Jerimum de Cima e Babi.

Com os estudos petrográficos, inclusões fluidas e isótopos estáveis, pode-se concluir que: a intensa alteração hidrotermal ocorre no alvo Jerimum de Cima - Sericitização, silicificação e sulfetação; a variação dos valores de Tht nos tipos de IF pode-se afirmar a presença de fluidos distintos no alvo Jerimum de Cima; no entanto, o fluido aquoso pode ser o mesmo para os dois alvos, devido a Tht ser bem próxima; os dois alvos apresentam variações expressivas nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ nos silicatos (7,9 a 15,4‰), indicando mais de uma fonte de fluido, ou variação na temperatura de precipitação; A baixa variação nos valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ nos dois alvos pode indicar um reservatório homogêneo para o carbono incorporado na calcita e/ou precipitação em temperatura similar; tipos de fluidos e os valores isotópicos são compatíveis com derivação magmática ou metamórfica; a menor proporção de fluidos aquocarbônicos em Babi pode explicar a mineralização incipiente nesse alvo; provável sistema magmático – hidrotermal (relacionado a intrusão?), com mistura de fluido magmático e meteórico.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Dennis Moore (Magellan Minerals) pelo acesso à área do projeto Cuiú-Cuiú e pela cessão de dados e testemunhos de sondagem. CASSJr agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de estudos. ELK agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de produtividade em pesquisa (processo 306723/2009-3) e apoio financeiro (processo 475614/2010-0 – Projeto Metalogênese do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará). Contribuição ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM).

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, A.C.S., 2014. Estudos isotópicos e de Inclusões Fluidas no Depósito Central do Campo mineralizado do Cuiú-cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. **Dissertação de Mestrado, UFPA.**
- ASSUNÇÃO, R.F.S & KLEIN, E.L., 2014. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the 72 genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 49: 85-105.

- BAKER, T., 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. **Economic Geology** 97: 1111–1117.
- BAHIA, R.B.C & QUADROS, M.L.E.S., 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. PROMIN-Tapajós. **Geologia e recursos minerais da Folha Caracol - SB.21-X-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000**. Brasília: CPRM. Nota explicativa em CD-ROM.
- BORGES, R.M.K., DALL'AGNOL, R., LAMARÃO, C. N., FIGUEIREDO, M.A.B. M., LEITE, A.A.S., BARROS, C.E.M., COSTI, H.T., 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências** v. 39, p. 375-393,
- 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 geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 47(7): 1247- 1275.
- 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.
- CHACKO, T., MAYEDA, T.K., CLAYTON, R.N., GOLDSMITH, J.R., 1996. Oxygen isotope fractionations between CO₂ and calcite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 55, 2867-2882.
- CHI, G.X., LU, H.Z., 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. **Acta Petrologica Sinica**, 24(9):1945-1953.
- COLLINS, P. L. F., 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. **Economic Geology**, 74(6): 1435-1444.
- COUTINHO, M.G.N., 2008. **Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG**. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.
- DREHER, A.M., VLACH, S.R.F., MARTINI, S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências** 28 (3), 397-404.

- ECHEVERRI-MISAS, C.M., JULIANI, C., MONTEIRO, L.V.S., FERNANDES, C.M.D., 2013. Mineralização de Au-Cu do tipo pórfiro na Província Aurífera do Tapajós: implicações metalogenéticas. In: **III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado** (CDROM).
- FERREIRA, A. L., RIZZOTTO, G. J., QUADROS, M. E. L. S., BAHIA, R. B. C., OLIVEIRA, M. A., 2004. Folha SB.21 - Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., SANTOS, J. O. S., ABRAM, M. B., LEÃO NETO R., MATOS, G. M. M., VIDOTTI, R. M., RAMOS, M. A. B., JESUS, J. D. A. (ed.) **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas-sig**. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. **U.S. Geology Survey Bulletin**, 440(KK): 1-12.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. **SEPM Short Course** 31:1-199.
- JACOBI, P., 1999. The discovery of epithermal Au e Cu e Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. 29, 277-279.
- JULIANI, C., CORREA-SILVA, R.H., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S., NUNES, C.M.D., 2002. The Batalha Au-Granite system e Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. **Precambrian Research** 119, 225-256.
- JULIANI, C., RYE, R.O., NUNES, C.M.D., SNEE, L.W., SILVA, R.H.C., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S. NEUMANN, R., ALCOVERNETO, 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**, 215:95-125.
- KLEIN, E.L., ALMEIDA, M.E. & ROSA-COSTA, L.T., 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission. Disponível em: <<http://www.largeigneousprovinces.org>>. Acesso em: 22 de abril 2015.
- 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, 59-66.
- KLEIN, E.L., SANTOS, R.A., FUZIKAWA, K., ANGÉLICA, R.S., 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. **Mineralium Deposita** 36(2):149-164.

