



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 432

**ESTUDOS ISOTÓPICOS E DE INCLUSÕES FLUIDAS NO
DEPÓSITO CENTRAL DO CAMPO MINERALIZADO DO
CUIÚ-CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO
DO PARÁ**

Dissertação apresentada por:

ANA CLAUDIA SODRÉ ARAÚJO

Orientador: Prof. Evandro Luiz Klein (CPRM/UFPA)

**BELÉM
2014**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Araújo, Ana Claudia Sodré, 1986-
Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no
depósito central do campo mineralizado do
Cuiú-Cuiú, província aurífera do Tapajós,
estado do Pará / Ana Claudia Sodré Araújo. -
2013.

Orientador: Evandro Luiz Klein.
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,
2013.

1. Ouro - Minas e mineração - Tapajós, Região
(PA). 2. Isótopos estáveis. 3. Inclusões
fluidas. I. Título.

CDD 22. ed. 553.41098115



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

**ESTUDOS ISOTÓPICOS E DE INCLUSÕES FLUIDAS NO
DEPÓSITO CENTRAL DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-
CUIÚ, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, ESTADO DO
PARÁ**

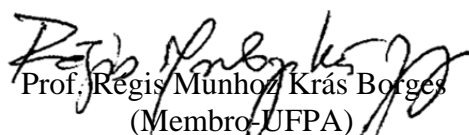
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
ANA CLAUDIA SODRÉ ARAÚJO

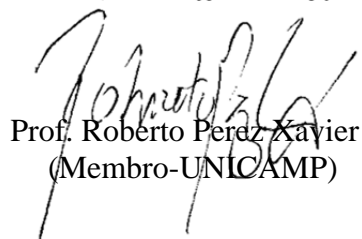
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 09 / 01 / 2014

Banca Examinadora:


Prof. Evandro Luiz Klein
(Orientador-CPRM/UFGA)


Prof. Régis Munhoz Krás Borges
(Membro-UFGA)


Prof. Roberto Peres Xavier
(Membro-UNICAMP)

AGRADECIMENTOS

A autora agradece a CAPES e ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos no primeiro e segundo ano, respectivamente. Além disso, agradece ao CNPq pela concessão de apoio financeiro ao orientador da dissertação (processo 475614/2010-0 – Projeto Metalogênese do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará). Um agradecimento também ao apoio do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM) que contribui para maiores conhecimentos no instituto.

Meu agradecimento especial a minha mãe, pai e familiares pelo apoio emocional e moral em momentos difíceis. Aos amigos, Amanda Rocha, Rose Assunção e Eduardo Albuquerque que muitas vezes esclareceram dúvidas e também pelo apoio moral, aos professores da pós-graduação e ao PPGG em geral pela disponibilidade dos meios para obtenção de conhecimentos e dados para conclusão do trabalho. E, por fim, e não menos importante meu muito obrigado para meu grande orientador Evandro Klein pela perseverança, paciência, dedicação e atenção concedida ao longo de toda elaboração desta tese de mestrado.

RESUMO

Central é um depósito aurífero do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. A zona mineralizada está hospedada em falha e compreende 800m de comprimento na direção NW-SE, seguindo o *trend* regional da província Tapajós, com largura entre 50 e 70m e profundidade vertical de pelo menos 450m. A mineralização está hospedada em monzogranito datado em 1984 ± 3 Ma e atribuído à Suíte Intrusiva Parauari. Os recursos auríferos preliminarmente definidos são de 18,6t de ouro. A alteração hidrotermal é predominantemente fissural. Sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação e sulfetação foram os tipos de alteração identificados. Pirita é o sulfeto principal e os demais sulfetos (calcopirita, esfalerita e galena) estão em fraturas ou nas bordas da pirita. O ouro preenche fraturas da pirita e análises semi-quantitativas detectaram Ag associada ao ouro. Foram identificados três tipos de inclusões fluidas hospedados em veios e vênulas de quartzo. O tipo 1 é o menos abundante e consiste em inclusões fluidas compostas por uma ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$) ou duas fases ($\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$), o tipo 2 tem abundância intermediária e é formado por inclusões fluidas compostas por duas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}$) ou três fases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) e o tipo 3 é o mais abundante e consiste em inclusões fluidas compostas por duas fases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$). O CO_2 representa o volátil nas inclusões com CO_2 e essas (tipo 1 e 2) foram geradas pelo processo de separação de fases oriundo de um fluido aquo-carbônico. A densidade global (0,33 - 0,80 g/cm^3) e a salinidade (11,15 - 2,42 % em peso equivalente de NaCl) desse fluido são baixas a moderadas e a temperatura de homogeneização mostra um máximo em 340°C. Quanto ao tipo 3, o NaCl é o principal sal, a densidade global está no intervalo de 0,65 a 1,11 g/cm^3 , a salinidade compreendida entre 1,16 e 13,3 % em peso equivalente de NaCl e a temperatura de homogeneização é bimodal, com picos em 120-140°C e 180°C. A composição isotópica das inclusões fluidas presentes no quartzo e do quartzo, calcita e clorita mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD de +7,8 a +13,6 ‰ e -15 a -35 ‰, respectivamente. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ na pirita são de +0,5 a +4,0 ‰ e $\delta^{13}\text{C}$ na calcita e CO_2 de inclusões fluidas de -18 a -3,7 ‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ no quartzo e inclusões fluidas, respectivamente, plotam no campo das águas metamórficas, com um desvio em direção à linha da água meteórica. Considerando a inexistência de evento metamórfico na região do Tapajós à época da mineralização, o sistema hidrotermal responsável pela mineralização no Central, inicialmente, deu-se a partir de fluidos aquo-carbônicos magmático-hidrotermais, exsolvidos por magma félsico relacionado com a fase mais tardia de evolução da Suíte Intrusiva Parauari. As inclusões aquo-carbônicas e carbônicas formaram-se nessa etapa, predominantemente em torno de 340°C. A contínua exsolução de fluido pelo magma levou ao empobrecimento em

CO₂ nas fases mais tardias e, com o resfriamento do fluido, as inclusões aquosas passaram a predominar. A partir daí o sistema pode ter interagido com água meteórica, responsável pelo aprisionamento da maior parte das inclusões aquosas de mais baixa temperatura. É possível que parte das inclusões aquosas (as de maior temperatura) represente a mistura local dos fluidos de origens distintas. Essas observações e interpretações permitem classificar Central como um depósito de ouro magmático-hidrotermal relacionado à fase final da formação da Suíte Intrusiva Parauari.

PALAVRAS-CHAVE: Tapajós; ouro; sistema magmático-hidrotermal; Suíte Intrusiva Parauari; isótopos estáveis, inclusões fluidas.

ABSTRACT

Central is a gold deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield, located in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. The deposit is hosted in a NW-SE-trending structure and the mineralized zone is followed by 800 m along the strike and 450 m along the dip, and is 50-70 m thick. The ore bodies are hosted in a monzogranite dated at 1984 ± 3 Ma and ascribed to the Parauari Intrusive Suite. Resources are estimated in 18.6 t Au. The hydrothermal alteration is predominantly of the fissure-filling type and sericitization, chloritization, silicification, carbonatization and sulfidation are the main alteration types. Pyrite is the predominant sulfide mineral, whereas chalcopyrite, sphalerite and galena are subordinated phases occurring in fractures and rims of pyrite. Gold particles occur in fractures of pyrite and contain subordinate amounts of silver. Three types of fluid inclusions are hosted in quartz veins and veinlets. Type 1 is the least abundant and is composed of one- ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$) and two-phases ($\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) inclusions; Type 2 comprises two- ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}$) and three-phases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) inclusions; Type 3 is the most abundant type and consists of two-phases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) inclusions. CO_2 is the volatile phase in CO_2 -bearing inclusions (types 1 and 2) and these inclusions were produced by phase separation of an aqueous-carbonic fluid. The density of this fluid is low to moderate ($0,33 - 0,80 \text{ g/cm}^3$), as is the salinity (11.15 - 2.42 wt.% NaCl equiv.). The homogenization temperatures show a peak at 340°C . Type 3 inclusions have NaCl as the main salt component, the global density varies from 0.65 to 1.11 g/cm^3 , and the salinity ranges from 1.16 to 13.3 wt.% NaCl equiv. The homogenization temperature shows bimodal distribution, with peaks at $120\text{-}140^\circ\text{C}$ and 180°C . Fluid inclusion and mineral (quartz, chlorite, calcite) isotopic compositions show $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of $+7.8$ to $+13.6 \text{ ‰}$ and -15 a -35 ‰ , respectively. Pyrite shows $\delta^{34}\text{S}$ values of $+0.5$ to $+4.0 \text{ ‰}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -18 to -3.7 ‰ were obtained in calcite and CO_2 inclusion fluids. The fluid $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values plot in the field of metamorphic waters with a weak shift towards the meteoric water line. However, considering the absence of known metamorphic event at the time of mineralization at Central, the fluids are interpreted as belonging to a magmatic-hydrothermal system. Accordingly, the aqueous-carbonic fluids were exsolved from felsic magmas related to the latest phases of evolution of the Parauari Intrusive Suite and the carbonic and aqueous-carbonic fluid inclusions were trapped in this phase, predominantly at 340°C . The continuous exsolution lead to progressive decrease in the CO_2 contents of the magmas and to increasing predominance of aqueous fluids. At this time, the fluids might have interacted with meteoric waters and most of the low-temperature aqueous inclusions were trapped. It is possible that part of the aqueous fluid inclusions (those with the highest trapping temperatures) represent

local mixing of the different fluid sources. These observations allow to interpret Central as a magmatic-hydrothermal gold deposit related to the final stages of evolution of the Parauari Intrusive Suite.

KEYWORDS: Tapajós; gold; magmatic-hydrothermal system; Parauari Intrusive Suite; stable isotopes, fluid inclusions.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1** Localização da Província Aurífera Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (segundo Vasquez *et al.* 2008a e modificado de Santos *et al.* 2003)._____ 2
- Figura 1.2** Mapa geológico das imediações do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (Chaves & Moura no prelo)._____ 3
- Figura 1.3** Localização do da região do Cuiú-Cuiú e em relação aos principais acessos (adaptado de DNIT 2002). No detalhe, a distribuição dos diversos alvos e do depósito Central._____ 4
- Figura 2.1** Mapa geológico e de recursos minerais do Domínio Tapajós (Vasquez *et al.* 2008a), com a localização da região do Cuiú-Cuiú e do depósito Central._____ 9
- Figura 2.1** Continuação._____ 10
- Tabela 3.1** – Dados econômicos para os depósitos Central e Moreira Gomes._____ 25
- Figura 4.1.** Localização da Província Aurífera Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (segundo Vasquez *et al.*, 2008; modificado de Santos, 2003)._____ 32
- Figura 4.2.** Mapa geológico de recursos minerais da atual configuração do Domínio Tapajós (Vasquez *et al.* 2008a), com a localização da região do Cuiú-Cuiú e do depósito Central._____ 33
- Figura 4.2.** Continuação._____ 34
- Figura 4.3.** Mapa geológico das imediações do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (modificado de Chaves e Moura, no prelo)._____ 36
- Figura 4.4.** Mapa simplificado do depósito Central com corpos de minério com orientação NW-SE. (Modificado de McMahon, 2011)._____ 39
- Figura 4.5.** Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas hospedeiras e das rochas que cortam a rocha hospedeira do depósito Central. **a-** Monzogranito pórfirítico hospedeiro da mineralização de ouro. **b-** Biotita granito com minerais reliquiares (biotita parcialmente/totalmente cloritizada, álcali feldspato e zircão). **c-** Aspecto macroscópico do dique de andesito com veio de carbonato. **d-** Aplito. **e-** Veio de pegmatito. **f-** Granitoide com plagioclásio parcialmente sericitizado mostrando maclamento albita com maclas deformadas (ressaltado na quadrado branco)provavelmente afetadas pela fratura do cristal e preenchimento com vênula de clorita e pirita. (Abreviaturas: Bt- biotita; Cc- calcita; Chl- clorita; Kfs-feldspato alcalino; Mz- monazita; Py- pirita; Pl- plagioclásio; Qtz- quartzo; St- sericita e Zrn-zircão)._____ 40
- Figura 4.6.** Fotomicrografias da rocha hospedeira da mineralização de ouro do depósito Central. **a-** Vênulas de sericita preenchendo fraturas do feldspato alcalino, além de ser uma das poucas rochas com a presença de epidoto (ressaltado no círculo branco). **b-** Vênulas de clorita, sericita e quartzo preenchendo fraturas do feldspato alcalino. **c-** Plagioclásio totalmente substituído representando a sericitização pervasiva. **d-** Andesito com matriz composta por clorita, sericita, calcita e pirita com vênula de pirita concordante com a matriz da rocha. **e-** Agregados de quartzo em meio ao plagioclásio sericitizado (ressaltados nos círculos brancos). **f-** Rocha com vênulas de quartzo com tamanho reduzido (1mm). (Abreviaturas: Ep-epidoto)._____ 41

Figura 4.7. Fotomicrografias da rocha hospedeira da mineralização de ouro do depósito Central. **a-** Rocha com vênulas de quartzo com tamanho reduzido (1mm)/Pirita é o sulfeto predominante. **b-** Vênulas de calcita em contatos concordantes com quartzo e plagioclásio sericitizado. **c-** Vênula de calcita cortando o feldspato alcalino. **d** Pirita eudral no plagioclásio sericitizado. **e-** Grandes cristais de pirita no plagioclásio sericitizado. **f-** Pirita em vênula de calcita separando o granitoide (direita) do andesito (esquerda).

42

Figura 4.8. Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura. **a-** Calcopirita preenchendo fratura da pirita, o mineral hospedeiro. **b-** Galena precipitada na borda da pirita. **c-** Galena e esfalerita preenchendo espaços “vazios” na pirita. **d-** Ouro hospedado na fratura da pirita associado a galena. (Abreviaturas: Au-ouro; Cpy- calcopirita, Gn- galena e Sph-esfalerita).

43

Figura 4.9. **a-** Rocha granitoide hospedeira da mineralização com forte alteração sericita-clorita-carbonato e silicificação; **b-** Fragmento de veio de quartzo retirado do granitoide mineralizado; **c-** Inclusões fluidas crepitadas ressaltadas pelas setas pretas. **d-** Inclusões fluidas carbônicas (tipo 1); **e-** Inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo 2) bifásicas (inferior na foto) e trifásicas (superior na foto); **f-** Inclusões fluidas aquosas (tipo 3).

45

Figura 4.10. Histogramas com os resultados da microtermometria das inclusões fluidas. **a-** Temperatura de fusão do CO₂ das inclusões fluidas do tipo 1 e 2; **b-** Temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do tipo 1 e 2; **c-** Temperatura de fusão dos clatratos das inclusões fluidas do tipo 2. **d-** Temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas do tipo 2 (histogramas brancos) e 3 (histogramas hachurados); **e-** Temperatura de fusão do gelo das inclusões fluidas do tipo 3; **f-** Temperatura do eutético das inclusões fluidas do tipo 3.

46

Tabela 4.1. Dados de isótopos estáveis (medidos e calculados) em minerais hidrotermais e inclusões fluidas do depósito Central.

48

Figura 4.11. Diagrama T_{ht} (°C) versus salinidade (% NaCl). A legenda acima no lado direito diferencia as amostras estudadas quanto ao tipo 2 (H₂O-CO₂) e 3 (H₂O) e aos furos de sondagem do depósito Central utilizados (CC-02 e CC-54) com suas profundidades entre parênteses.

49

Figura 4.12. Diagrama T versus P para as inclusões fluidas do depósito Central. As isócoras representam o campo de variação de densidades para inclusões aquo-carbônicas (linhas cheias) e aquosas (linhas tracejadas finas). Pressões foram estimadas pelo cruzamento das isócoras das inclusões aquo-carbônicas com o solvus do sistema H₂O-CO₂-NaCl contendo 10% CO₂ e 6% aCl (Bowers e Helgeson, 1983 - linha tracejada grossa).

50

Figura 4.13. Diagrama mostrando a composição isotópica do fluido no depósito Central. Os campos das águas magmática e metamórfica são aqueles definidos por Sheppard (1986) e a linha do intemperismo é de Savin e Epstein (1970). O quadro em cinza representa o campo de variação de $\delta^{18}\text{O}$ e δD em Central, a partir dos valores isotópicos obtidos em quartzo, calcita e inclusões fluidas. A barra vertical mostra a variação de δD na clorita. Para comparação são mostrados os campos reportados para depósitos interpretados como epitermais (E) por Juliani et al. (2005) e orogênicos (OR) por Coutinho (2008) para a Província Aurífera Tapajós. Os campos em linhas pontilhadas (grossa: clorita, fina: quartzo e inclusões fluidas) são aqueles definidos para o depósito Moreira Gomes no campo Cuiú-Cuiú por Assunção e Klein (em revisão). O valor da água meteórica em 1,86 Ga é de Juliani et al. (2005).

51

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS _____	iv
RESUMO _____	v
ABSTRACT _____	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÃO _____	ix
1 INTRODUÇÃO _____	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO _____	3
1.2 OBJETIVOS _____	4
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS _____	5
1.3.1 Levantamento bibliográfico _____	5
1.3.2 Cursos teóricos e práticos _____	6
1.3.3 Trabalho de campo _____	6
1.3.4 Petrografia _____	6
1.3.5 Inclusões fluidas _____	6
1.3.6 Isótopos estáveis _____	7
1.3.7 Integração e interpretação dos resultados _____	8
2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO _____	9
2.1 GEOLOGIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS _____	10
2.1.1 Sequência metavulcanossedimentar _____	10
2.1.2 Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú) _____	11
Complexo Cuiú-Cuiú _____	11
Formação Vila Riozinho _____	12
Suíte Intrusiva Creporizão _____	12
2.1.3 Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú) _____	12
Suíte Intrusiva Tropas _____	12
Grupo Iriri _____	13
Formação Bom Jardim _____	13
Suíte Intrusiva Parauari _____	14
Suíte Intrusiva Ingarana _____	14
Olivina Gabro Rio Novo _____	15

Anortosito Jutai	15
Gabro São Domingos	15
Gabro Serra Comprida	16
Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo	16
2.1.4 Magmatismo Intracontinental	16
Suíte Intrusiva Maloquinha	16
Granito Pepita	17
Granito Caroyal	17
Granito Porquinho	17
Diabásio Crepori	17
2.1.5 Coberturas Sedimentares	18
Formação Novo Progresso	18
Formação Buiçu	18
2.1.6 Magmatismo Máfico Intracontinental	19
Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	19
2.2 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DOMÍNIO TAPAJÓS	19
3 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS	21
3.1 SISTEMAS PÓRFIRO-EPITERMAIS	21
3.2 SISTEMAS RELACIONADOS A INTRUSÕES GRANÍTICAS	22
3.3 SISTEMAS AURÍFEROS OROGÊNICOS	23
3.4 EVENTOS MINERALIZADORES NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS	24
3.5 O CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ	25
4 ARTIGO CIENTÍFICO	27
Resumo	28
Abstract	29
4.1 INTRODUÇÃO	30
4.2 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	30
4.3 GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ	35
4.4 PROCEDIMENTOA ANÁLITICOS	35
4.5 GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO NO DEPÓSITO CENTRAL	38
4.5.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS E ESTILO DA MINERALIZAÇÃO	38
4.5.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO	38
4.6 INCLUSÕES FLUIDAS	43
4.6.1 TIPOS E DISTRIBUIÇÃO	43

4.6.2 RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS	44
4.6.3 COMPOSIÇÃO E DENSIDADE	44
4.7 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	47
4.8 DISCUSSÕES	47
4.8.1 ORIGEM DAS INCLUSÕES FLUIDAS	47
4.8.2 TEMPERATURA E PRESSÃO DA MINERALIZAÇÃO	49
4.8.3 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA E FONTE DOS FLUIDOS	50
4.8.4 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO	52
4.8.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE	52
4.9 OBSERVAÇÕES FINAIS	53
AGRADECIMENTOS	54
5 CONCLUSÕES	55
Referências	56

1 INTRODUÇÃO

A região do Cuiú-Cuiú, na Província Aurífera do Tapajós (PAT), sudoeste do estado do Pará (Figura 1.1) foi uma grande produtora de ouro aluvionar entre 1972 e 1992 e milhares de pessoas correram para o norte do Brasil em busca dessa fortuna.