- KONTAK, D.J., HORNE, R.J. & KYSER, K., 2011. An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. **Mineralium Deposita**, 46:289–304.
- 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: 189-23.
- MATSUHISA, Y., GOLDSCHMIT, J.R. & CLAYTON R.N., 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. **Geochimica et Cosmochimica Acta.**, 43:1131-1140.
- MCMAHON, A.M., 2011 **Resource Estimate and Technical Report for the Cuiú-Cuiú Project Tapajós Region, North-Central Brazil**. 134 pp (internal report).
- MOURA, E.M, CHAVES, C.L. & PINHEIRO, F.G.R., 2014. **Programa Geologia do Brasil-PGB. Cuiú-Cuiú**. Folha SB-21-X-C-IV. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM, mapa colorido, 100 x 80cm. Escala 1:100.000.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (ed.) **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits**. Jon Wiley & Sons, p.:509–567.
- O'NEIL, J.R. & TAYLOR, H.P., 1969. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. **J. geophys. res.**, 74: 6012-6022.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid Inclusions. **Reviews in mineralogy** 12: 644.
- SANTIAGO, E.S.B., VILLAS, R.N. & OCAMPO, R.C., 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, State of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. **Brazilian Journal of Geology** 43,1, 185-208.
- 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. **Mineralium Deposita** 36:278-299.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E, GROVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLECHER, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research** 3: 453-488.

SANTOS, J.O.S., VAN BREEMEN, O.B., 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** 13: 73-109.

SANTOS, R.A. & COUTINHO, M.G.N., 2008. Geologia estrutural. In: M.G.N. COUTINHO (ed.) **Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135 p.

SHARP, Z.D. & KIRCHNER, D.L., 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 58: 4491-4501.

SHEPPARD, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J.W., Taylor Jr., H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. **Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy** 16,165-184.

SILVA JÚNIOR, C.A.S., KLEIN, E.L., GALARZA, M.A.; BORGES, M.K.; QUEIROZ, J.D.S.; ASSUNÇÃO, R.F.S.; ARAÚJO, A.C.S.; MOORE, D.J., 2015. Zircon geochronology and Pb isotope systematics in sulfides: implications on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. **Contribuições à Geologia da Amazônia** 9 (no prelo).

VALLEY, J.W., KITCHEN N., KOHN, M.J., NIENDORF, C.R, SPICUZZA, M.J., 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: strategies for high precision and accuracy with laser heating. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 59: 5223-5231.

VAN DEN KERKHOFF, F. & THIERY, R., 1994. Phase transitions and density calculation in the CO₂-CH₄-N₂ system. In: DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M.L. (eds) **Fluid inclusions in minerals: methods and applications**. Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in Minerals".Blacksburg, Virginia, p. 171-190.

VASQUEZ M. L., CHAVES. C. L., MOURA E. M., OLIVEIRA J. K. M., LAFON J. M., 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas Folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do domínio tapajós. **Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia**. Belém. p. 209-212.

VASQUEZ, M.L, KLEIN, E.L, MACAMBIRA, M.J.B., SANTOS, A., BAHIA, R.B.C., RICCI, P. Dos S.F., QUADROS, M.L.E.S., 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. In: **International geological congress**, 31. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. *Abstracts*. CD-ROM.

VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., SANTOS, A., RICCI, P. Dos S.F., SACHETT, C.R., SILVA, C.M.G., MACAMBIRA, M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, **Simpósio de Geologia da Amazônia** 6, Bol. Res. Pp. 471-474.