Com a diminuição da disponibilidade de jazimentos aluvionares, a atividade garimpeira migrou para jazimentos supergênicos e primários. Toda essa atividade atraiu a atenção de empresas de mineração, de grande porte até juniores, em meados da última década de 1990, as quais desenvolveram trabalhos que incluíram aerogeofísica, geoquímica de solo e uma quantidade menor de escavações e sondagem. Como consequência, alguns depósitos foram descobertos e, com a retomada dos trabalhos a partir de 2004, esses depósitos se encontram em diferentes estágios de desenvolvimento, como Tocantinzinho, São Jorge, Ouro Roxo e Cuiú-Cuiú, dentre muitos outros. Uma mina (Palito) operou por cerca de dois anos, produzindo ouro e, subordinadamente, cobre e busca sua reabertura para 2013.

Paralelamente, estudos geológicos e metalogenéticos foram realizados. Vários autores propuseram modelos metalogenéticos de escala regional, como Santos *et al.* (2001) e Coutinho (2008), outros apresentaram modelos evolutivos elaborados para ocorrências ou depósitos individuais, como Juliani *et al.* (2005), Dreher *et al.* (1998), Klein *et al.* (2001a, 2004), Costa *et al.* (2007), Borges *et al.* (2009), Echeverri-Misas *et al.* (2013). Esses estudos acomodam diferentes modelos genéticos (classes de depósitos), como orogênico, relacionado a intrusão, pórfiro e epitermal, que serão discutidos mais adiante.

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú é composto por diversas ocorrências e, até o momento, dois depósitos, Central e Moreira Gomes (Figura 1.2). Esses depósitos tem reservas e recursos auríferos que totalizam 34,4 Mt de minério com 1,0 a 1,2 g/t de teor de ouro e 40,3 toneladas de ouro contido, sendo 18,6t no depósito Central (McMahon 2011).

Esta proposta de mestrado visa, em termos amplos, melhorar o conhecimento do contexto metalogenético do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, centrando os estudos num dos principais alvos mineralizados dessa região, o depósito Central, para esclarecer particularidades observadas nesse depósito. Contribuirá, também, para o entendimento da metalogênese em escala de província.

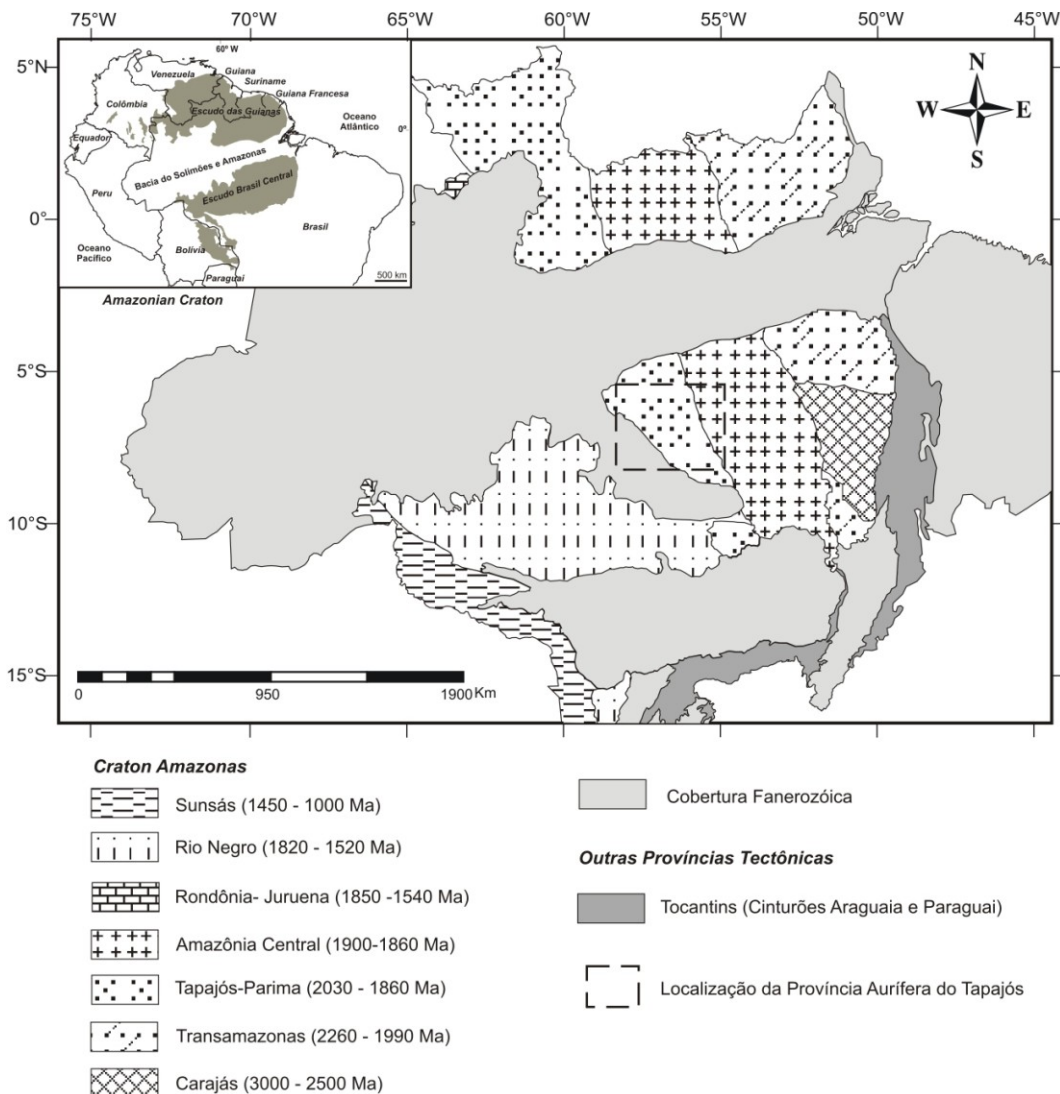


Figura 1.1 Localização da Província Aurífera Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (segundo Vasquez *et al.* 2008a e modificado de Santos *et al.* 2003).

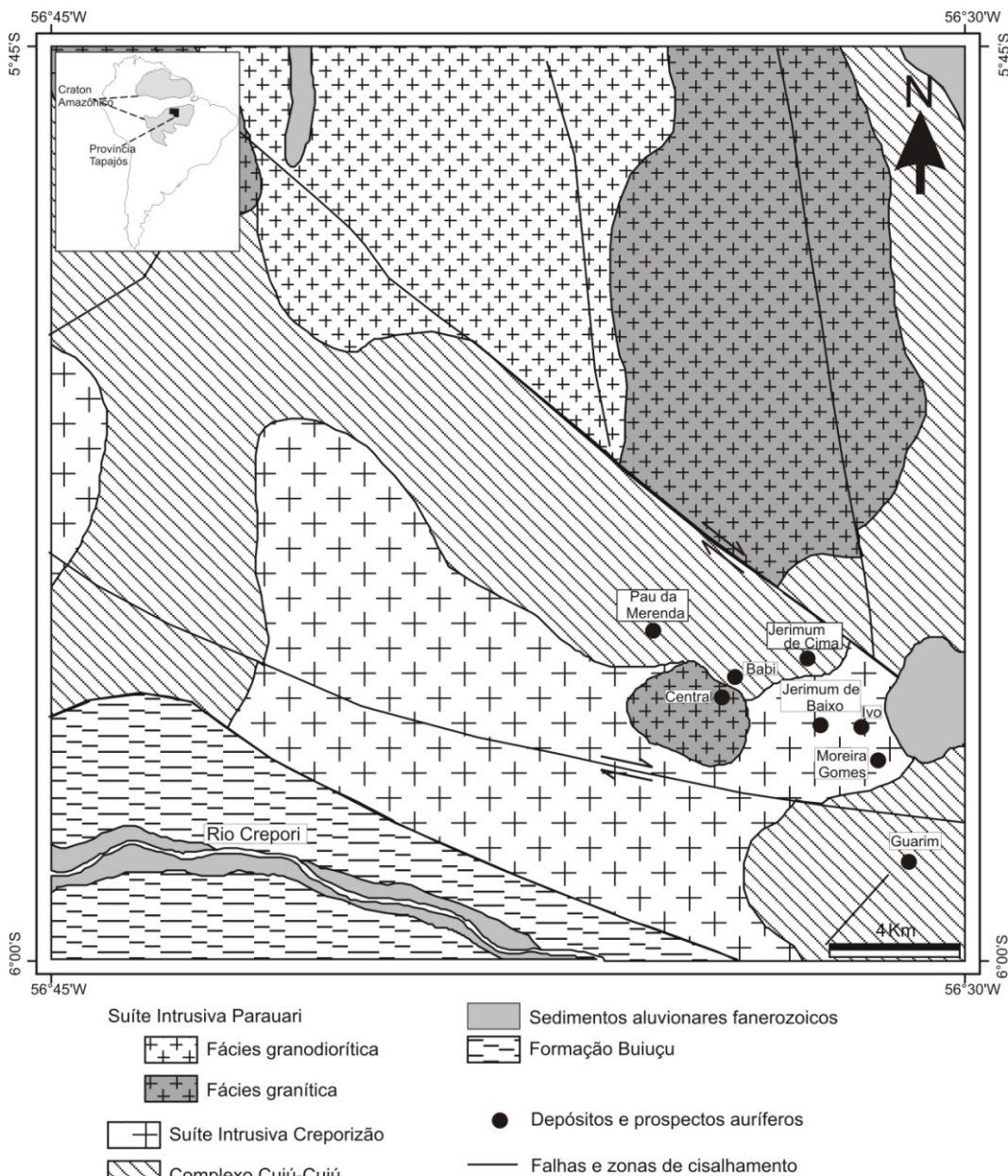


Figura 1.2 Mapa geológico das imediações do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (Chaves & Moura no prelo).

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, do qual faz parte o depósito Central, localiza-se no sudoeste do estado do Pará, norte do Brasil. Dista cerca de 180 km a sudoeste da cidade de Itaituba, o centro regional de apoio do Tapajós (Figura 1.3). Os direitos minerários do Projeto Cuiú-Cuiú são, no momento, detidos pela empresa Júnior Magellan Minerals.

O acesso ao campo, a partir de Belém, é feito por via aérea ou terrestre até a cidade de Itaituba. De Itaituba o acesso à propriedade da empresa é feito em avião fretado, de pequeno porte, mono ou bimotor, ou de barco ao longo dos rios Tapajós e Crepori.

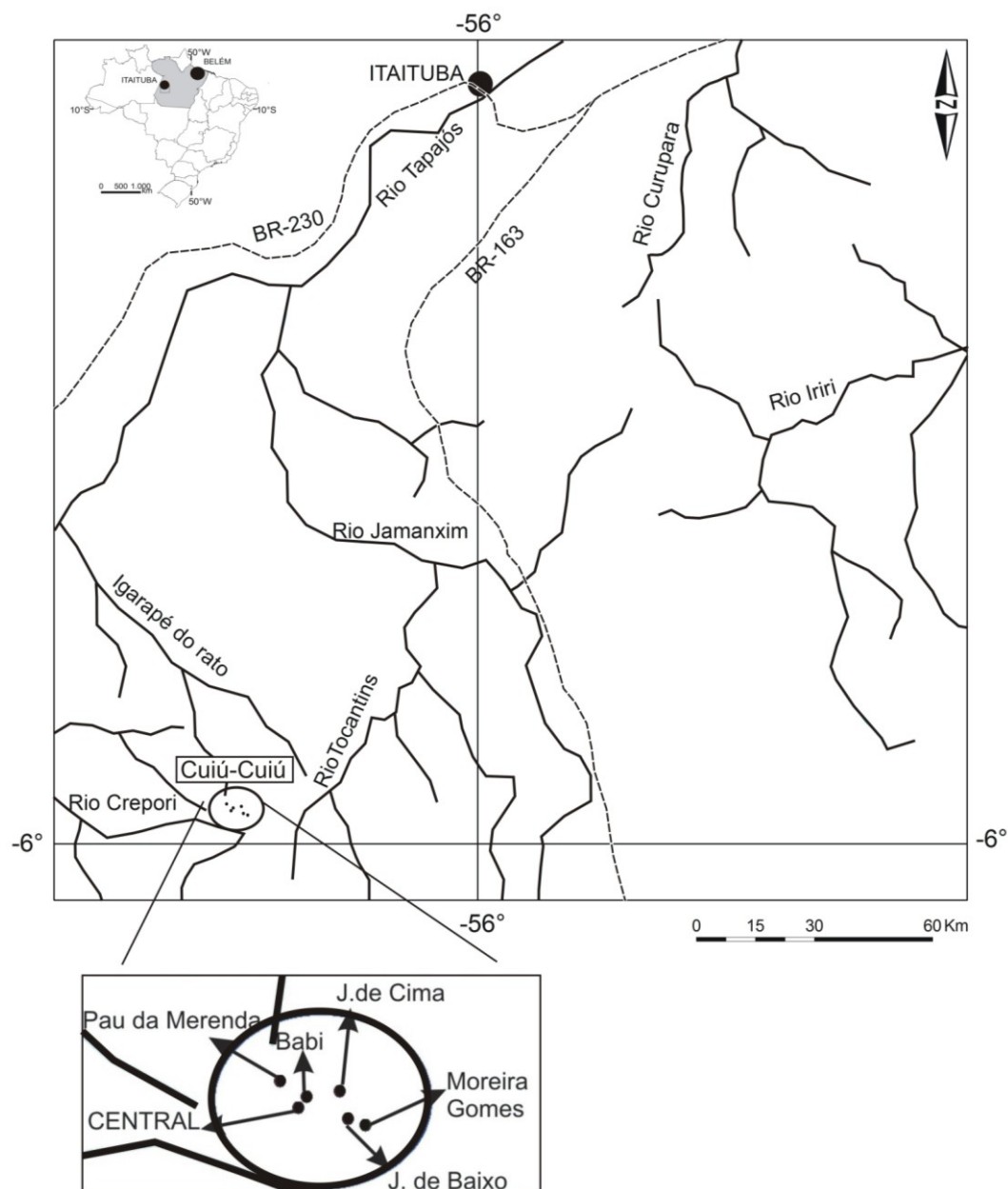


Figura 1.3 Localização da região do Cuiú-Cuiú com as principais vias de acesso. (adaptado de DNIT 2002). No detalhe, a distribuição dos diversos alvos e do depósito Central.

1.2 OBJETIVOS

Trabalhos prévios realizados na região do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (Klein *et al.* 2001a, Coutinho 2008) abordaram aspectos geológicos e genéticos de alguns alvos com apoio limitado de trabalhos de campo e dados de inclusões fluidas e de isótopos estáveis e radiogênicos. Aqueles autores defenderam, para o Cuiú-Cuiú, o modelo de depósitos orogênicos dos tipos mesozonais e epizonais. Esses estudos foram conduzidos em amostras superficiais, em geral veios de quartzo, expostos em garimpos ativos. Os trabalhos

exploratórios, sobretudo a sondagem, mostraram que esse estilo de mineralização não é o único na área (McMahon 2011), outros modelos propostos são sistemas pórfiro-epitermais e sistemas relacionados à intrusão.

Existe, contudo, carência de estudos geológicos, prejudicados pela ausência de bons afloramentos na região, e genéticos em outros alvos, como Central, que permitam melhor definição e até o enquadramento ou não da gênese do Cuiú-Cuiú no modelo orogênicos dos tipos mesozonais e epizonais.

Por exemplo, entre outros aspectos, há ausência de estudos sobre a alteração hidrotermal que acompanhou a mineralização aurífera, sobre as condições físico-químicas dos fluidos que depositaram o minério e sobre as possíveis fontes desses fluidos.

Esses aspectos, portanto, definem o tema dessa dissertação e a elevação de Central à categoria de depósito o torna um foco primordial de estudo. Para tanto, os seguintes objetivos específicos serão abordados:

- a) Definição do(s) tipo(s) de rocha(s) hospedeira(s) do minério;
- b) Estudo dos efeitos provocados pelos fluidos hidrotermais nas rochas hospedeiras (alteração hidrotermal e mineralização);
- c) Caracterização do sistema de fluido gerador da mineralização no que se refere a seus aspectos físico-químicos (pressão, temperatura e composição);
- d) Investigação das fontes de fluidos e outros componentes que geraram o minério;

Atingidos esses objetivos, espera-se contribuir com o entendimento da evolução geológica e metalogenética da Província Aurífera do Tapajós.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Consistiu em várias etapas que incluíram levantamento bibliográfico, cursos teóricos e práticos, trabalho de campo, análises laboratoriais, integração e interpretação dos dados e redação de artigo científico e da dissertação.

1.3.1 Levantamento bibliográfico

Estudos sobre a Província do Tapajós, com ênfase para a região do Cuiú-Cuiú, área onde o depósito Central está inserido, além da leitura de textos específicos sobre metalogênese e sobre as metodologias analíticas que foram empregadas.

1.3.2 Cursos teóricos e práticos

Realização de disciplinas relacionadas à temática de depósitos metálicos e sobre os métodos abordados (petrografia, inclusões fluidas e isótopos estáveis);

1.3.3 Trabalho de campo

Visita à região do Cuiú-Cuiú e amostragem de testemunhos de sondagem com documentação fotográfica dos mesmos. Não foi efetuado mapeamento geológico em razão da carência de afloramentos na área do campo mineralizado.

1.3.4 Petrografia

Descrição petrográfica macroscópica e microscópica (luzes transmitida e refletida) de lâminas delgadas e polidas de amostras oriundas de quatro furos de sondagem (CC-02, CC-03, CC-15 e CC-54) auxiliada por microscopia eletrônica de varredura (MEV) envolvendo reconhecimento mineralógico, análise textural e microestrutural, classificação de litotipos e o estudo das principais alterações hidrotermais com a captação de fotomicrografias dessas feições.

Foram observadas características óticas dos minerais das rochas hospedeiras, além de aspectos texturais e definição das associações minerais e intensidade das zonas de alteração. O MEV foi usado para melhor individualização dos minerais opacos (mineral hospedeiro da mineralização) e com o auxílio do EDS (*Energy Dispersive System*), foi efetuada, também, determinação semiquantitativa da composição química desses minerais. Estas atividades foram realizadas nos laboratórios disponíveis na UFPA, o Laboratório de Petrografia do PPGG e o LabMev.

1.3.5 Inclusões fluidas

Estudos petrográficos e microtermométricos de inclusões fluidas foram realizados em dezoito seções bipolidas confeccionadas em veios de quartzo e zonas de alteração hidrotermal, segundo procedimentos descritos em Roedder (1984). Contudo, apenas quatro seções apresentaram inclusões com dimensões suficientes para execução do estudo. As seções foram confeccionadas na UFPA e os estudos petrográficos e microtermométricos foram realizados no laboratório de inclusões fluidas da UFPA.

A petrografia foi realizada em microscópio petrográfico ótico, sendo observadas características das inclusões fluidas em temperatura ambiente, como número de fases, tamanho, forma, volume da fase gasosa ou grau de preenchimento e, se possível, composição e relação entre diferentes tipos.