VASQUEZ, M.L., ROSA-COSTA, L.T., SILVA, C.M.G., KLEIN, E.L., 2008. Compartimentação Tectônica. In: M.L. VASQUEZ; L.T. E ROSA-COSTA (orgs.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000**. Belém: CPRM. p. 39-112.

VELOSO, A. S. R. & SANTOS, M. D., 2013. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. **Brazilian Journal of Geology** 43(1): 22-36.

VILLAS, R. N. N., SANTIAGO, E. S. B., & CASTILHO, M. P., 2013. Contexto Geológico, Estudos Isotópicos (C, O E Pb) e Associação Metálica do Depósito Aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. **Geociências USP – Série Científica** v. 13, n. 1, p. 119-138.

WENNER, D. B. & TAYLOR JÚNIOR, H. P., 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 32: 165-168.

ZHENG, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. **Earth and Planetary Science Letters** 121:247-263.

ZHENG, Y.F. & HOEFS, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites: Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb–Zn deposits in the Harz mountains, Germany. **Mineralium Deposita** 28: 79–89.

5 CONCLUSÕES

Os prospectos Jerimum de Cima e Babi, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, estão hospedados em rochas atribuídas ao Complexo Cuiú-Cuiú, embora as características petrográficas dessas rochas hospedeiras (granitoides) sejam mais indicativas de pertencerem a outras suítes plutônicas (Creporizão, Parauari) presentes na área. Com os estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis, os seguintes resultados foram obtidos: 1) As rochas hospedeiras estão fortemente alteradas por hidrotermalismo, muitas vezes obliterando as características primárias destas rochas. 2) No alvo Jerimum de Cima foram identificados biotita-hornblenda tonalito, monzogranito e granodiorito, todos hidrotermalizados. No alvo Babi foram reconhecidos titanita monzogranito, biotita monzogranito, biotita-hornblenda tonalito, além de monzogranito brechado. 3) A alteração hidrotermal ocorre nas rochas de forma pervasiva seletiva (disseminada) e venular (fissural). Sericitização, silicificação e sulfetação ocorrem de maneira mais intensa no alvo Jerimum de Cima, enquanto que carbonatação e cloritização ocorrem de modo equivalente nos dois alvos. 4) A mineralização ocorre fortemente no alvo Jerimum de Cima, de forma disseminada em microfraturas e, predominantemente, em veios de quartzo, com a pirita sendo o mineral sulfetado mais abundante. No alvo Babi, a mineralização ocorre de uma maneira mais incipiente, em pontos isolados, por vezes associada a veios de quartzo, com a pirita sendo também o mais abundante mineral de sulfeto. 5) No alvo Jerimum de Cima foram identificadas três tipos de inclusões fluidas, aquosas, aquocarbônicas e carbônicas; e no alvo Babi, apenas inclusões aquosas foram identificadas. As inclusões fluidas aquocarbônicas representam um único fluido e compõem uma população homogênea quanto à salinidade, composição, densidade e forma de ocorrência. Sua origem mais provável se deu por imiscibilidade de fluidos (separação de fases). Sua ausência no alvo Babi pode ser devida ao aprisionamento mais tardio do fluido em relação à evolução do sistema hidrotermal e apenas a fase aquosa foi aprisionada. 6) A composição isotópica de oxigênio, carbono e enxofre em minerais hidrotermais indicaram variações expressivas nos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ nos silicatos dos alvos Jerimum de Cima e Babi, indicando mais de uma fonte de fluido, ou variação na temperatura de precipitação, ou ambos. Temperaturas de equilíbrio foram determinadas entre 305 e 330°C e entre 108 e 205°C e as composições sugerem fontes magmáticas e meteóricas para os fluidos. 7) A ausência de fluidos aquocarbônicos em Babi pode explicar a mineralização incipiente nesse alvo e, 8) a integração desses pontos indica que estes alvos são fruto de sistema magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão?), com mistura de fluido magmático e meteórico.