As medidas microtermométricas foram efetuadas no estágio Linkam TH600 adaptado ao microscópio petrográfico, pertencente ao Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). Foram usados os seguintes padrões sintéticos de inclusões fluidas para calibração do equipamento: CO₂ puro (ponto de fusão em -56,6°C); água pura (ponto de fusão do gelo em 0°C). A calibração instrumental foi realizada diariamente durante o desenvolvimento desta etapa da pesquisa.

A salinidade de inclusões aquo-carbônicas foi obtida a partir da temperatura fusão do clatrato e para inclusões aquosas foi utilizada a temperatura de fusão do gelo, juntamente com a estimativa do grau de preenchimento ou volume de CO₂. A redução e interpretação dos dados e cálculos de isócoras foram efetuadas com auxílio do programa FLINCOR (Brown 1989) segundo equações adequadas aos sistemas químicos.

1.3.6 Isótopos estáveis

O estudo de isótopos de oxigênio (O), hidrogênio (H), carbono (C) e enxofre (S) foi utilizado para investigação das fontes dos fluidos e outros componentes da mineralização e com fins geotermométricos. A preparação foi feita a partir de concentrados minerais das rochas alteradas hidrotermalmente e de veios mineralizados, obtidos por técnicas convencionais de redução de amostras, englobando fragmentação, trituração, peneiramento e separação magnética.

A separação final de minerais foi realizada por catação manual em lupa binocular. Para análise de isótopos de oxigênio e/ou hidrogênio foram separados 20mg de clorita e 20mg quartzo. Para isótopos de enxofre foram separados 5mg de pirita e para isótopos de carbono e oxigênio em calcita, 10mg do carbonato. As análises de oxigênio e carbono em carbonato, e de oxigênio em quartzo e clorita foram realizadas em laboratório na Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Valores de δD em clorita e inclusões fluidas hospedadas no quartzo foram determinados no laboratório da Queen's University, no Canadá, e valores de $\delta^{34}S$ em pirita foram obtidos no laboratório da Universidade de Brasília (UnB). Detalhes sobre os procedimentos analíticos encontram-se no artigo científico que integra esta dissertação.

1.3.7 Integração e interpretação dos resultados

A redação da dissertação se deu a partir da integração e interpretação dos dados coletados. A dissertação é apresentada na forma mista, com capítulos introdutórios sobre o estado da arte da geologia e metalogenia da área de estudo e a parte principal sob a forma de artigo submetido a periódico científico.

2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Província Aurífera Tapajós está localizada na porção central do Cráton Amazônico. Abrange cerca de 140.000 km² e praticamente se confunde com o Domínio Tapajós (Santos *et al.* 2001; Vasquez & Rosa-costa 2008). Um resumo das principais unidades estratigráficas, sua geocronologia, ambientes tectônicos e evolução são apresentados abaixo e estão de acordo com a revisão de Vasquez *et al.* (2008a), que agrupam as unidades conforme as associações tectônicas do magmatismo e sedimentação (Figura 2.1).

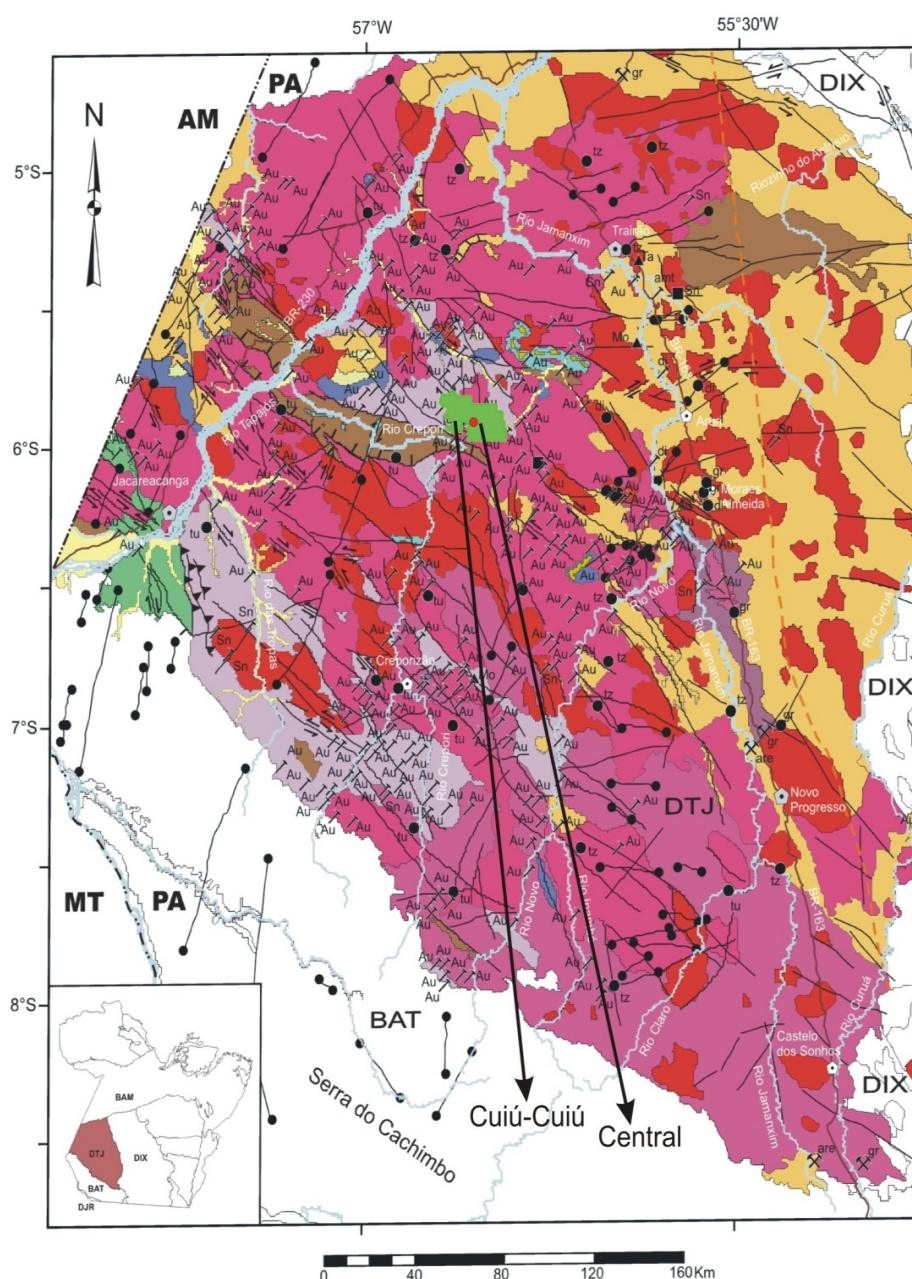


Figura 2.1 Mapa geológico e de recursos minerais do Domínio Tapajós (Vasquez *et al.* 2008a), com a localização da região do Cuiú-Cuiú e do depósito Central.

Associações Tectônicas do Domínio Tapajós

Rifte Continental Esteniano (Magmatismo Máfico-Ultramáfico Intracontinental)

MP δ Rochas Gabbróicas Alcalinas/Toleiíticas Continentais - gabros e diabásios ricos em olivina, toleiíticos continentais e alcalinos relacionados à distensão esteniana. Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1186 Ma).

Tafrógenos Orosiriano e Estateriano

PP4 δ Rochas Gabbróicas Toleiíticas Continentais - diabásios estaterianos (1778 Ma) com afinidade toleiítica continental relacionados à extensão crustal estateriana (ca 1,78 Ga). Diabásio Crepori.

PP3brc Bacias de Rift Continental Paleoproterozóico - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano. Formação Buiçu.

PP34 γ a Suietes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitóides, em geral de afinidade alcalina, relacionados à extensão crustal orosiriana e a estateriana. Exemplo: Suíte Intrusiva Maloquinha (1882-1864 Ma) e Granito Porquinho (1786 Ma).

PP3 β Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais - rochas vulcânicas intermediárias e máficas de alto K relacionadas à extensão crustal orosiriana. Formação Bom Jardim (1881 Ma).

PP3 δ Rochas Gabbróicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais - gabros cálcio-alcalinos de alto potássio relacionados à extensão crustal orosiriana. Suíte Intrusiva Ingarana (1887-1881 Ma) e Anortosito Jutai (1878 Ma).

Pp3 α Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais - rochas vulcânicas félsicas orosirianas da extensão crustal pós-orogênica a anorogênica. Grupo Iriri (1893-1870 Ma).

Orógeno Orosiriano - Orogênese Cuiú-Cuiú (Arco de Ilha/Magmático e Colagem Continental)

PP3 γ 3 Suietes Plutônicas Pós-orogênicas - granitóides orosirianos de alto potássio relacionados ao relaxamento e extensão crustal após soldagem do Arco de ilha Cuiú-Cuiú. Suietes intrusivas Tropas (1907-1894 Ma) e Parauari (1891-1879 Ma).

PP3 γ 2 Suíte Plutônica Tardiorogênica - granitóides orosirianos de alto potássio do período posterior a soldagem do Arco de Ilha Cuiú-Cuiú. Suíte Intrusiva Creporizão (1997-1957 Ma).

PP3av Rochas de Arco Vulcânico Orosiriano e Bacia Associada - rochas vulcânicas orosirianas de alto potássio relacionadas a arco vulcânico, e vulcano-sedimentares associadas. Formações Vila Riozinho (200-1998 Ma) e Novo Progresso.

PP3 γ 1 Suietes Plutônicas Sinorogênicas - granitóides e ortognaisses orosirianos de arco de ilha soldado a um continente durante a Orogênese Cuiú-Cuiú. Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma).

PP3ra Bacia de Arco de Ilha Orosiriano - seqüência metavulcano-sedimentar relacionada a arco de ilha orosiriano. Grupo Jacareacanga.

Domínios Tectônicos

 Limite com assinatura isotópica

DJR - Domínio Juruena


BAM - Bacia do Amazonas


DIX - Domínio Iriri-Xingu


BAT - Bacia do Alto Tapajós


DTJ - Domínio Tapajós


Estruturas

 Falha ou fratura

 Falha compressional (cavalgamento)

 Falha transcorrente (dextral / sinistra)

 Falha extensional (normal)

 Diques máficos

Base Planimétrica

 Rios e Igarapés

BR-163  Estradas

 Cidades

 Vilas/localidades

AM **PA**  Limite estadual

Recursos Minerais

Metais Nobres

Ouro (Au)

Metais Ferrosos

Tântalo (Ta)

Metais Não Ferrosos

Molibdênio (Mo)

Estanho (Sn)

Material de Uso na Construção Civil

Areia (are)

Granito (gr)

Gemas


Ametista (amt)

Topázio (tz)


Diamante (di)

Turmalina (tu)


Grau de Importância

 Depósito

 Ocorrência

 Indício

Status Econômico

 Garimpo

 Mina ativa

Figura 2.1 Continuação.

2.1 GEOLOGIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

2.1.1 Sequência metavulcanossedimentar

É representada pelo Grupo Jacareacanga (Ferreira 2000a e b) e distribui-se em faixas alongadas com direção NW-SE a NNW-SSE, na porção oeste do domínio. É constituída por duas unidades distintas, informalmente denominadas Unidade Xisto e Unidade Quartzito.

A unidade Xisto é composta predominantemente por rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, com rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas subordinadas. Estão incluídos na unidade, quartzo-mica xistos, mica xistos, talco-clorita-tremolita xistos e actinolita xistos, com hornblenda e epidoto, além de filitos, metargilitos e metagrauvacas. A Unidade Quartzito é definida essencialmente por quartzitos, formações ferríferas bandadas e *metacherts*.

As rochas metavulcânicas (metabasaltos) foram consideradas como representantes de magmatismo primitivo de fundo oceânico associado a uma fase rifte, seguida pela sedimentação em fossa oceânica e em bacia de retroarco ocorrendo entre 2,1 e 2,01 Ga (Santos *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008a).

2.1.2 Magmatismo Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú foi definido por Pessoa *et al.* (1977) e aflora predominantemente na porção oeste-sudoeste do Domínio Tapajós, além de aparecer na sua porção central. É composto por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos bandados e porfiroclásticos, com termos monzograníticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e dioríticos associados. Esses gnaisses hospedam diques e apófises, estas geralmente lenticulares, de leucogranitos com muscovita, por vezes portadores de granada. Localmente, exibem feições migmatíticas, principalmente do tipo estromática, ou estruturas de fluxo magmático preservadas. As rochas deste complexo hospedam enclaves lenticulares de rochas microgranulares máficas (*mingling?*), metaultramáficas e raramente de gnaisses pelíticos (Vasquez *et al.* 2008a).

A assinatura química dos granitos e gnaisses do complexo é cálcio-alcalina primitiva, predominantemente peraluminosa. Essa assinatura e a associação com as rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga foi interpretada como relacionada a arcos magmáticos em ambiente de subducção. (Vasquez *et al.* 2002, Santos *et al.* 2004).

Idades U-Pb em zircão entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma foram obtidas para ortognaisses e granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú (Almeida *et al.* 2001). Sato & Tassinari (1997) apresentaram dados de isótopos de Nd ($\epsilon_{Nd_{2,01Ga}}$ de +2,6 e +1,8 e TDM de 2,09 e 2,16 Ga) para tonalitos atribuídos ao complexo, que marcariam uma assinatura juvenil paleoproterozoica para essas rochas.

Formação Vila Riozinho

Proposta por Lamarão *et al.* (2002), está distribuída numa pequena porção do sudeste do Domínio Tapajós, onde foi identificado um conjunto de rochas vulcânicas intermediárias e ácidas representadas por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos.

As rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho forneceram idades de cristalização por evaporação de Pb em zircão de 2000 ± 4 e 1998 ± 3 Ma, e possuem uma assinatura cálcio-alcalina de alto K a shoshonítica, similar à de arcos magmáticos maduros (Lamarão *et al.* 2002).

Suíte Intrusiva Creporizão

Definida por Ricci *et al.* (1999), ocorre nas porções central e sul do domínio. É composta por sienos e monzogranitos com biotita e, por vezes, por hornblenda granodioritos, tonalitos e subordinados quartzo monzodioritos. Esses granitoides hospedam enclaves microgranulares máficos relacionados à mistura de magmas, do tipo *mingling*, diques sinplutônicos e xenólitos de ortognaisses (Vasquez *et al.* 2000b,c).

Uma assinatura cálcio-alcalina foi atribuída a essas rochas, porém mais evoluídas que os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú. Segundo Vasquez *et al.* (2002), os termos menos evoluídos são metaluminosos, enquanto que os mais evoluídos são graníticos e peraluminosos e assemelham-se a granitos tardios de ambientes colisionais.

Foram obtidas idades em granitoides da suíte entre 1984 ± 1 e 1957 ± 6 Ma, além de idades mais antigas de 1997 ± 3 Ma e 1997 ± 2 Ma, pelos métodos U-Pb e Pb-Pb (evaporação) em zircão, respectivamente (Santos *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2000a, Silva Júnior & Klein 2012).

2.1.3 Magmatismo Pós-Orogênico (Orogênese Cuiú-Cuiú)

Suíte Intrusiva Tropas

Distribuída numa pequena parte da porção central do domínio, é composta por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos e monzogranitos (Ferreira *et al.* 2004). Embora tenham definido uma suíte intrusiva, aqueles autores incluíram em sua descrição litológica andesitos e basaltos.

Uma assinatura cálcio-alcalina foi identificada para as rochas da suíte (Santos *et al.* 2004), e interpretada como relacionada a ambiente de arco de ilhas. Idades U-Pb em zircão e

titanita obtidas em rochas da suíte variam entre 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001 e 2004).

Grupo Iriri

Unidade de grande distribuição em vários domínios do Cráton Amazônico e relacionada ao magmatismo Uatumã, sendo interpretada como uma provável SLIP- *Silicic Large Igneous Province* (Klein *et al.* 2012). Essa unidade ocorre extensivamente na porção oriental do domínio, se estendendo para leste ao longo do Domínio Iriri-Xingu. Pessoa *et al.* (1977) subdividiram o grupo nas formações *Salustiano* e *Aruri*.

A Formação Salustiano é composta por riolitos, riodacitos e dacitos, pórfiros enquanto que a Formação Aruri é constituída de ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos vulcânicos.

Diferentes conjuntos podem estar reunidos no Grupo Iriri em virtude do caráter dúbio para a filiação geoquímica dessas rochas. No Domínio Tapajós, uma assinatura cálcio-alcálica que transiciona para alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina foi identificada para as rochas vulcânicas félsicas por Bahia *et al.* (2001a). No geral, os riolitos apresentam uma assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002, Fernandes 2005).

Dados de isótopos de Nd de Lamarão *et al.* (2005) para rochas vulcânicas félsicas (Formação Moraes Almeida para aquele autor, mas incluída no Grupo Iriri por Vasquez *et al.* 2008a), forneceram valores de $\epsilon_{Nd} 1,88Ga$ de -2,26 a -3,05 e T_{DM} de 2,44 a 2,30 Ga, revelando fontes crustais paleoproterozoicas. Porém Teixeira *et al.* (2002b) e Vasquez *et al.* (2006) revelaram relevante contribuição de crosta arqueana a partir dos resultados de isótopos de Nd ($\epsilon_{Nd} 1,87Ga$ de -6,3 a -11,6 e T_{DM} de 3,13 a 2,60 Ga).

As idades de cristalização por evaporação de Pb e U-Pb em zircão dos riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri forneceram entre 1890 ± 6 e 1870 ± 8 Ma (Dall'Agnol *et al.* 1999, Moura *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002).

Formação Bom Jardim

Definida por Ferreira (2000c) está situada na porção noroeste do Domínio Tapajós. É composta de andesitos, com subordinados basaltos, traquitos e latitos. Localmente, essas rochas apresentam feições de fluxo de lava e texturas amigdaloidais, e depósitos vulcanoclásticos associados.

Uma assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica é atribuída para essas rochas (Ferreira 2000c, Vasquez & Ricci 2002). Lamarão *et al.* (2002) dataram pelo método de evaporação de Pb em zircão um traquito que foi incluído na Formação Bom Jardim, e indicou uma idade de cristalização de 1881 ± 4 Ma.

Suíte Intrusiva Parauari

Originalmente definida por Santos *et al.* (1975), os batólitos e plútons de granitoides da Suíte Intrusiva Parauari apresentam formas irregulares, orientadas segundo o *trend* regional NW-SE. É uma das unidades de maior distribuição areal, ocorrendo de norte a sul no Domínio Tapajós.

A suíte é composta por duas fácies petrográficas, uma granodiorítica e outra granítica. Monzogranitos, tonalitos e quartzo monzonitos são subordinados e também hospedam enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a tonalítica, com feições de mistura de magma do tipo *mingling*.

Foi identificada uma filiação cálcio-alcálica para os granitoides desta suíte, por Brito (2000a), Vasquez *et al.* (2002) e Santos *et al.* (2004), os quais são relacionados ao estágio tardio da colisão do arco magmático Cuiú-Cuiú por Brito (2000a) e Vasquez *et al.* (2002) e a um arco magmático continental, de 1885 a 1877 Ma por Santos *et al.* (2004).

Idades de cristalização entre 1891 ± 3 e 1879 ± 11 Ma foram obtidas pelos métodos de evaporação de Pb e U-Pb em zircão para diversos corpos graníticos da suíte (Brito *et al.* 1999, Santos *et al.* 2000; 2001; 2004, Vasquez *et al.* 2000c). Dados isotópicos de Nd ($\epsilon_{Nd}^{1,88-1,89 Ga}$ de $-5,21$ a $-1,82$ e TDM de $2,43$ a $2,32$ Ga) apontam relação com fonte crustal mais antiga (Lamarão *et al.* 2005).

Suíte Intrusiva Ingarana

Definida por Bahia & Quadros (2000) é encontrada nas porções central e oeste do Domínio Tapajós. Estes corpos seccionam rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e são intrudidos por granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. A suíte é composta de augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, bem como monzogabros, dioritos e monzodioritos subordinados. Bahia & Quadros (2000) e Monteiro (2000a) atribuíram uma assinatura cálcio-alcálica de alto K com paralelo enriquecimento em alumínio.

Vasquez *et al.* (2000a) apresentaram uma idade de cristalização de 1887 ± 3 Ma para um leuconorito da suíte na porção centro-leste do Domínio Tapajós, obtida por evaporação de Pb em zircão. Os dados de isótopos de Nd (Santos *et al.*, 2000) apresentaram $\epsilon_{Nd}^{1,9 Ga}$ de -

0,87 e TDM de 2,24 Ga e remetem a uma fonte juvenil paleoproterozoica com mínima contaminação crustal.

Olivina Gabro Rio Novo

Andrade & Urdininea (1972) individualizaram um corpo máfico, posteriormente denominado de Olivina Gabro Rio Novo por Vasquez *et al.* (2000c), que descreveram predominância de gabros isotrópicos e equigranulares, com granulação média a grossa, localmente fina. As rochas apresentam uma freqüente alteração hidrotermal e cataclase, mas nas porções mais preservadas mostram ao microscópio uma trama heteroadcumulática, com plagioclásio englobado por intercumulus de pseudomorfos de augita e olivina.

A datação deste corpo por evaporação de Pb em zircão forneceu duas populações com idades médias de 1999 ± 3 e 1967 ± 3 Ma, e um cristal com 1878 ± 3 Ma. Estes resultados foram considerados pouco conclusivos para definição da idade do corpo (Vasquez *et al.* 2000c). Entretanto, os autores admitiram que as idades mais antigas fossem provavelmente oriundas de cristais herdados e a idade mais jovem relacionada à idade de cristalização do corpo.

Anortosito Jutáí

Ocorre próximo a Suíte Intrusiva Ingarana e essa designação foi definida por Ferreira *et al.* (2004). É um corpo máfico elipsoidal, onde se localiza o garimpo de ouro Jutáí e é composto por anortositos e magnetita gabros, geralmente equigranulares, médios e isotropos, Santos *et al.* (2001) apresentaram uma idade U-Pb SHRIMP em titanita de 1878 ± 8 Ma para este corpo.

Gabro São Domingos

Próximo do garimpo São Domingos, situado na porção centro-leste do Domínio Tapajós, são observadas expressivas anomalias magnéticas que sugerem a presença de um corpo máfico em subsuperfície, e o perfil de alteração intempérica é típico de rochas máficas.

Vasquez *et al.* (2008a) propuseram a denominação Gabro São Domingos para designar este corpo, de idade paleoproterozoica, devido à correlação com o magmatismo máfico da região já datado (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutáí, Olivina Gabro Rio Novo), ao qual frequentemente estão associadas mineralizações de ouro.

Gabro Serra Comprida

Denominado por Vasquez *et al.* (2000b) localizam-se no interflúvio dos rios Novo e Inambé onde ocorrem como dique com platôs lateríticos no topo. Além de gabros há também dioritos inequigranulares, de granulação média a grossa, e isotrópicos.

Uma idade paleoproterozoica em torno de 1,88 Ga foi sugerida para este corpo, por correlação com os corpos máficos datados da região (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutaí, Olivina Gabro Rio Novo) (Vasquez *et al.* 2008a).

Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo

Próximo à vila Creporizão foi individualizado um corpo de rochas plutônicas intermediárias, intrusivo nos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão, denominado Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo por Vasquez *et al.* (2000c). É composto predominantemente de quartzo monzogabros, com subordinados quartzo monzonitos, microgabros e diques de quartzo sienito associados.

2.1.4 Magmatismo Intracontinental

Suíte Intrusiva Maloquinha

A Suíte Intrusiva Maloquinha (Andrade *et al.* 1978) é amplamente distribuída no Domínio Tapajós. Os granitos da suíte ocorrem como *stocks* e batólitos compostos por granitos leucocráticos, sienogranitos e feldspato-alcálico granitos, com subordinados monzogranitos, e raros quartzo sienitos e quartzo monzonitos.

Uma afinidade alcalina (tipo A), típica de ambientes extensionais intracontinentais, foi caracterizada nos granitos da suíte (Brito *et al.* 1997, Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002).

Santos *et al.* (2001) apresentaram idades U-Pb em zircão entre 1877 ± 12 e 1864 ± 18 Ma para os granitos desta suíte e identificaram populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas a orosirianas. Dados de isótopos de Nd de Lamarão *et al.* (2005) resultaram em valores de $\epsilon_{Nd}^{1,88Ga}$ de -0,72 a -2,45 e T_{DM} de 2,28 a 2,23 Ga revelando fontes paleoproterozoicas. Já os dados de isótopos de Nd de Santos *et al.* (2000) deram $\epsilon_{Nd}^{1,87Ga}$ de -2,84 e -6,67 e T_{DM} de 2,53 e 2,60 Ga indicando participação de crosta arqueana na origem.

Granito Pepita

Definido por Brito (2000b) ocorre como batólito granítico de forma elipsoidal (NNW-SSE) na margem direita do rio Tapajós e possui semelhanças com os granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. É constituído de feldspato alcalino granitos, hololeucocráticos, de cores rosa avermelhada e marrom clara, geralmente equigranulares de granulação média.

A assinatura geoquímica deste granito é alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental (Brito 2000b). Santos *et al.* (2004) apresentaram uma idade de colocação para o Granito Pepita de 1872 ± 4 Ma, obtida pelo método U-Pb SHRIMP em zircão.

Granito Caroyal

Definido por Almeida *et al.* (1999) a partir da identificação da característica composicional cálcio-alcalina de alto K, divergente com a alcalina (tipo-A) da Suíte Intrusiva Maloquinha, denominando-o de Granito Caroyal. Trata-se de um batólito composto por sienos e monzogranitos.

Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de cristalização para este granito de 1870 ± 4 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão, e identificaram populações de cristais herdados de 2,71 e 1,94 Ga.

Granito Porquinho

Unidade denominada por Prazeres *et al.* (1979), trata-se de um batólito granítico com alta potencialidade para depósitos de estanho, que era correlacionado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Pessoa *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1977). Entretanto, Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de cristalização de 1786 ± 14 Ma por U-Pb SHRIMP em zircão, demonstrando que este granito pertence a outro evento magmático (magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires, do Domínio Juruena).

A constituição, em geral, engloba leucogranitos de cores vermelha e rosa, equigranulares, isótopos e de granulação média. Prazeres *et al.* (1979) e Bahia *et al.* (1998) identificaram uma assinatura subalcalina (cálcio-alcalina?).

Diabásio Crepori

Definido por Santos & Loguércio (1984) é composto por intrusões de olivina diabásio e microgabros nas rochas sedimentares da Formação Buiucu, na bacia do rio Crepori. Trata-se de magmatismo intraplaca e ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m (Vasquez *et al.* 2008a). A idade de cristalização de

1780±7 Ma foi atribuída para esta unidade por datação U-Pb SHRIMP em baddeleyita (Santos *et al.* 2002).

2.1.5 Coberturas Sedimentares

Formação Novo Progresso

Definida por Ferreira *et al.* (2004) ocorre nas proximidades da cidade homônima, no sudeste do domínio. É constituída por conglomerados polimíticos, com seixos subangulosos e subarredondados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, e, subordinadamente, com seixos arredondados de granito em uma matriz arcossiana. Essas rochas são sotopostas por arenitos líticos e arcoseanos de granulação fina, cinza claros, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos, de cor rosa.

Vasquez *et al.* (2008a) correlacionaram a Formação Novo progresso com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho e sugeriram que a mesma está relacionada a este vulcanismo mais antigo.

Formação Buiçu

A Formação Buiçu foi denominada por Almeida *et al.* (2000), Ferreira (2000b), Bahia & Quadros (2000), Klein & Vasquez (2000). O mais expressivo segmento da Formação Buiçu é o da bacia do rio Crepori, afluente da margem direita do rio Tapajós, imediatamente ao sul da região do Cuiú-Cuiú.

Predominam arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Além da sucessão siliciclástica. Bahia & Quadros (2000) individualizaram também uma sucessão vulcanoclástica, composta de tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas.

O ambiente sugerido por Bahia *et al.* (2001b) é continental de deposição, possivelmente relacionada a canais fluviais entrelaçados. Sua idade seria estateriana por ser seccionada pelo Granito Porquinho e pelo Diabásio Crepori, datados em torno de 1,78 Ga (Santos *et al.* 2002 e 2004).

2.1.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

Definida por Quadros *et al.* (1998) é composta por olivina gabros, olivina gabronoritos, olivina diabásios e troctolitos (Bahia & Quadros 2000). Características controversas são identificadas quanto à natureza química dessas rochas. Pessoa *et al.* (1977) consideraram uma afinidade alcalina, em parte subsaturada em sílica, e Quadros *et al.* (1999) consideraram uma natureza toleítica saturada em sílica (olivina toleíitos). De qualquer forma, a unidade marca um evento extensional na região. Santos *et al.* (2002) obtiveram idade em um troctolito desta unidade, pelo método U-Pb em baddeleyita de 1186 ± 12 Ma.

2.2 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

O entendimento da evolução geológica da PAT no domínio Tapajós é ainda precário e propostas algo antagônicas são descritas na literatura (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2001; 2004, Vasquez *et al.* 2008b, Juliani *et al.* 2013a). A área da PAT praticamente se confunde com a do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima de Santos *et al.* (2001). A evolução desse domínio, segundo Vasquez *et al.* (2008b), é relacionada à formação do arco de ilhas Cuiú-Cuiú durante a orogênese Cuiú-Cuiú no Orosiriano. Esse arco, tido como intra-oceânico e juvenil (Tassinari & Macambira 1999, Vasquez *et al.* 2002, Santos *et al.* 2004), desenvolveu-se aproximadamente entre 2,1 e 1,9 Ga e é representado por unidades estratigráficas aflorantes especialmente na porção ocidental do domínio, que incluem o Grupo Jacareacanga, o Complexo Cuiú-Cuiú, a Suíte Intrusiva Creporizão e, a leste, a Formação Vila Riozinho. Os produtos dessa orogênese consistem em associações tectônicas formadas pela colisão de um arco de ilha (Arco Cuiú-Cuiú) com um suposto continente. Essa colisão teria gerado a estruturação em escala regional da província (NW-SE). Já Santos *et al.* (2004) apresenta uma evolução mais complexa, e interpreta o Domínio Tapajós como um orógeno acrescionário tipo andino, com cinco arcos magmáticos, e descarta a existência de evento colisional típico, devido à ausência de granitos tipo S e rochas de alto grau na área.

Após a orogênese Cuiú-Cuiú, entre 1907 e 1879 Ma, ocorreu uma fase de evolução pós-colisional tardia onde estão inseridas as suítes intrusivas Tropas e Parauari, classificadas por Vasquez *et al.* (2008b) como Suítes Plutônicas Pós-orogênicas. Entre 1882 e 1864 Ma as Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais no Domínio Tapajós representadas principalmente pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha desenvolveram-se, juntamente

com seus equivalentes vulcânicos, as Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais e Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais. Essa fase estendeu-se até 1786 ± 4 Ma, idade correspondente à colocação do Granito Porquinho, o que representa dois estágios diferentes da implantação dos riftes continentais do final do Paleoproterozoico, sugerindo que o Orosiriano corresponde ao início da formação dos mesmos, e o Estateriano o estágio mais evoluído da tafrogênese paleoproterozoica. A implantação desses riftes possibilitou a deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiuçu (Bacias de Rife Continental Paleoproterozoico).

Em 1780 ± 7 Ma ocorreram intrusões das Rochas Gabróicas Toleiíticas estaterianas que cortam o embasamento orosiriano e esse momento marca também a idade mínima de sedimentação das coberturas sedimentares. E, por fim, as Rochas Gabroicas Alcalinas e Toleiíticas Continentais (1186 ± 12 Ma) registram uma reativação do manto sob o Domínio Tapajós, aproximadamente 600 Ma após o último evento magmático.

Em desenvolvimento, encontra-se a proposta bastante recente de Juliani *et al.* (2013a). Esses autores advogam a existência de pelo menos dois arcos continentais, o mais antigo com rochas de idades entre 2,13 e 1,95 Ga e o mais jovem com rochas formadas entre 1,89 e 1,87 Ga. Esses arcos, orientados segundo a direção leste-oeste, teriam sido gerados pela subducção de uma placa oceânica, de sul para norte, sob uma placa continental arqueana a paleoproterozoica. Desse modo, a proposta difere dos demais modelos vigentes, que assumem subducção de SW para NE e orientação NW-SE dos cinturões orogênicos.

3 METALOGENIA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

Uma gama de propostas de modelos metalogenéticos já foi defendida previamente para as mineralizações de ouro da Província Aurífera do Tapajós. Os principais estudos realizados na província apontam para três grandes sistemas ou classes genéticas: (1) sistemas pórfiro-epitermais; (2) sistemas relacionados a intrusões graníticas e (3) sistemas orogênicos.

3.1 SISTEMAS PÓRFIRO-EPITERMAIS

Dreher *et al.* (1998) fizeram estudos mineralógicos e investigações de inclusões fluidas para duas ocorrências (garimpos Davi e Joel) e atribuíram origem epitermal para esses jazimentos. Os argumentos que os autores apresentaram basearam-se em estudos de microsonda eletrônica e difração de raios-X que identificaram o feldspato como sendo da variedade adularia. Sua presença caracterizaria uma zona de alteração adularia-sericita no garimpo Davi e (adularia ausente) uma zona sericitica no garimpo Joel. Além disso, os autores entendem que a associação mineral esfalerita, galena, calcita, epidoto, clorita, prehnita, albita e fluorita são mais comuns nos depósitos adularia-sericita. Estudos de inclusões fluidas sugerem que o feldspato formou-se sob temperatura de 240-320°C no garimpo Davi e 220-340°C no garimpo Joel e também mostraram a coexistência de inclusões fluidas bifásicas ricas na fase líquida e outras ricas na fase vapor, com salinidades baixas compreendidas na faixa de depósitos adularia-sericita que indicaram processos de ebulição. E por fim, a identificação de feições deformacionais de um regime rúptil das rochas encaixantes e dos veios portadores de ouro e as texturas de preenchimento de espaços vazios em veios de quartzo reforçariam a ideia de origem epitermal para esses autores.

Santos *et al.* (2001) argumentam contrariamente à interpretação de Dreher *et al.* (1998). Os autores observaram que determinadas feições, tais como o ambiente tectônico e o caráter polimetálico dos veios do Tapajós não seriam consistentes com a afinidade epitermal, mas sugeririam uma relação com veios relacionados a intrusões, os quais seriam transicionais entre veios epitermais do tipo adularia-sericita e veios do tipo mesotermal.

Juliani *et al.* (2005) consideraram a mineralização no depósito V3/Botica como epitermal de alta sulfetação com base na configuração geológica, natureza das rochas hospedeiras, alteração mineralógica (presença de alunita hidrotermal), relação espacial das zonas de alteração, idade da mineralização e dados de isótopos estáveis.

A alunita magmática-hidrotermal apresentou idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1869 ± 2 Ma. Os minerais de minério (pirita, covelita, bornita, enargita-luzonita, galena, calcopirita, esfalerita, prata, cobre e ouro nativo) são relacionados à zona argílica avançada; pirofilita, quartzo, pirita, andalusita, diásporo, rutilo e woodhouseita-svanbergita envolvendo zonas ricas em alunita maciça ou alunita que preenche espaços vazios no quartzo, indicando forte lixiviação ácida. As disposições destas zonas consistem na argílica avançada para maiores profundidades e a argílica intermediária, sericítica e propilitica lateralmente a intrusão. Sete amostras de alunita resultaram em idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1,869 a 1,846 Ga e demonstraram menor perda aparente de Ar. O fracionamento isotópico de enxofre e oxigênio são coerentes com origem magmática-hidrotermal para as alunitas, que é característico de depósitos de alta sulfetação.

Os sistemas epitermais estariam associados a sistema pórfiros. Os depósitos V5, de Au-Cu-Mo (Jacobi 1999), e Palito, de Au-Cu (Echeverri-Misas *et al.* 2013), seriam representantes dessa classe/sistema.

3.2 SISTEMAS RELACIONADOS A INTRUSÕES GRANÍTICAS

Santos *et al.* (2001) sugeriram a similaridade do ambiente tectônico entre determinados tipos de veios de quartzo portadores de ouro do Tapajós com os depósitos do distrito de *North China Platform* onde os veios de quartzo mineralizados são polimetálicos e estão relacionados ao plutonismo do Mesozoico e ao vulcanismo subaéreo e ocorrem hospedados preferencialmente em gnaisses do embasamento.

Juliani *et al.* (2002) definiram que a mineralização de ouro no granito Batalha ocorre na zona sericítica, mas possui como fortes características uma zona de metassomatismo sódico e potássico, que caracteriza uma precipitação de albita causada por empobrecimento de Na e enriquecimento de K no fluido hidrotermal. A interpretação do jazimento como relacionado a intrusão foi feita, principalmente, por causa da fugacidade de oxigênio relativamente reduzida, compatível com a descrita para esses depósitos, além de apresentar a ideia de que o aquecimento da base da crosta provoca a fusão de granitoides e esses blocos crustais serviram de fonte.

Borges *et al.* (2009) definiram quatro associações minerais no depósito São Jorge, sendo a associação 1 (formada durante o estágio magmático) composta por anfibólio e andesina-oligoclásio. Na associação 2, o anfibólio é totalmente substituído e o plagioclásio primário é intensamente saussuritizado. O epidoto tem presença relevante e a biotita é

parcialmente cloritizada. Na associação 3, a clorita e o plagioclásio albitico predominaram, a mica branca menos relevante e biotita é mais esparsa. A associação 4 é marcada por uma alteração fílica com carbonatação associada, composta predominantemente por mica branca, pirita e carbonato. Os autores definiram que as associações 3 e 4 são relacionadas aos processos hidrotermais que geraram a mineralização de sulfetos e ouro. Após ampla discussão com vários modelos propostos para diversos depósitos da Província Aurífera do Tapajós, concluíram que seus dados assemelharam-se aos de Juliani *et al.* (2002) e Santos *et al.* (2001), principalmente no que concerne aos aspectos da zona mineralizada, sendo a zona mais ricamente mineralizada a zona fílica.

Mais recentemente, o depósito do Tocantinzinho, o de maior tonelagem até o momento na Província Tapajós, foi também relacionado a intrusões graníticas (Santiago *et al.* 2013, Villas *et al.* 2013). Segundo esses autores os dados geológicos, petrográficos, químicos e isotópicos do depósito indicaram essa gênese. O biotita monzogranito, que hospeda a mineralização de ouro, sofreu alteração hidrotermal leve a moderada originando duas variedades principais, chamadas genericamente de salame e *smocky*. Microclinização, cloritização, sericitização, silicificação e carbonatação são as principais alterações hidrotermais e a microclinização marca a fase precoce que ocorreu a aproximadamente 330°C. A sericitização, em seguida, foi responsável por transportar os fluidos com os metais de base e o ouro possibilitando a precipitação desses em consequência do aumento de pH e da atividade das espécies de enxofre. Vênulas de quartzo foram precipitadas com a contínua diminuição da temperatura e posteriormente uma mistura de fluidos aquosos e aquo-carbônicos ocasionaram deposição de calcita. Dados isotópicos denotam que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ indicam fonte provavelmente mantélica, já os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ apontam assinatura magmática e de outras fontes mais enriquecidas em ^{16}O . A temperatura da cloritização e carbonatação foi estimada em 300°C com base no geotermômetro da clorita. Os autores concluem que a carbonatação foi originada por um processo magmático e que os fluidos que trouxeram a mineralização, precedente da carbonatação, provavelmente também foram magmáticos.