REFERÊNCIAS

- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira J.A.L., Seabra A.S., Furtado A.M.M., Soubés L.F. 1977. Projeto Santarém-Cachimbo. Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Convênio SUDAM/IDESP. (Relatório final de reconhecimento-1).
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília: CPRM.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Carocçal Granite: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation age in postcollisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Actas*, p. 3-6.
- Almeida M. E., Ferreira A. L., Brito M. de F. L., Monteiro M. A. S. 2001. Proposta de evolução tectono estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos Estados do Amazonas e Pará. *In: Reis N. J. & Monteiro M. A. S. (Coord.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-Núcleo Norte, Boletim 2, p. 57-112.
- Andrade F.G. & Urdininea J.S.A. 1972. *Pesquisa mineral no Tapajós/Jamanxim: relatório preliminar*. Belém: Sudam/Departamento de Recursos Naturais. 162 p.
- Araújo A.C.S. 2014. *Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no depósito central do campo mineralizado do Cuiú-cuiú, Província Aurífera do Tapajós, estado do Pará*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 86 p.
- Assunção R.F.S & Klein E.L. 2014. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **49**: 85-105.
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, **97**: 1111–1117.
- Bahia R.B.C & Quadros M.L.E.S. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. PROMIN-Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol - SB.21-X-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. Nota explicativa em CD-ROM.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Rizzotto G. 1998. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho – região oeste do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais*, p. 502.
- Bahia R.B.C., Quadros M. L. do E. S., Vasquez M. L., Ricci P. S. F., Ferreira A. L. 2001a. Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein E.L., Almeida M. E., Vasquez M. L., Bahia R. B. C., Quadros M. L. E. S., Ferreira A. L. (Org.). Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21- V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

- Bahia R.B.C., Quadros M. L. E. S., Ferreira A. L. Popini M.V.F., Pinheiro S.S., Vasquez M.L. 2001b. Formação Buiuçu - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein E.L., Almeida M. E., Vasquez M. L., Bahia R. B. C., Quadros M. L. E. S., Ferreira A. L. (Org.). Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programam Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).*
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, noroeste do Pará, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronológica Pb-Pb em zircão. *Geociências USP – Série Científico*, **v.13**, n.1, p.47-72.
- Borges R.M.K., Dall'Agnol R., Lamarão C. N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A.S., Barros C.E.M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 375-393.
- 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 geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47(7)**: 1247- 1275.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of calk-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, amazon Craton – Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Anais*, p. 40-43.
- Brito M.F.L. 2000a. Suíte Intrusiva Parauari. *In: Almeida M.E., Brito M. de F. L., Ferreira A. L., Monteiro M. A. S. (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. 2000b. Granito Pepita. *In: Almeida M.E., Brito M. de F. L., Ferreira A. L., Monteiro M. A. S. (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. Flnacor: 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 Cosmochimica Acta*, **50**: 847-852.
- Chacko T., Mayeda T.K., Clayton R.N., Goldsmith J.R. 1996. Oxygen isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **55**: 2867-2882.
- Chi G.X. & Lu H.Z., 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sinica*, **24(9)**: 1945-1953.
- Collins P. L. F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, **74(6)**: 1435-1444.
- Coutinho M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsual para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, 420 p.

- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**: 1673-1698.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28** (3): 397-404.
- Echeverri-Misas C.M. 2010. Geologia e gênese do depósito de Au-(Cu) do Palito, Província Aurífera do Tapajós. Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Echeverri-Misas C.M., Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Mineralização de Au-Cu do tipo pórfiro na Província Aurífera do Tapajós: implicações metalogenéticas. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado (CDROM).
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (eds). Contribuições à Geologia da Amazônia, p. 423-445.
- Fernandes C.M.D. 2005. Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Petrologia – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 130 p.
- Ferreira A.L. 2000. Formação Bom Jardim. In: Almeida M.E. Brito M. de F. L., Ferreira A. L., Monteiro M. A. S. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós.
- Ferreira A.L. & Almeida M.E. 2000a. Complexo Cuiú-Cuiú. In: Ferreira A.L. *et al.* (Org.). Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB). Projeto especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Ferreira A.L. & Almeida M.E. 2000b. Complexo Cuiú-Cuiú. In: Almeida M.E. *et al.* (Org.). Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB). Projeto especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. (orgs.). 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21 - - B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].
- Ferreira A. L., Rizzotto G. J., Quadros M. E. L. S., Bahia R. B. C., Oliveira M. A. 2004. Folha SB.21 - Tapajós. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J. H., Santos J. O. S., Abram M. B., Leão Neto R., Matos G. M. M., Vidotti R. M., Ramos M. A. B., Jesus J. D. A. (ed.) Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas-sig. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Friedman I. & O'Neil, J. R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geology Survey Bulletin, 440(KK): 1-12.

- Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course* **31**:1-199.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au e Cu e Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 277-279.
- Juliani C., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system e Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**: 225-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Silva R.H.C., 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*, **215**: 95-125.
- Juliani C., Carneiro C.C., Carreiro-Araújo S. A, Fernandes C. M. D., Monteiro L.V.S., Crósta A. P. 2013. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, *anais*, p.157-160.
- Juras S., Gregersen S., Alexander R. 2011. Technical report for the Tocantinzinho Gold Project, Brazil. Vancouver: Eldorado Gold Corporation.
- Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã silicic large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission. Disponível em: <<http://www.largeigneousprovinces.org>>. Acesso em: 22 de abril 2014.
- Klein E.L., Araújo O.B., Martins R.C. 2000a. Geologia estrutural e tectônica. In: Klein E.L. & Vasquez M.L. (Orgs) Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB). Projeto especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Klein E.L., Araújo O.B., Martins R.C. 2000b. Geologia estrutural e tectônica. In: Vasquez M.L. & Klein E.L. (Org.). Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Klein E. L., Guimarães S.B., Chaves C. L., Rodrigues J. B., Queiroz J. D. S. 2014. U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of detrital zircons from the Novo Progresso and Castelo dos Sonhos sedimentary formations: a preliminary approach to the source areas and implications for province boundaries in the Amazonian Craton. In: 9th SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology, *abstracts*, p. 203.
- 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**: 59-66.
- Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36(2)**: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. *Intern. Geol. Rev.*, **44**:544-558.

- Kontak D.J., Horne R.J., Kyser K. 2011. An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. *Mineralium Deposita*, **46**: 289–304.
- 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**: 189-23.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: Implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **18**: 277-292.
- Le Maitre R. W.A. 2002. *Classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Matsuhisa Y., Goldschmit J.R., Clayton R.N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **43**: 1131-1140.
- McMahon A.M. 2011. Resource estimate and technical report for the Cuiú-Cuiú Project Tapajós region, north-central Brazil. 134 p. (internal report).
- Melo A.F.F., Andrade A.F., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Carmona J.R.M., D'antona R.J.G., Lopes R.C. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. CPRM/DNPM, v. **1A**, pg 1-356.
- Monteiro M.A.S. 2000a. Suíte Intrusiva Ingarana. In: Almeida M.E., Soares M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M. A. S (Orgs) PROMIN - Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB. 21-V-D. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM.
- Monteiro M.A.S. 2000b. Diabásio Crepori. In: Almeida, M.E., Soares M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. PROMIN - Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB. 21-V-D. Estado do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. *Resumos expandidos*: SBG, p.475-477.
- Moura E.M, Chaves C.L, Pinheiro F.G.R. 2014. Programa Geologia do Brasil-PGB.Cuiú-Cuiú. Folha SB-21-X-C-IV. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM, mapa colorido, 100 x 80cm. Escala 1:100.000.
- Ohmoto H. & Rye R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Jon Wiley & Sons, (2) p.: 509–567.
- Oliveira H. T. 2015. Petrografia, alteração hidrotermal e estudo de quartzo e zircão de granitos hospedeiros do depósito aurífero do alvo Jerimum de Baixo, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós (PA). Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129 p.
- O'Neil J.R. & Taylor H.P. 1969. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. *J. Geophys. Res.*, **74**: 6012-6022.
- Pereira E.L.S. 2012. Panoramic view of the prospects and investments in the Tapajós-Xingu provinces. V Brazilian Symposium on Mineral Exploration – SIMEXMIN. Disponível em <<http://www.adimb.com.br/simexmin2012>>. Acesso em: 24 de março de 2014.

- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. CPRM/ DNPM, v. **1-3**, 614 p.
- Prazeres W.V. 1979. Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha. *Texto*. Manaus: DNPM/CPRM, v. **1-A**, 301, p.
- Pimentel M.M. & Fuck R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Almeida M.E. 1998. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 468.
- Queiroz J.D.S. & Klein E.L. 2012. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, **46**, Santos.
- Ricci P. Dos S.F., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, **6**, *Bol. Res.*, 519-522.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in mineralogy*, **12**: 644.
- Santiago E. S. B. 2012. Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e avaliação do balanço geoquímico de massa do depósito aurífero Tocantinzinho, Província do Tapajós-PA. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, State of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, **43(1)**: 185-208.
- Santos D.B. Dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B. Da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB.21-Tapajós. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia*. Rio de Janeiro. (Levantamento de recursos naturais, **7**).
- Santos J.O.S. & Loguércio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (escudo Brasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu). *In: Schobbenhaus C., Campos D. DE A., Derze R.G., Asmus H.E. (eds). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília: DNPM, 93- 127.
- 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. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E, Groves D.I., Mcnaughton N.J., Flecher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Res.*, **3**: 453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Mcnaughton N.J., Flecher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implication for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 409-429.

- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., Menaughton 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*, **13**: 73-109.
- Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: Coutinho M.G.N. (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135 p.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.; Angélica, R.S. (Coord.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, v. **1**, p. 91-142.
- Sharp Z.D. & Kirchner D.L. 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 4491-4501.
- Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley J.W., Taylor Jr. H.P., O'Neil J.R. (Eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, **16**, 165-184.
- Silva Júnior C.A.S., Klein E.L., Galarza M.A., Borges M.K., Queiroz J.D.S., Assunção R.F.S., Araújo A.C.S., Moore D.J. 2015. Zircon geochronology and Pb isotope systematics in sulfides: implications on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9** (no prelo).
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Tassinari C.C. G., Bettencourt J. S., Geraldés M. C., Macambira M. J. B., Lafon J. M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U. G. Thomaz Filho A., CAMPOS D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro-RJ, p. 41-95.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R. Macambira E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brasil: Pb–Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119(1-4)**: 257-275.
- Valley J.W., Kitchen N., Kohn MJ., Niendorf C.R, Spicuzza M.J. 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 5223-5231.
- Van den Kerkhof F.& Thiery, R. 1994. Phase transitions and density calculation in the CO₂-CH₄-N₂ system. In: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (eds). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course of the Working Group (IMA) "Inclusions in Minerals". Blacksburg, Virginia, p. 171-190.
- Vasquez, M. L. Chaves C. L., Moura E. M., Oliveira J. K. M., Lafon J. M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas Folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do domínio tapajós. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais*, p. 209-212.
- Vasquez M. L. 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado em Geoquímica e Petrologia – Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém. 212 p.

- Vasquez M.L. & Klein E.L. (orgs.). 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD ROM].
- Vasquez M.L., Klein E.L., Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Ricci P. Dos S.F., Quadros M.L.E.S. 2000a. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. *In: Inter. Geol. Congr. 31, abstracts*, [CD-ROM].
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P. Dos S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Bol. Res. P. 471-474.*
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa L.T. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém v.3, p. 67-84.*
- Vasquez M.L. & Ricci P.S.F. 2002. Caracterização dos lampróros da Província Tapajós. *In: Simp. Vulcan. e Ambientes Associados, 2, Belém. Resumos, p. 91.*
- Vasquez M. L., Klein E. L., Bahia R. B. C., Ricci P. S. F., Quadros M. L. E. S. 2000c. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Vasquez M. L. & Klein E. L. (Org) Projeto Especial Província Mineral do Tapajós: geologia e recursos minerais da folha Rio Novo - SB.21-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Belém: CPRM.*
- Vasquez, M.L. Ricci P. dos S. F., Klein E. L., Santos A., Martins R. C. 2000b. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein E.L. & Vasquez M.L. (Org.) Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).*
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.). 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação Tectônica. *In: M.L. Vasquez, L.T. & Rosa-Costa L.T. (orgs.). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.*
- Veloso A. S. R. & Santos M. D. 2013. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43(1)**: 22-36.
- Villas R. N. N, Santiago E. S. B, Castilho M. P. 2013. Contexto Geológico, Estudos Isotópicos (C, O e Pb) e Associação Metálica Do Depósito Aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Geociências USP – Série Científica*, **13 (1)**: 119-138.
- Wenner D. B. & Taylor Júnior H. P. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**: 165-168.
- Zheng Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**:247-263.

Zheng Y.F. & Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites: Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb–Zn deposits in the Harz mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, **28**: 79–89.