3.3 SISTEMAS AURÍFEROS OROGÊNICOS

Esse modelo é baseado fundamentalmente em dados de P-T e composição de inclusões fluidas e composição de isótopos de oxigênio e hidrogênio, além de interpretações estruturais (Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2001a; 2002, Coutinho 2008, Veloso & Santos 2013). Os dados indicam fontes profundas, magmáticas ou mantélicas para os fluidos com condições

físicas compatíveis com posicionamento epizonal a mesozonal (Klein *et al.* 2001a, Coutinho 2008). Já os estilos estruturais de veios mineralizados e das estruturas hospedeiras desses veios, caracterizadas pela presença de feições dúcteis, levou Santos *et al.* (2001), Klein *et al.* (2002) e Coutinho (2008) à sugestão de que os mesmos se formaram em maior profundidade, em associação com estruturas dúcteis ativas, o que também seria consistente com o modelo orogênico.

A real existência dessa classe na Província Tapajós, pelo menos na escala em que é proposta por Santos *et al.* (2001) e Coutinho (2008), passou a ser questionada (E.L. Klein 2012, comunicação verbal), uma vez que esse tipo de depósito se associa a cinturões metamórficos. O metamorfismo conhecido na província é anterior a 1,95 Ga e afetou as unidades Jacareacanga e Cuiú-Cuiú. Portanto, a existência da classe orogênica estaria restrita a depósitos formados até essa época. Ocorre que muitos dos depósitos e ocorrências são bastante posteriores e associados com evento ocorrido aproximadamente em 1,88-1,86 Ma (vide discussão no próximo item). Esses depósitos não poderiam ser enquadrados na classe orogênica. Inclusive o próprio campo mineralizado do Cuiú-Cuiú foi associado à classe orogênica (Klein *et al.* 2001a, Santos *et al.* 2001, Coutinho 2008), mas dados recentes não sustentam tal interpretação (Assunção 2013, Silva Júnior *et al.* 2013).

3.4 EVENTOS MINERALIZADORES NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Além dos diversos modelos genéticos acima descritos, a existência de um ou dois eventos mineralizadores na Província Aurífera do Tapajós também é objeto de discussão. Dados de isótopos de argônio em mica (Santos *et al.* 2001) e alunite (Juliani *et al.* 2005) apontam para evento mineralizador por volta de 1,88-1,86 Ga. Já as idades modelo obtidas com isótopos de Pb em sulfetos (Santos *et al.* 2001, Lafon & Coutinho 2008, Silva Júnior *et al.* 2013) indicam dois picos de idade, em 1,96 Ga e 1,88 Ga, que são interpretados por Klein *et al.* (2007) e Lafon & Coutinho (2008) como reflexo de dois eventos mineralizadores. Santos *et al.* (2001), por outro lado, sustentam apenas o evento mais jovem e argumentam que as idades modelo mais antigas refletem apenas a idade da fonte do Pb incorporado nos sulfetos. Com base nos estilos estruturais de veios mineralizados e tipo de estrutura hospedeira, Klein *et al.* (2002) corroboram a existência de dois eventos.

3.5 O CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ

Vários depósitos e ocorrências, incluindo garimpos, são conhecidos no Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú. Até o momento, apenas Central e Moreira Gomes encontram-se na categoria de depósitos e os alvos que se encontram em prospecção, no momento, são Jerimun de Baixo, Jerimun de Cima, Babi e Pau da Merenda. Além desses, pelo menos Guarim e Raimundinha tiveram importância em outros momentos.

Os depósitos Moreira Gomes e Central já possuem recursos avaliados preliminarmente, que totalizam pouco mais de 40t de ouro (Tabela 3.1, McMahon 2011).

Tabela 3.1 – Dados econômicos para os depósitos Central e Moreira Gomes.

	Tonelagem	Teor de ouro (g/t)	Quantidade de Ouro contido (toneladas)
Central	3,4	1,0	3,1
Moreira Gomes	0	0	0
Total da reserva indicada	3,4	1,0	3,1
Central	17,0	0,9	15,5
Moreira Gomes	14,0	1,5	21,7
Total de reservas inferidas	31,0	1,2	37,2

Fonte: McMahon (2011).

Em mapas anteriores (Bahia & Quadros 2000, Klein *et al.* 2001a, Vasquez & Rosacosta 2008), os depósitos e ocorrências auríferas do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú são tidos como hospedados em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Entretanto, trabalhos recentes (Silva Júnior & Klein 2012, Assunção 2013, Silva Júnior *et al.* 2013, Chaves & Moura no prelo) e esta dissertação, mostram que apenas parte dos jazimentos está hospedada em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú. Outros jazimentos encontram-se hospedados em rochas das suítes intrusivas Parauari e Creporizão (Figura 1.2).

O Complexo Cuiú-Cuiú é composto na região por metagranitoides de composição quartzo-diorítica a granodiorítica e por gnaisses. Essas rochas refletem condições metamórficas de fácies anfibolito e, quando deformadas (foliação, bandamento), apresentam estruturas orientadas segundo N10°-20°E/60°-80°SE (Bahia & Quadros 2000, Klein *et al.* 2001a). O complexo foi intrudido por granitoides das suítes Creporizão e Parauari. Os primeiros compreendem granodioritos, tonalitos e monzogranito com texturas ígneas

preservadas. Os últimos consistem em granodioritos e monzogranitos de granulação média, equigranulares a porfiríticos. A colocação desses granitoides está controlada por falhas de orientação NW-SE (Figura 1.2).

O principal controle dos corpos mineralizados é exercido justamente por essas estruturas maiores, que se estendem por mais de 17 km e formam lineamentos de grande escala regional (NW-SE), que controlam também os depósitos São Jorge, Palito, Tocantinzinho e Bom Jardim. Os depósitos e ocorrências se associam provavelmente com estruturas menores relacionadas com a movimentação das falhas principais (Santos & Coutinho 2008, McMahon 2011) (vide também o artigo científico, mais adiante).

4 ARTIGO CIENTÍFICO

Geologia e características do fluido mineralizador no depósito aurífero Central, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico: uma abordagem com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis

Geology and characteristics of the mineralizing fluid in the Central gold deposit, Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: a fluid inclusion and stable isotope study

Ana Claudia Sodré Araújo^{1,2} (claudiasodre@ufpa.br), Evandro L. 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; Av. Dr. Freitas, 3645, CEP: 66095-110, Belém-PA, Brasil.

Palavras: resumo (280), abstract (258), texto principal com referências (12209), legendas (877). 4 tabela e 13 figuras.

Título curto: depósito aurífero Central, Província Tapajós

Resumo

O depósito Central da Província Aurífera do Tapajós, Craton Amazônico, possui corpos de minério orientados segundo NW-SE. A mineralização está hospedada em granitoides da Suíte Intrusiva Parauari e a alteração hidrotermal, predominantemente fissural e subordinadamente pervasiva, produziu sericitização, cloritização, silicificação, carbonatação e sulfetação. Pirita é o sulfeto principal, secundado por calcopirita, esfalerita e galena. O ouro preenche fraturas na pirita. Inclusões fluidas hospedadas no quartzo hidrotermal são carbônicas, monofásicas ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$) ou bifásicas ($\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$), aquo-carbônicas bifásicas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}$) ou trifásicas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) e, predominantemente, aquosas bifásicas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$). Inclusões carbônicas e aquo-carbônicas foram geradas por separação de fases. A densidade é baixa a moderada e a salinidade varia de 11,15 a 2,42% em peso equivalente de NaCl. O aprisionamento se deu predominantemente em torno de 340°C. Inclusões aquosas, com densidade moderada a alta e salinidade entre 1,16 e 13,3% em peso equivalente de NaCl, foram aprisionadas em 120-140°C e 180°C. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ na pirita são de +0,5 a +4,0‰. O fluido hidrotermal mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +2,2 e +8,8‰, δD entre -35 a +13‰ e $\delta^{13}\text{C}$ de -18,0 a -1,0‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ plotam no campo das águas metamórficas, com um desvio em direção à linha da água meteórica, o que é interpretado como mistura de fluido magmático com meteórico, devido à ausência de evento metamórfico à época da formação do depósito. O sistema magmático-hidrotermal inicialmente aprisionou fluidos aquo-carbônicos exsolvidos por magma félsico relacionado com fase tardia de evolução da Suíte Parauari (340°C). A contínua exsolução e resfriamento levaram ao empobrecimento em CO_2 e predomínio de fluidos aquosos que eventualmente interagiram com água meteórica em mais baixa temperatura.

Palavras-chave: Tapajós; Paleoproterozoico; Inclusões fluidas; Isótopos estáveis; Ouro; Metalogênese

Abstract

The Central gold deposit of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, consists of NW-SE-trending ore bodies hosted in granitoids of the 1884 Ma-old Parauari Intrusive Suite. Fissure-filling and pervasive hydrothermal alteration produced sericitization, chloritization, silicification, carbonatization and sulfidation. Pyrite is the main sulfide mineral, whereas chalcopyrite, sphalerite and galena are minor phases. Gold is hosted in fractures of pyrite. Quartz hosts one- ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$) and two-phase ($\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) carbonic, two- ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}$) and three-phase ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) aqueous-carbonic and, predominantly, two-phase ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) aqueous fluid inclusions. CO_2 -bearing inclusions are interpreted as produced by phase separation. These inclusions have low to moderate densities, salinities vary from 11.15 to 2.42 wt.% NaCl equiv., and were trapped mostly at 340°C. Aqueous inclusions have moderate to high densities, salinities range from 1.16 to 13.3 wt.% NaCl equiv., and were trapped at 120-140°C and 180°C. $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite vary from +0.5 to +4.0‰. The hydrothermal fluid shows $\delta^{18}\text{O}$ values of +2.2 to +8.8‰, δD between -35 and +13‰ and $\delta^{13}\text{C}$ between -18.0 and -1.0‰. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values plot within the metamorphic field, but, since no metamorphic event is known to have occurred at the time of mineralization, these values are interpreted as produced by mixing of magmatic and meteoric fluids. The magmatic-hydrothermal system allowed initial trapping of CO_2 -bearing fluids exsolved during the final stages of the evolution of the Parauari Suite (340°C). The continuous exsolution and cooling of the fluid lead to CO_2 depletion and predominance of aqueous fluids that eventually mixed with low-temperature meteoric waters.

Keywords: Tapajós; Paleoproterozoic; Fluid inclusions; Stable isotopes; Gold; Metallogeny

4.1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera Tapajós (PAT) está localizada na porção central do Cráton Amazônico. Abrange cerca de 140.000 km² e seus limites, embora não bem definidos, praticamente se confundem com o Domínio Tapajós (Santos et al., 2001; Vasquez et al., 2008a) (Figura 4.1). Diversos estudos geológicos e metalogenéticos foram realizados nesta província e os autores propuseram modelos metalogenéticos de escala regional, como Santos et al. (2001) e Coutinho (2008), outros apresentaram modelos evolutivos mais ou menos elaborados para ocorrências ou depósitos individuais, como Juliani et al. (2005), Dreher et al. (1998), Klein et al. (2001a), Klein et al. (2004), Costa et al. (2007), Borges et al. (2009), Echeverri-Misas et al. (2013), Villas et al. (2013), Santiago et al. (2013), Veloso e Santos (2013). Esses estudos acomodam diferentes modelos genéticos (classes de depósitos), como orogênico, relacionado à intrusão, pórfiro e epitermal.

A região do Cuiú-Cuiú, na PAT, sudoeste do estado do Pará, foi uma grande produtora de ouro aluvionar entre 1972 a 1992. Com a diminuição da disponibilidade de jazimentos aluvionares, a atividade garimpeira migrou para jazimentos supergênicos e primários. Toda essa atividade atraiu a atenção de empresas de mineração, de grande porte até juniores, em meados da última década de 1990, as quais desenvolveram trabalhos que incluíram aerogeofísica, geoquímica de solo e uma quantidade menor de escavações e sondagem. Como consequência, alguns depósitos foram descobertos na província e, com a retomada dos trabalhos a partir de 2004, prospectos e depósitos se encontram em diferentes estágios de desenvolvimento, como Tocantinzinho, São Jorge, Ouro Roxo, Coringa, Boa Vista e Cuiú-Cuiú, dentre muitos outros. Uma mina (Palito) operou por cerca de dois anos, produzindo ouro e, subordinadamente, cobre.

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú é composto por diversas ocorrências (Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Pau da Merenda, Babi e Ivo) e, até o momento, dois depósitos, Central e Moreira Gomes, que possuem seus recursos auríferos preliminarmente definidos, os quais totalizam 34,4 Mt de minério com 1,0 a 1,2 g/t de teor de ouro e 40,3 toneladas de ouro contido, sendo 18,6t no depósito Central (McMahon, 2011).

No campo do Cuiú-Cuiú, informações são ainda escassas e limitadas a relatórios internos de mineradoras. Nesse sentido, um conjunto de trabalhos está em curso, para contribuir com o conhecimento do contexto metalogenético dos depósitos e prospectos auríferos deste campo (Queiroz e Klein, 2012; Silva Júnior e Klein, 2012; Assunção e Klein, em revisão). Este estudo é focado no depósito Central, e tem como objetivos: (1) determinar as condições de pressão e temperatura de formação do minério e (2) investigar a composição e possíveis fontes de fluidos mineralizadores, para isso utilizou a caracterização petrográfica das rochas hospedeiras do minério aurífero e os efeitos da alteração hidrotermal sobre essas rochas. Isto é feito com base em estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis em minerais hidrotermais. O trabalho pretende, também, contribuir para o entendimento da metalogênese em escala de província.

4.2 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

A área da Província Aurífera do Tapajós praticamente se confunde com a do Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima de Santos et al. (2001) (Figura 4.1). A evolução do domínio, segundo Vasquez et al. (2008b) pode ser acompanhada na Figura 4.2. Essa evolução é relacionada à formação do arco de ilhas Cuiú-Cuiú durante a orogênese Cuiú-Cuiú, no Orosiriano (2,03 – 1,96 Ga). Esse arco desenvolveu-se aproximadamente entre 2,1 e 1,9 Ga e é representado por unidades estratigráficas aflorantes especialmente na porção ocidental do domínio, que incluem o Grupo Jacareacanga, o Complexo Cuiú-Cuiú, a Suíte Intrusiva

Creporizão e, na porção oriental, a Formação Vila Riozinho. Os produtos dessa orogênese consistem em associações tectônicas formadas pela colisão do arco de ilhas (Cuiú-Cuiú) com um suposto continente. Essa colisão gerou a estruturação em escala regional da província (NW-SE). Já Santos et al. (2004) apresentam uma evolução mais complexa, e interpretam o Domínio Tapajós como um orógeno acrescionário tipo andino, com cinco arcos magmáticos desenvolvidos em duas orogêneses a Mundurucus (2040-1957 Ma) e Tropas (1906-1886 Ma), e descartam a existência de evento colisional típico, devido à ausência de granitos tipo S e de rochas de alto grau metamórfico na área. O metamorfismo associado à orogenia teria acontecido por volta de 2,0-1,95 Ga (Santos et al., 2001; Klein et al., 2002).

Segundo o conceito de Vasquez et al. (2008b), após a orogênese Cuiú-Cuiú, entre 1907 e 1879 Ma, ocorreu uma fase de evolução pós-colisional tardia onde estão inseridas as suítes intrusivas Tropas e Parauari, classificadas por aqueles autores como Suítes Plutônicas Pós-Orogênicas.

Entre 1882 e 1864 Ma, as Suítes Plutônicas Alcalinas representadas, principalmente, pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, desenvolveram-se juntamente com seus equivalentes vulcânicos, as Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais (Suítes Intrusivas Maloquinha e Parauari) e Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais (Formação Bom Jardim). Essa fase estendeu-se até 1786±4 Ma, idade correspondente à colocação do Granito Porquinho, o que representaria dois estágios diferentes da implantação dos riftes continentais no final do Paleoproterozoico, sugerindo que ao Orosiriano corresponde o início da formação dos mesmos, e ao Estateriano, o estágio mais evoluído da tafrogênese paleoproterozoica. A implantação desses riftes possibilitou a deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiúçu (Bacias de Rife Continental Paleoproterozoico).

Em 1780±7 Ma ocorreram as intrusões das Rochas Gabroicas Toleíticas estaterianas que cortam o embasamento orosiriano e esse momento marca também a idade mínima de deposição das coberturas sedimentares. E, por fim, as Rochas Gabroicas Alcalinas e Toleíticas Continentais (1186±12 Ma) registram uma reativação do manto sob o Domínio Tapajós, aproximadamente 600 Ma após o último evento magmático (Vasquez et al., 2008b e suas referências).

Pelo menos três grandes eventos estruturais são registrados na Província (Santos et al., 2001; Klein et al., 2002; Santos e Coutinho, 2008). O mais antigo é dúctil e de orientação predominantemente N-S, foi responsável por imprimir o bandamento gnáissico nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e a xistosidade nas rochas do Grupo Jacareacanga. Essas estruturas foram reorientadas e/ou transpostas por zonas de cisalhamento de orientação NW-SE e caráter rúptil-dúctil que estiveram ativas durante a colocação dos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão, também afetados por esta fase. Posteriormente, uma fase dúctil afetou os granitoides da Suíte Intrusiva Tropas e, por último, as estruturas mais jovens, eminentemente rúpteis, foram geradas e/ou reativadas durante o magmatismo félsico intracontinental representado pelos granitoides Maloquinha e rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Klein et al. (2002) estimaram que os eventos estruturais ocorreram em 2,0 a 1,99 Ga, 1,97-1,95 Ga, ~1,89 Ga e 1,88-1,87 Ga, respectivamente.

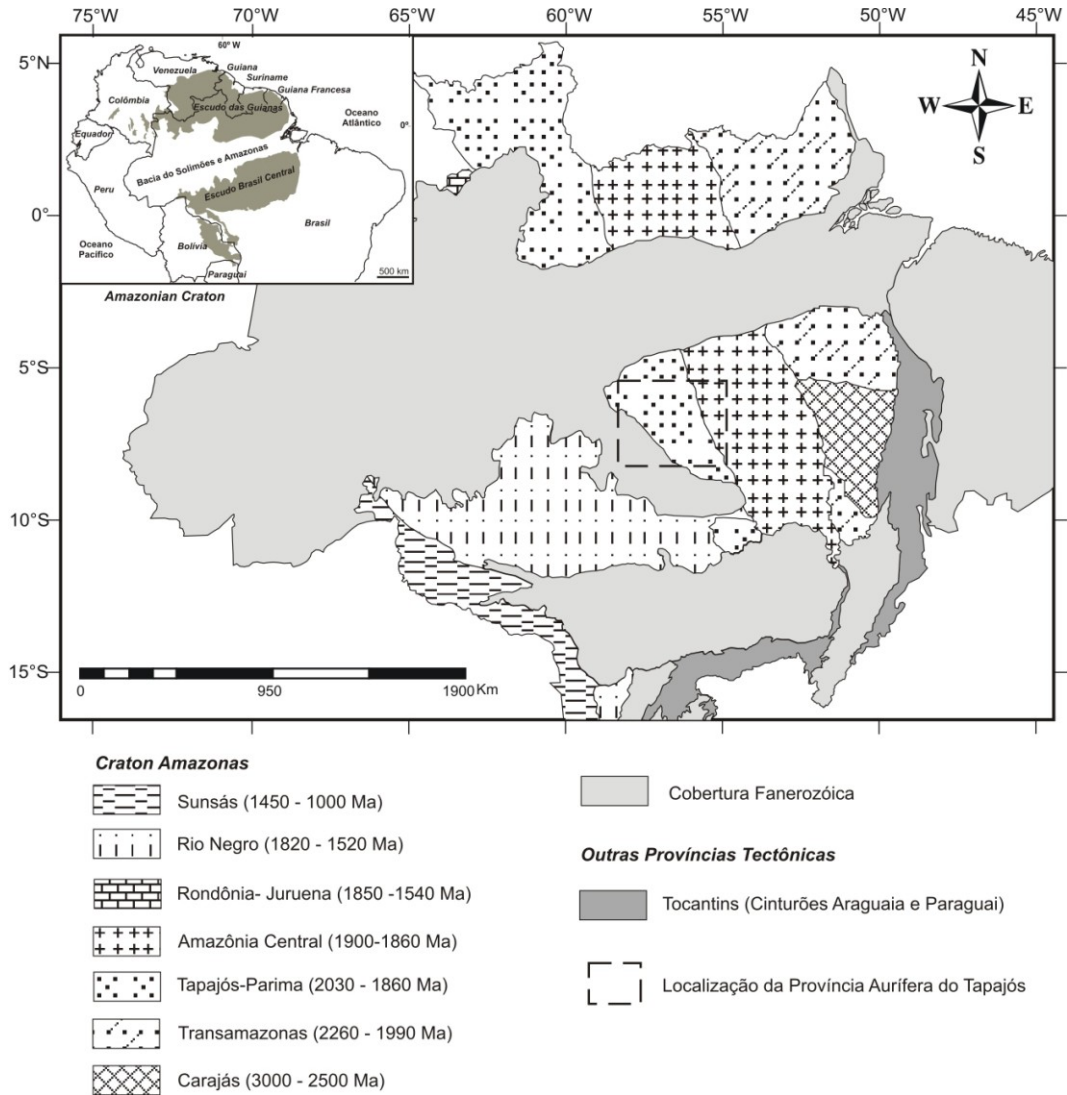


Figura 4.1. Localização da Província Aurífera Tapajós em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (segundo Vasquez et al., 2008; modificado de Santos, 2003).

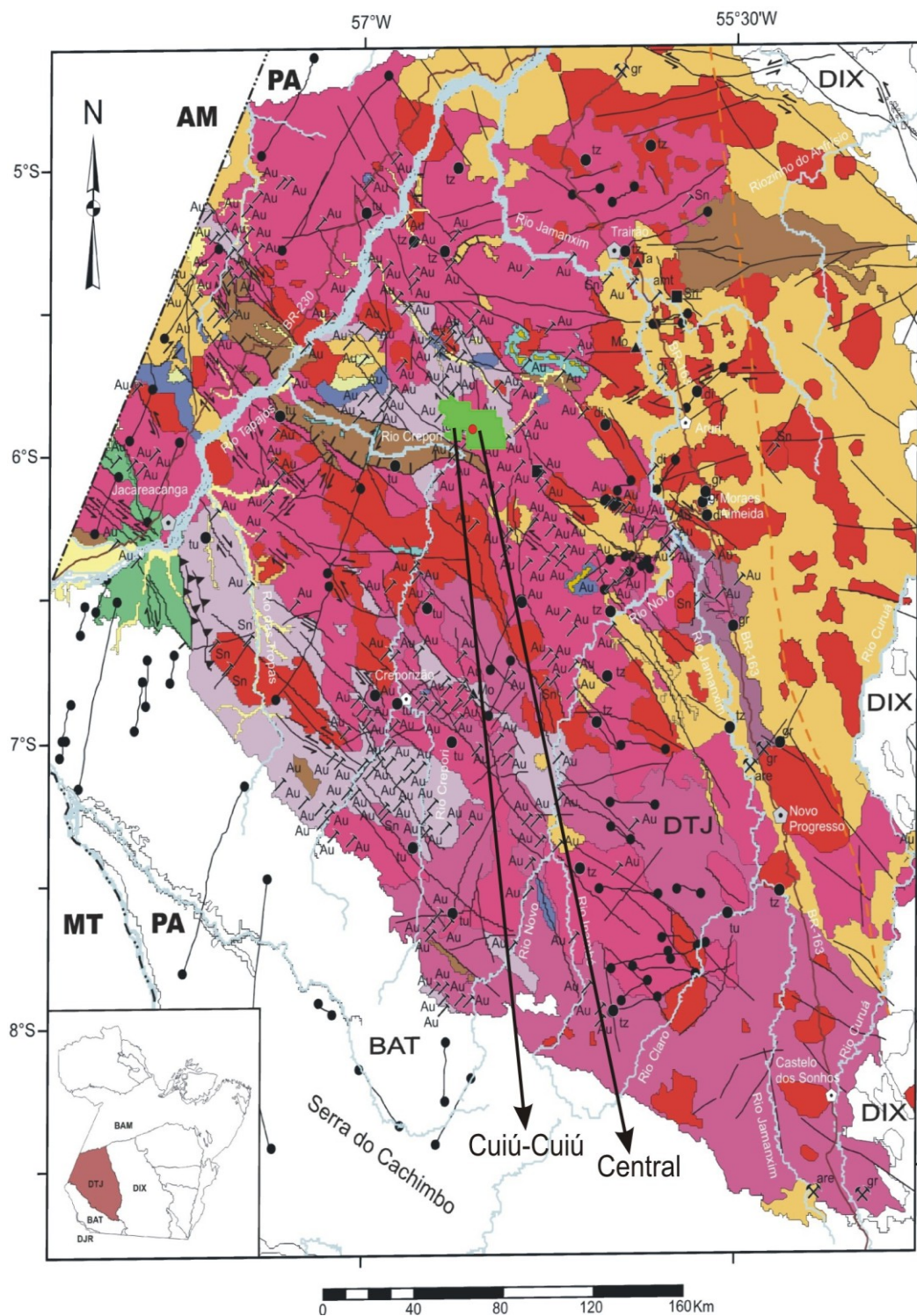


Figura 4.2. Mapa geológico de recursos minerais da atual configuração do Domínio Tapajós (Vasquez et al., 2008a), com a localização da região do Cuiú-Cuiú e do depósito Central.

Associações Tectônicas do Domínio Tapajós

Rifte Continental Esteniano (Magmatismo Máfico-Ultramáfico Intracontinental)

MP δ Rochas Gabróicas Alcalinas/Toleiíticas Continentais - gabros e diabásios ricos em olivina, toleiíticos continentais e alcalinos relacionados à distensão esteniana. Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1186 Ma).

Tafrógenos Orosiriano e Estateriano

PP4 δ Rochas Gabróicas Toleiíticas Continentais - diabásios estaterianos (1778 Ma) com afinidade toleiítica continental relacionados à extensão crustal estateriana (ca 1,78 Ga). Diabásio Crepori.

PP3brc Bacias de Rift Continental Paleoproterozóico - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rifte continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano. Formação Buiucu.

PP34 γ a Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais - granitóides, em geral de afinidade alcalina, relacionados à extensão crustal orosiriana e a estateriana. Exemplo: Suíte Intrusiva Maloquinha (1882-1864 Ma) e Granito Porquinho (1786 Ma).

PP3 β Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais - rochas vulcânicas intermediárias e máficas de alto K relacionadas à extensão crustal orosiriana. Formação Bom Jardim (1881 Ma).

PP3 δ Rochas Gabróicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais - gabros cálcio-alcalinos de alto potássio relacionados à extensão crustal orosiriana. Suíte Intrusiva Ingarana (1887-1881 Ma) e Anortosito Jutai (1878 Ma).

Pp3 α Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais - rochas vulcânicas félsicas orosirianas da extensão crustal pós-orogênica a anorogênica. Grupo Iriri (1893-1870 Ma).

Órôgeno Orosiriano - Orogênese Cuiú-Cuiú (Arco de Ilha/Magmático e Colagem Continental)

PP3 γ 3 Suítes Plutônicas Pós-orogênicas - granitóides orosirianos de alto potássio relacionados ao relaxamento e extensão crustal após soldagem do Arco de ilha Cuiú-Cuiú. Suítes intrusivas Tropas (1907-1894 Ma) e Parauari (1891-1879 Ma).

PP3 γ 2 Suíte Plutônica Tardiorogênica - granitóides orosirianos de alto potássio do período posterior a soldagem do Arco de Ilha Cuiú-Cuiú. Suíte Intrusiva Creporizão (1997-1957 Ma).

PP3av Rochas de Arco Vulcânico Orosiriano e Bacia Associada - rochas vulcânicas orosirianas de alto potássio relacionadas a arco vulcânico, e vulcano-sedimentares associadas. Formações Vila Riozinho (200-1998 Ma) e Novo Progresso.

PP3 γ 1 Suítes Plutônicas Sinorogênicas - granitóides e ortognaisses orosirianos de arco de ilha soldado a um continente durante a Orogênese Cuiú-Cuiú. Complexo Cuiú-Cuiú (2033-2005 Ma).


PP3ra Bacia de Arco de Ilha Orosiriano - seqüência metavulcano-sedimentar relacionada a arco de ilha orosiriano. Grupo Jacareacanga.


Domínios Tectônicos


 Limite com assinatura isotópica


DJR - Domínio Juruena BAM - Bacia do Amazonas
DIX - Domínio Iriri-Xingu BAT - Bacia do Alto Tapajós
DTJ - Domínio Tapajós


Estruturas

 Falha ou fratura

 Falha compressional (cavalgamento)

 Falha transcorrente (dextral / sinistra)

 Falha extensional (normal)

 Diques máficos

Base Planimétrica

 Rios e Igarapés

 BR-163

 Estradas

 Cidades

 Vilas/localidades

 Limite estadual

Recursos Minerais

Metais Nobres

Ouro (Au)

Metais Ferrosos

Tântalo (Ta)

Metais Não Ferrosos

Molibdênio (Mo)

Estanho (Sn)

Material de Uso na Construção Civil

Areia (are)

Granito (gr)

Gemas


Ametista (amt)


Topázio (tz)

Diamante (di)

Turmalina (tu)


Grau de Importância

 Depósito

 Ocorrência

 Indício

Status Econômico

 Garimpo


 Mina ativa

Figura 4.2. Continuação.

4.3 GEOLOGIA DO CAMPO MINERALIZADO DO CUIÚ-CUIÚ

A geologia do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú é composta por cinco unidades: Complexo Cuiú-Cuiú, Suíte Intrusiva Creporizão, Suíte Intrusiva Parauari (Figura 4.3). O Complexo Cuiú-Cuiú é o embasamento, composto por granitoides e metagranitoides que composicionalmente, incluem quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos, além de alguns gnaisses (Bahia e Quadros, 2000; Klein et al., 2001b; Chaves e Moura, no prelo). Foliações magmáticas e bandamento gnáissico estão orientados segundo N20°E. A unidade foi datada na região, onde um gnaisse forneceu idade U-Pb em zircão de 2033±7 Ma (Almeida et al., 2001).

Esse embasamento foi intrudido primeiramente por rochas da Suíte Intrusiva do Creporizão, composta por sienogranitos e monzogranitos com biotita e, por vezes, hornblenda granodioritos, tonalitos e subordinados quartzo monzodioritos (Bahia e Quadros, 2000; Klein et al., 2001b). Uma idade de 1997±3 Ma foi obtida em um tonalito do depósito Moreira Gomes, no mesmo campo, pelo método Pb-Pb em zircão (evaporação - Silva Júnior e Klein, 2012).

Posteriormente foi intrudido por rochas da Suíte Intrusiva Parauari, composta por duas fácies petrográficas, ambas aflorantes na região, uma granodiorítica e outra granítica. O depósito Central, aqui estudado, está hospedado em granitoides dessa unidade. Um monzogranito foi datado por Silva Júnior e Klein (2012), pelo método Pb-Pb em zircão (evaporação), que obtiveram idade de 1984 ±3 Ma.

A parte sul/sudoeste do campo é composta por rochas da Formação Buiuçu, formada por arcóseos, arcóseos líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Além da sucessão siliciclástica, Bahia e Quadros (2000) individualizaram uma sucessão vulcanoclástica, composta por tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas.

O principal controle dos depósitos e ocorrências auríferas é estrutural. O conjunto de jazimentos está disposto entre duas grandes falhas de orientação predominante WNW-ESE (com inflexões até E-W) e movimentação sinistral. Em termos litoestratigráficos, em mapas anteriores (Bahia e Quadros, 2000; Klein et al., 2001b; Vasquez e Rosa-Costa, 2008), todos os jazimentos primários estavam associados ao Complexo Cuiú-Cuiú. Contudo, trabalhos mais recentes de mapeamento geológico (Chaves e Moura, no prelo) e de geocronologia (Silva Júnior e Klein, 2012), mostram que os depósitos e ocorrências auríferas estão hospedados em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e em granitoides das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (Figura 4.3).

4.4 PROCEDIMENTOS ANÁLITICOS

Microscopia Eletrônica de Varredura, com o auxílio da espectroscopia de energia dispersiva (EDS) foi efetuada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LabMev) da Universidade Federal do Pará (UFPA). A técnica foi usada principalmente para determinação dos minerais de minério que estavam em pequenas dimensões, mas também para determinação da composição química semi-quantitativa dos sulfetos em geral e do ouro.

Estudos petrográficos e microtermométricos de inclusões fluidas foram realizados em lâminas bipolidas confeccionadas em veios de quartzo e zonas de alteração hidrotermal das rochas hospedeiras coletadas em quatro furos: CC-02, CC-03, CC-15 e CC-54, segundo procedimentos descritos em Roedder (1984). Esses estudos foram realizados no laboratório de inclusões fluidas do Instituto de Geociências da UFPA. A petrografia foi realizada em microscópio petrográfico ótico, onde foram observadas características das inclusões fluidas em temperatura ambiente, como número de fases, tamanho, volume da fase gasosa ou grau de

preenchimento e, se possível, composição. As medidas microtermométricas foram efetuadas 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 e Lamb (1986), Bowers e Helgeson (1983) e Collins (1979).

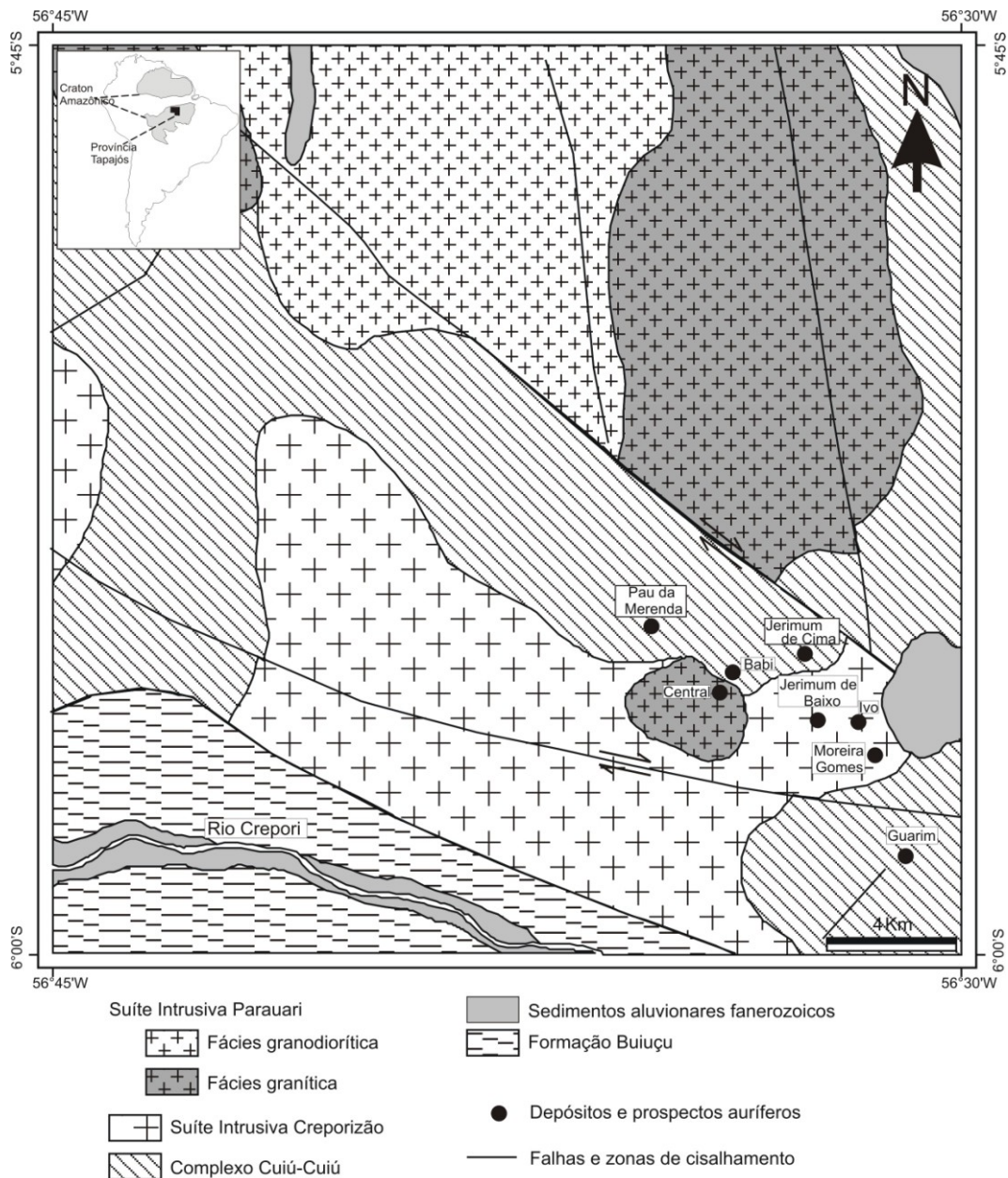


Figura 4.3. Mapa geológico das imediações do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (modificado de Chaves e Moura, no prelo).

Para o estudo de isótopos de oxigênio (O), hidrogênio (H), carbono (C) e enxofre (S) os concentrados minerais foram preparados por meio de técnicas convencionais de redução de amostras, englobando fragmentação, trituração, peneiramento e separação magnética. A separação final dos minerais foi realizada por catação manual em lupa binocular. Para as análises isotópicas foram separados aproximadamente 2mg de clorita e 20mg quartzo, 10mg

de carbonato e 5mg de pirita. As análises isotópicas de oxigênio e carbono em carbonato e de oxigênio em quartzo e clorita foram realizadas no LABISE – Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE); de hidrogênio em clorita e inclusões fluidas no laboratório da Queen’s University, no Canadá; e de enxofre em sulfetos no LAIS – Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Brasília (UnB).

As razões isotópicas do oxigênio e carbono em calcita e de oxigênio em quartzo e clorita foram determinadas em espectrômetro de massa Delta V Advantage. Os isótopos de oxigênio e carbono em carbonatos foram analisados em espectrômetro de massa após o gás CO₂ ter sido extraído em linha de alto vácuo posteriormente a reação com ácido ortofosfórico a 100% e a 25°C durante um dia. A notação adotada para os resultados estão expressos δ em permil (‰) relativo ao padrão VPDB e a incerteza da medida isotópica foi inferior 0,1‰ para carbono e inferior a 0,2‰ para oxigênio, baseado em análises múltiplas de um padrão interno do laboratório (BSC). O procedimento para isótopos de oxigênio em quartzo e clorita envolve a liberação do oxigênio por reação com BrF₅, e sua posterior conversão para CO₂ por reação com grafita a 750°C. O gás CO₂ obtido foi analisado isotopicamente em espectrômetro de massa. Os resultados estão expressos na notação δ em permil (‰) relativo ao padrão V-SMOW, com precisão melhor que $\pm 0,1‰$.

A composição isotópica do hidrogênio da clorita foi medida num analisador elementar termo-químico (TC/EA-IRMS, na sigla em inglês) usando procedimentos descritos em Kyser e O’Neil (1984) e Sharp et al. (2001). Concentrados com 0,2 a 1,0 g de clorita foram colocados em cápsulas de Ag medindo 6x4 mm e desgaseificados por uma hora a 100°C. As cápsulas foram então compactadas e carregadas num auto-amostrador, onde foram purificadas com gás hélio para remoção da água superficial. As amostras foram então levadas a um cadinho de grafite a 1450°C para conversão de CO₂ e H₂O liberados em CO e H₂. Esses gases foram amostrados num equipamento Thermo Finnigan CONFO III e o H₂ separado por um cromatógrafo de gás PORAPLOT-Q. As composições isotópicas foram medidas num espectrômetro Thermo Finnigan DELTA-PLUS-XP. O hidrogênio em inclusões fluidas do quartzo foi medida de maneira similar à descrita acima para a clorita. Cerca de 50 mg de fragmentos de quartzo foram colocados nas cápsulas de prata e desgaseificados por uma hora a 100°C. Após combustão a ~1000°C a determinação da composição isotópica foi feita por TC/EA-IRMS a 1450°C. Todas as análises de hidrogênio foram acompanhadas por análises de padrões internos calibrados em relação ao padrão V-SMOW. A precisão analítica é de $\pm 1‰$, conforme análises de duplicatas e de materiais de referência. E por fim, o carbono do CO₂ das inclusões fluidas (extração similar à da H₂O) teve sua composição isotópica medida em analisador elementar acoplado a um espectrômetro DELTA-PLUS-XL. Os padrões internos foram calibrados em relação ao padrão V-PDB e a precisão é estimada em $\pm 0,25‰$.

Para os isótopos de enxofre foi utilizada a técnica EA-IRMS (Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry), na qual usando analisador elementar Flash EA e espectrômetro de massa ThermoFisher MAT 253. Os sulfetos foram depositados em pequenas cápsulas de estanho (Sn) e colocados em forno com temperatura de 1080 °C, onde, por combustão foram convertidos em SO₂. Os produtos gasosos da combustão foram então levados em fluxo de hélio através e reduzidos em contato com fios de cobre de elevada pureza. O SO₂ é então separado por um cromatógrafo 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. Os resultados analíticos são apresentados em per mil (‰) na notação delta ($\delta^{34}\text{S}$) relativa ao padrão V-CDT e os erros analíticos associados são estimados em 0,2‰.

4.5 GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO NO DEPÓSITO CENTRAL

4.5.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS E ESTILO DA MINERALIZAÇÃO

A zona mineralizada no depósito Central possui 800m de comprimento na direção NW-SE com largura entre 50 e 70m e profundidade vertical de pelo menos 450m (McMahon, 2011) (Figura 4.4). Esta zona está hospedada em granitoides que, em razão de dados geocronológicos, foram atribuídos à Suíte Intrusiva Parauari. Porções menos alteradas desses granitoides permitiram sua classificação como tonalito, granodiorito, monzogranito e sienogranito. Os granitoides são porfiríticos (Figura 4.5a) e a mineralogia ígnea preservada é composta por quartzo, feldspatos e minerais acessórios primários representados por apatita e zircão (Figura 4.5b) tanto nas rochas tonalíticas quanto nas sienograníticas. Esses granitoides são cortados por diques de andesito (Figura 4.5c), aplitos (Figura 4.5d), pegmatitos (Figura 4.5e) e veios de quartzo. As rochas são fracamente a moderadamente foliadas. Microfraturas e brechação nos granitoides são generalizados.

Texturas dos minerais das rochas hospedeiras evidenciam relação com eventos que provocaram deformações, principalmente, rúptil e localmente rúptil-dúctil. São observados cristais de quartzo recristalizados e com forte extinção ondulante, preenchimento de agregados de quartzo em espaços vazios da rocha hospedeira, maclas do plagioclásio encurvadas (Figura 4.5f) e o estilo, predominantemente, fissural da alteração hidrotermal.

O minério está invariavelmente hospedado em granitoides brechados e fraturados. A mineralização é frequentemente bem desenvolvida também no contato entre os diques e o granitoide hospedeiro. Teores de ouro são encontrados nos diques de andesito, mas normalmente, esses teores são inferiores aos encontrados nas rochas granitoides. Segundo McMahon (2011) a presença desses diques serviu como preparação estrutural.

Os corpos de minério no depósito Central são tabulares e seu conjunto está orientado segundo NW-SE, seguindo o *trend* regional da província Tapajós. O minério é formado por veios de quartzo milimétricos hospedados em estruturas rúpteis. De acordo com McMahon (2011), existem quatro principais orientações para esses veios: N-S, E-W, NNE-SSW e NW-SE e mergulham de 41° a 84°, sem orientação preferencial. Santos e Coutinho (2008) reconheceram, em superfície e escavações de garimpos, falhas transcorrentes sinistrais, verticais, com direção N60°W que também hospedam veios de quartzo aurífero. Nesse caso, assumem várias formas: (i) veios longitudinais ao longo da falha transcorrente; (ii) veios em forma de lentes oblíquas à falha principal e entendidos como *tension gashes*; (iii) veios preenchendo estruturas tipo *pull apart*; e (iv) veios sem orientação preferencial caracterizando um sistema stockwork. Para ratificar o movimento sinistral foi observada a presença de veios aplíticos cortados por falhas verticais (Santos e Coutinho, 2008).

4.5.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO

A alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras é particularmente intensa em porções proximais à mineralização de ouro e a preservação de texturas ígneas é raramente perceptível. A alteração ocorre principalmente da forma fissural (Figura 4.6a e b), porém localmente também ocorre de maneira pervasiva (Figura 4.6c e d). A sericitização é o tipo de alteração predominante e em ordem decrescente de abundância também se observou cloritização, sulfetação, silicificação e carbonatação. Epidoto foi observado isoladamente em poucas amostras (Figura 4.6a). Não foi possível identificar um padrão de zoneamento dessas alterações e nem relação temporal entre elas, visto que podem ocorrer juntas (assembleia hidrotermal) e em qualquer profundidade. Essa associação mineral hidrotermal é correlacionável às condições encontradas na facies xisto verde.

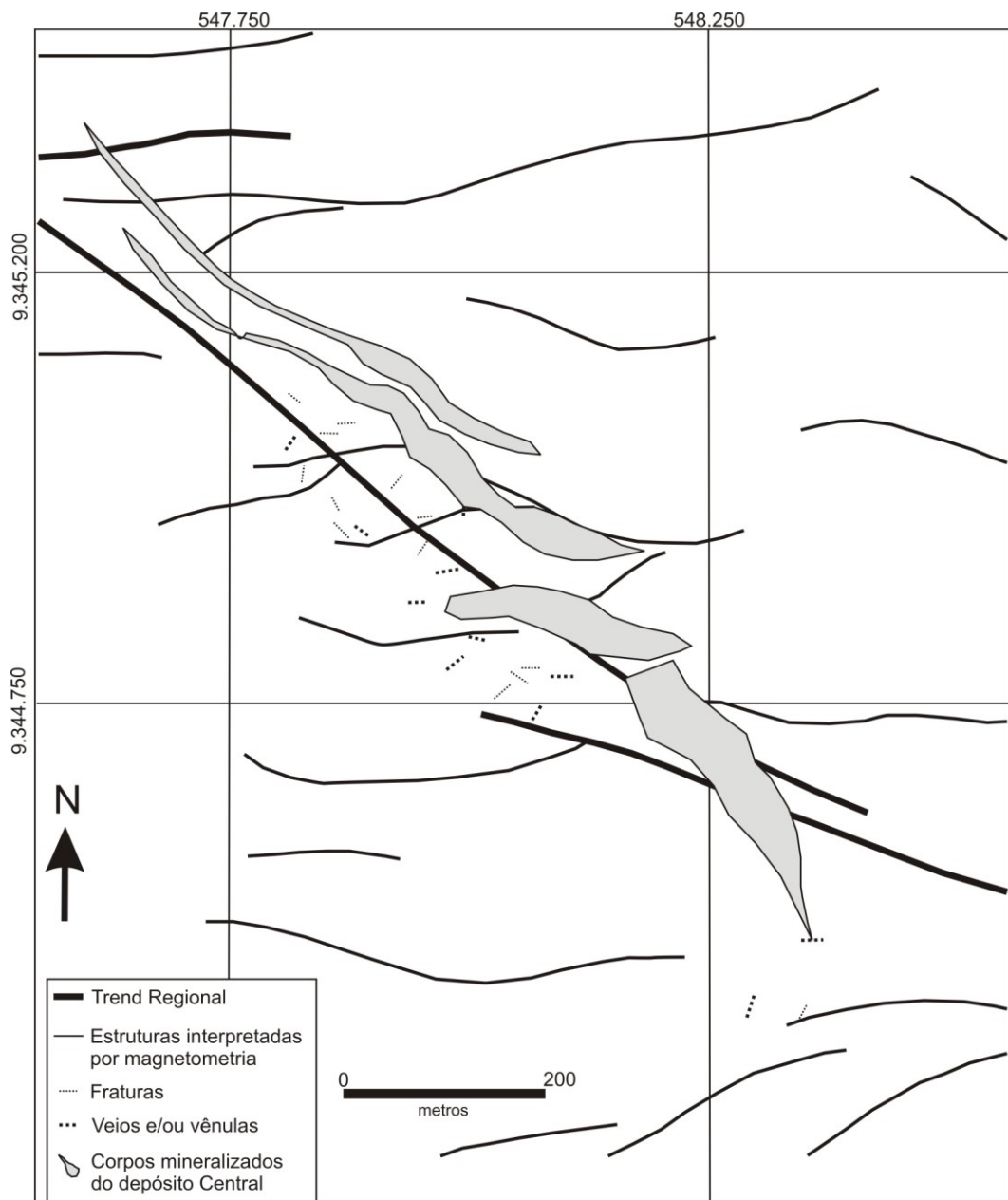


Figura 4.4. Mapa simplificado do depósito Central mostrando corpos de minério com orientação NW-SE. (Modificado de McMahon, 2011).

A sericitização é pervasiva e fissural. Na forma pervasiva foi responsável pela alteração do plagioclásio que é totalmente substituído (Figura 4.6c), preservando em alguns casos apenas suas maclas. A forma fissural permitiu a formação de veios e vênulas que cortam os granitoides hospedeiros (Figura 4.6a).

A cloritização é fissural nos granitoides e pervasiva nos andesitos. Nos granitoides ocorre como vênulas em partes composta apenas por clorita e em outras partes associadas a outros minerais (sericita, carbonatos e sulfetos) (Figura 4.6b). Nos andesitos (alterados, mas apenas fracamente mineralizados), em especial, essa é a principal alteração. Nesse caso, a clorita substitui minerais máficos e acompanha vênulas de sericita, sulfetos e carbonatos (Figura 4.6d).

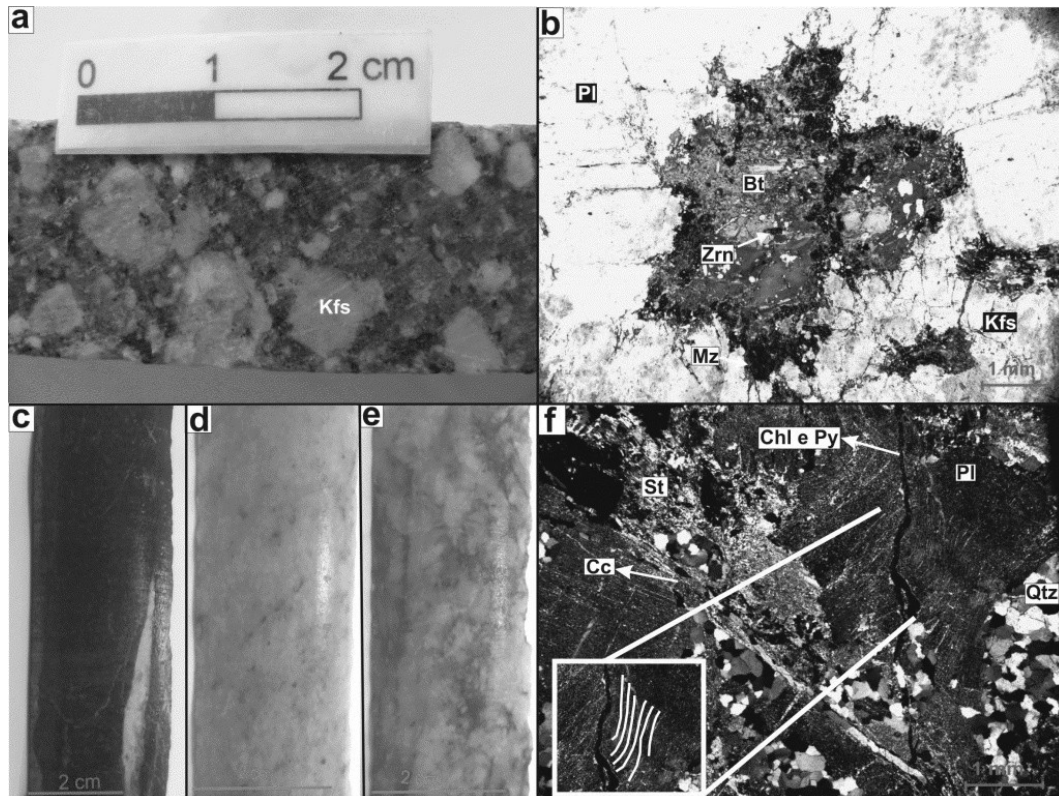


Figura 4.5. Aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas hospedeiras e das rochas que cortam a rocha hospedeira do depósito Central. **a-** Monzogranito pórfirítico hospedeiro da mineralização de ouro. **b-** Biotita granito com minerais reliquias (biotita parcialmente/totalmente cloritizada, álcali feldspato e zircão). **c-** Aspecto macroscópico do dique de andesito com veio de carbonato. **d-** Aplito. **e-** Veio de pegmatito. **f-** Granitoide com plagioclásio parcialmente sericitizado mostrando maclamento albita com maclas deformadas (ressaltado no quadrado branco) provavelmente afetadas pela fratura do cristal e preenchimento com vênula de clorita e pirita. (Abreviaturas: Bt- biotita; Cc- calcita; Chl- clorita; Kfs- feldspato alcalino; Mz- monazita; Py- pirita; Pl- plagioclásio; Qtz- quartzo; St- sericita e Zrn- zircão).

A silicificação é caracterizada por cristais de quartzo com formas irregulares que formam agregados na rocha, principalmente entre alguns cristais de plagioclásio sericitizado (Figura 4.6e). Os veios/vênulas de quartzo possuem orientações variadas e apresentam características de deformação e recristalização. São compostos predominantemente por quartzo e por vezes estão associados a outros minerais de alteração (clorita e/ou carbonato e sulfetos). Apresentam-se com extinção ondulante forte e geralmente em tamanhos reduzidos (1mm) na borda das vênulas (Figura 4.6f), porém, em alguns casos, no centro podem ser maiores (>3mm) (Figura 4.7a). As vênulas cortam minerais (preenchem fraturas) ou preenchem os espaços entre os mesmos.

A carbonatação é fissural e é representada por vênulas que preenchem interstícios dos minerais da rocha hospedeira (Figura 4.7b) e, principalmente, fraturas dos feldspatos alcalinos (Figura 4.7c). O carbonato é a calcita e suas vênulas podem ser compostas apenas por ela ou por calcita, clorita, sulfetos, quartzo e/ou pequenas quantidades de sericita.

A sulfetação é caracterizada por pirita predominantemente euédrica disseminada em cristais de plagioclásio sericitizado (Figura 4.7d e e) e, principalmente, por sulfetos presentes em vênulas de sericita, clorita e/ou carbonato (Figura 4.7f). Pirita é o sulfeto predominante. Além desse, ocorrem calcopirita, galena e esfalerita. Esses sulfetos subordinados ocorrem como cristais diminutos inclusos na, ou em contato plano com, pirita. Ocasionalmente ocorrem em fraturas da pirita ou em cristais isolados, mas sempre próximos a cristais maiores de pirita (Figura 4.8a, b e c).

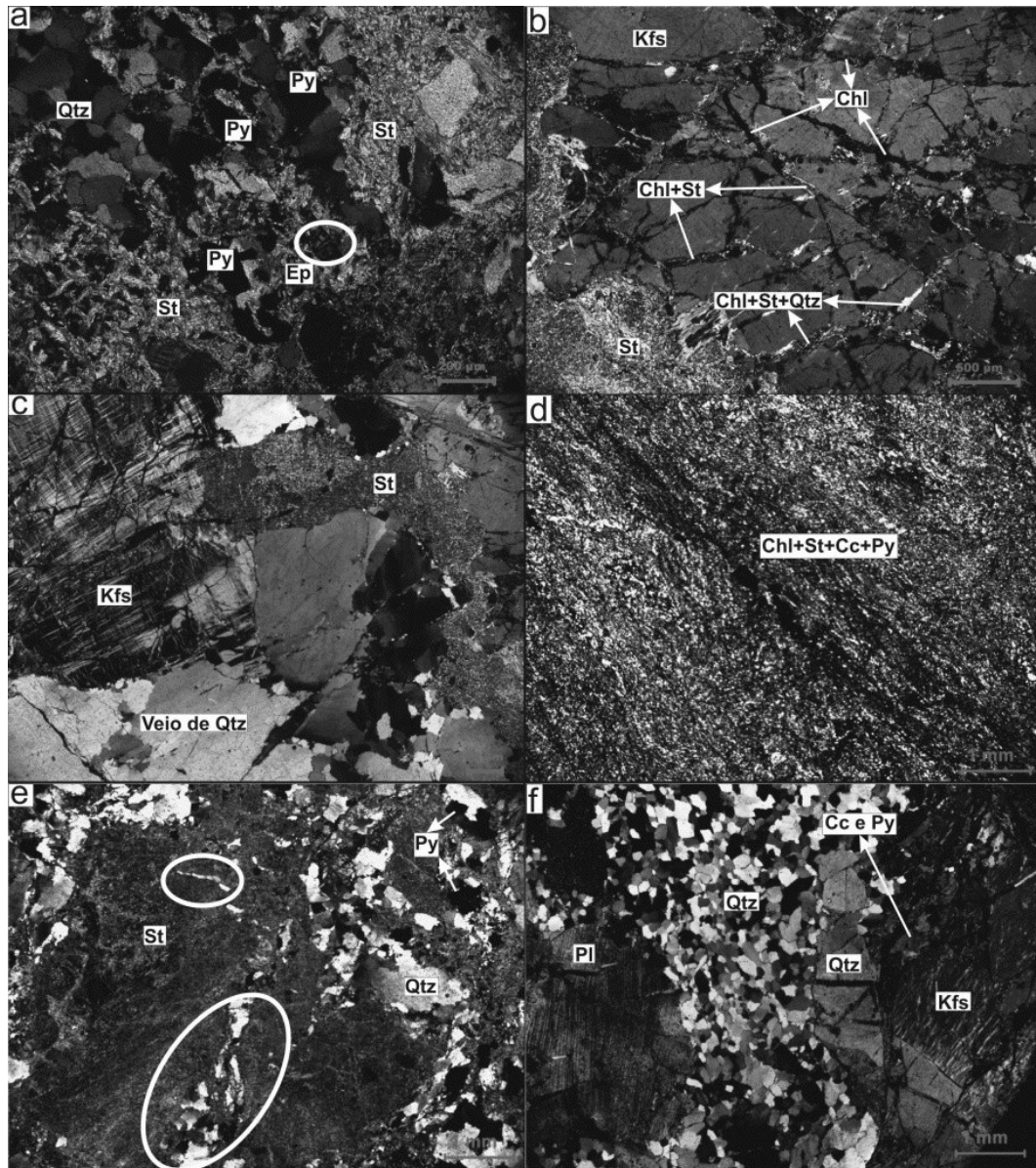


Figura 4.6. Fotomicrografias da rocha hospedeira da mineralização de ouro do depósito Central. **a-** Vênulas de sericita preenchendo fraturas do feldspato alcalino, além de ser uma das poucas rochas com a presença de epidoto (ressaltado no círculo branco). **b-** Vênulas de clorita, sericita e quartzo preenchendo fraturas do feldspato alcalino. **c-** Plagioclásio totalmente substituído representando a sericitização pervasiva. **d-** Andesito com matriz composta por clorita, sericita, calcita e pirita com vênula de pirita concordante com a matriz da rocha. **e-** Agregados de quartzo em meio ao plagioclásio sericitizado (ressaltados nos círculos brancos). **f-** Rocha com vênulas de quartzo com tamanho reduzido (1mm). (Abreviaturas: Ep- epidoto).

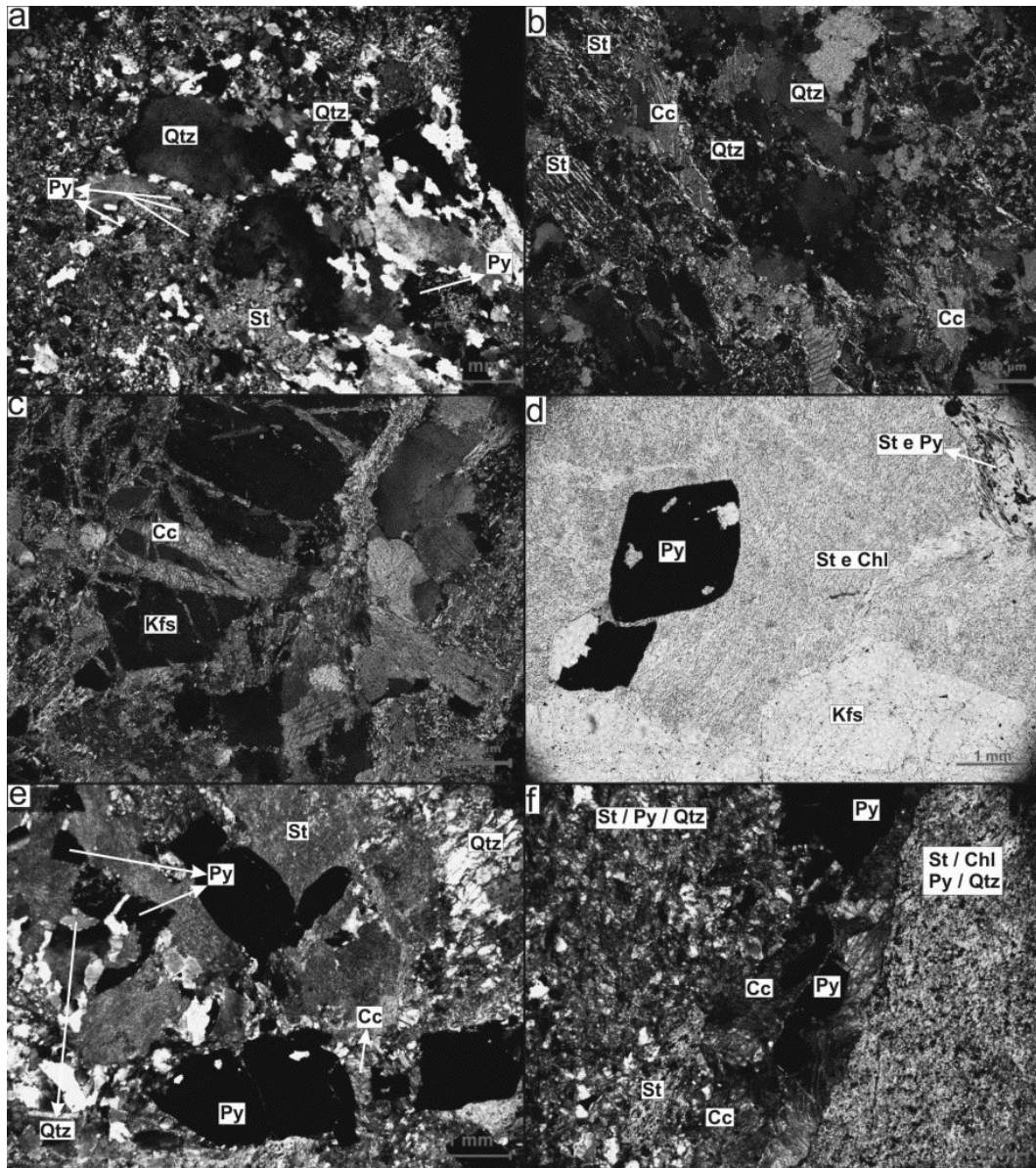


Figura 4.7. Fotomicrografias da rocha hospedeira da mineralização de ouro do depósito Central. **a-** Rocha com vênulas de quartzo com tamanho reduzido (1mm)/Pirita é o sulfeto predominante. **b-** Vênulas de calcita em contatos concordantes com quartzo e plagioclásio sericitizado. **c-** Vênula de calcita cortando o feldspato alcalino. **d** Pirita eudral no plagioclásio sericitizado. **e-** Grandes cristais de pirita no plagioclásio sericitizado. **f-** Pirita em vênula de calcita separando o granitoide (direita) do andesito (esquerda).

O ouro apresenta-se em cristais irregulares, de granulação muito fina e preenche fraturas na pirita, ocasionalmente em associação com galena (Figura 4.8d). Análises químicas semi-quantitativas efetuadas por microscopia eletrônica de varredura (EDS) identificaram teores de até 34% de Ag. Não foi identificada associação do ouro com os demais sulfetos (esfalerita e calcopirita), nem com minerais de ganga.

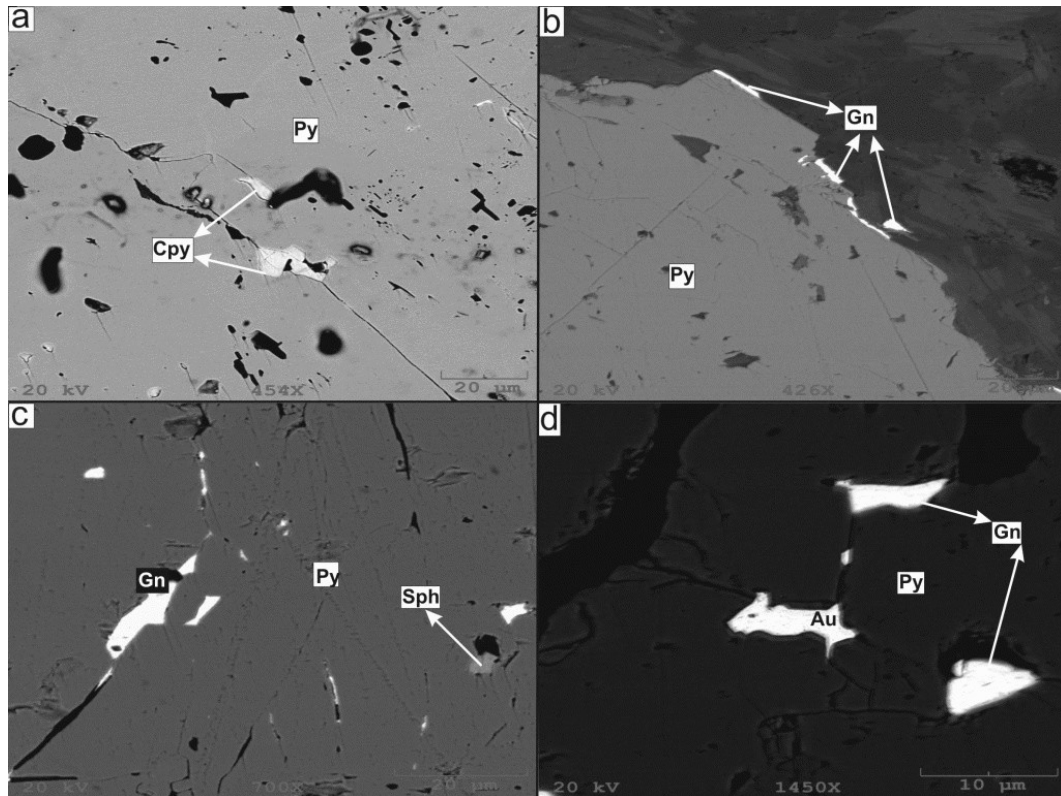


Figura 4.8. Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura. **a-** Calcopirita preenchendo fratura da pirita, o mineral hospedeiro. **b-** Galena precipitada na borda da pirita. **c-** Galena e esfalerita preenchendo espaços “vazios” na pirita. **d-** Ouro hospedado na fratura da pirita associado a galena. (Abreviaturas: Au- ouro; Cpy- calcopirita, Gn- galena e Sph- esfalerita).

4.6 INCLUSÕES FLUIDAS

4.6.1 TIPOS E DISTRIBUIÇÃO

O estudo de inclusões fluidas foi efetuado em quartzo de veios e vênulas de bolsões de quartzo nos granitoides hospedeiros (Figura 4.9a e b). Quartzo recristalizado ou cristais muito fraturados em geral não apresentam inclusões fluidas ou, quando presentes, são pequenas e de difícil observação. Mas, algumas porções de quartzo, recristalizadas e límpidas, contém inclusões pequenas ($4\mu\text{m}$) claras, bem visíveis e que permitiram a obtenção de bons resultados.

As observações efetuadas em temperatura ambiente, associadas às mudanças de fases ocorridas durante o resfriamento mostraram três tipos de inclusões fluidas distribuídas em trilhas ou em grupos. As características das Inclusões fluidas foram organizadas em tabela no anexo I. Crepitação (Figura 4.9c) foi observado em algumas inclusões dos três tipos, mas estas foram evitadas nos estudos microtermométricos e fases sólidas não foram identificadas nas inclusões estudadas.

O tipo 1 é o menos abundante e consiste em inclusões fluidas compostas por uma ($\text{CO}_{2\text{vapor}}$) ou duas fases ($\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$) (Figura 4.9d). As inclusões são predominantemente escuras, com tamanho médio de $8\mu\text{m}$ com formas variadas (irregular, arredondada, triangular etc.). Ocorrem, de maneira geral, alinhadas a uma trilha com inclusões aquosas e aquo-carbônicas ou podem compor grupos com as inclusões aquo-carbônicas.

O tipo 2 tem abundância intermediária entre os tipos 1 e 3 sendo representado por inclusões fluidas compostas por duas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}$) ou três fases ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$), (Figura 4.9e). A fase aquosa é clara e a fase carbônica é mais escura o que, por vezes, dificulta a definição do número de fases, o que também é dificultado pelo tamanho da bolha

de CO₂ vapor, que é muito próximo do tamanho total da fração carbônica (CO₂ vapor + CO₂ líquido). Essas inclusões apresentam tamanhos de 4 a 14 μm, porém a maior frequência está entre 6 e 8 μm e possuem formas variadas (elipsoidal, retangular, quadrada, irregular, triangular, arredondada etc.). A fase carbônica ocupa de 40 a 90% do volume das inclusões. Também se dispõem em trilhas, porém, podem formar pequenos grupos isolados com 2-3 inclusões.

O tipo 3 é o mais abundante e consiste em inclusões fluidas compostas por duas fases (H₂O_{liq}-H₂O_{vapor}), essas inclusões coexistem com as inclusões do tipo 1 e 2. São as inclusões mais claras com formas que variam de retangulares, arredondadas, elipsoidais a irregulares (Figura 4.9f). Os tamanhos estão entre 4 e 14 μm, mas mais frequentemente entre 8 e 10 μm. O grau de preenchimento varia de 0,5 a 0,95, porém a maioria encontra-se o intervalo entre 0,7 e 0,8. Este tipo também comporta inclusões monofásicas que possuem comportamento metaestável (geraram uma segunda fase ao retornar à temperatura ambiente após resfriamento) e que não são mais consideradas neste estudo.

4.6.2 RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS

As inclusões fluidas portadoras de CO₂ (tipos 1 e 2) mostraram temperatura de fusão do CO₂ (T_fCO₂) entre -56,6 e -57,8°C (Figura 4.10a). Esses resultados permitem inferir que o principal componente volátil da fase carbônica dessas inclusões é o CO₂, e a quantidade de outros possíveis voláteis (N₂ e CH₄) estão presentes em quantidades muito pequenas (em geral inferiores a 8-10 moles%). A homogeneização parcial do CO₂ (T_hCO₂) ocorreu para a fase líquida ou para a fase vapor entre 22 e 31,1°C (Figura 4.10b). A temperatura de fusão do clatrato (T_fclat), exclusivamente nas inclusões do tipo 2, estão entre 3,6 e 8,8°C (Figura 4.10c). Ainda no tipo 2, a temperatura de homogeneização total (T_{ht}) variou de 269 a 447°C e muitas inclusões crepitaram em temperaturas acima de 400°C (Figura 4.10d). A maioria homogeneizou para a fase líquida e uma quantidade relevante homogeneizou para fase gasosa, porém sem qualquer relação com as razões H₂O/CO₂. Esses dados foram organizados em tabela no anexo II.

As inclusões fluidas do tipo 3 apresentaram temperatura de fusão do gelo (T_fgelo) entre -0,7 e -9,4°C (Figura 4.10e). Algumas inclusões apresentaram T_fgelo entre -10,1 e -17,3°C. Estas estavam também posicionadas em trilhas, junto com as demais, e em tamanhos variando de 8 a 12 μm. A temperatura do eutético (Teu) variou de -33,8 a -23,6°C (Figura 4.10f) e a T_{ht} ocorreu entre 85 e 345°C (Figura 4.10d) sempre para a fase líquida, e muitas inclusões crepitaram acima dos 200°C. Esses dados estão dispostos em tabela no anexo III.

4.6.3 COMPOSIÇÃO E DENSIDADE

A composição e densidade das inclusões fluidas foram obtidas a partir dos dados microtermométricos e com uso da equação de Brown & Lamb (1986) para as inclusões do tipo 2 e 3. Os dados microtermométricos das inclusões tipo 2 permitiram definir as composições da fração de CO₂ (XCO₂) entre 6 e 70 moles%, da fração de H₂O (XH₂O) entre 29 e 92 moles% e da fração NaCl (XNaCl) entre 0,5 e 2 moles%. A densidade do CO₂ varia de 0,24 a 0,66g/cm³ e a densidade global varia de 0,33 a 0,80 g/cm³, que são considerados valores baixos a moderados. A salinidade ficou em torno de 11,15 a 2,42 % em peso equivalente de NaCl, com maior frequência entre 5 e 9% em peso equivalente de NaCl, considerado também um valor de baixo a moderado.

Quanto ao tipo 3 a Teu indica a predominância de NaCl como principal sal (talvez com alguma proporção de KCl e/ou MgCl₂). A densidade global está no intervalo de 0,65 a 1,11 g/cm³ e a salinidade compreendida entre 1,16 e 13,3 % em peso equivalente de NaCl.

Poucas inclusões do tipo 3 apresentaram T_{gelo} entre -10,1 e -17,3 com salinidades entre 14 e 20,4 % em peso equivalente de NaCl.

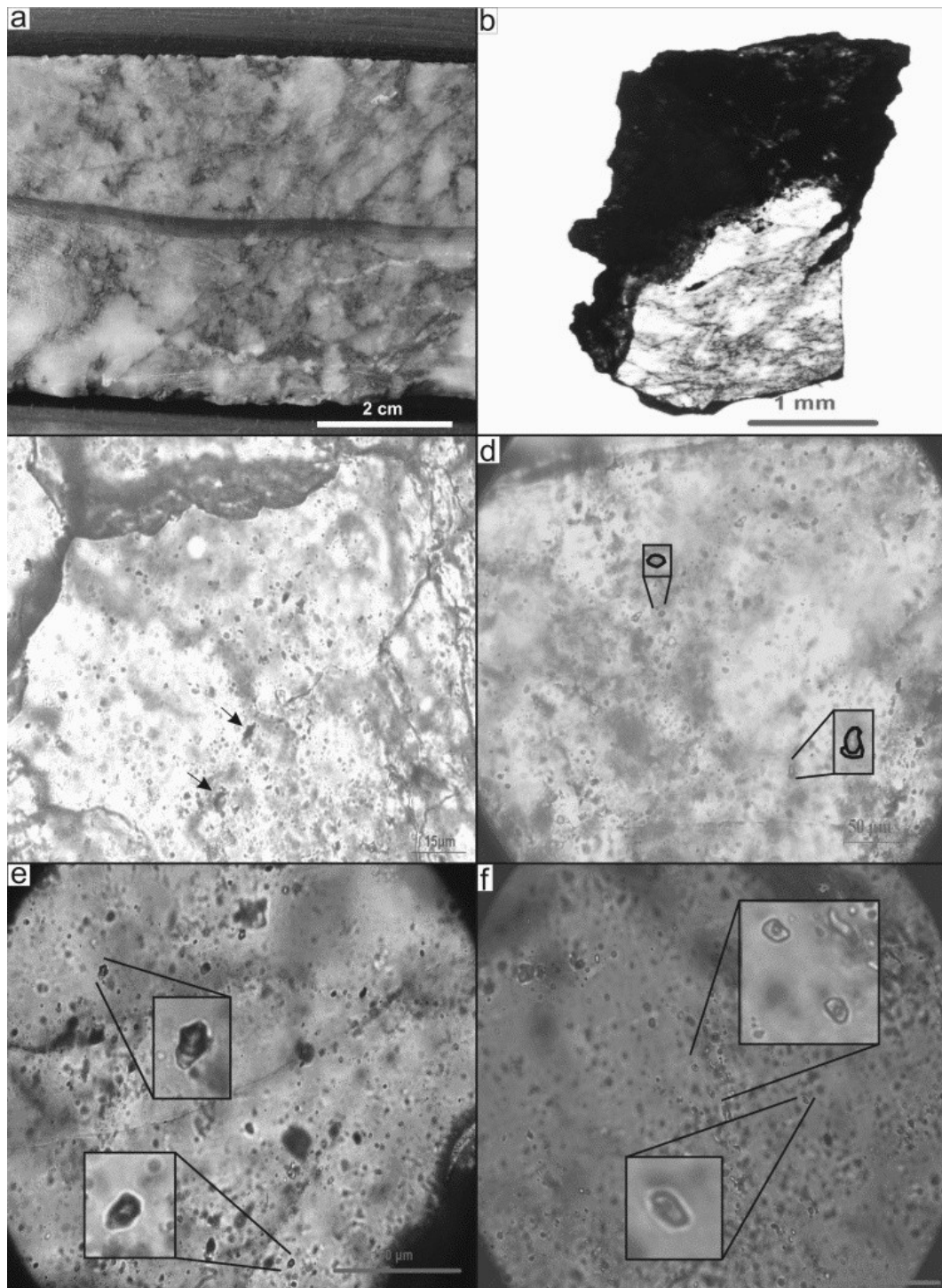


Figura 4.9. a- Rocha granitoide hospedeira da mineralização com forte alteração sericita-clorita-carbonato e silicificação; b- Fragmento de veio de quartzo retirado do granitoide mineralizado; c- Inclusões fluidas crepitadas ressaltadas pelas setas pretas. d- Inclusões fluidas carbônicas (tipo 1); e- Inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo 2) bifásicas (inferior na foto) e trifásicas (superior na foto); f- Inclusões fluidas aquosas (tipo 3).

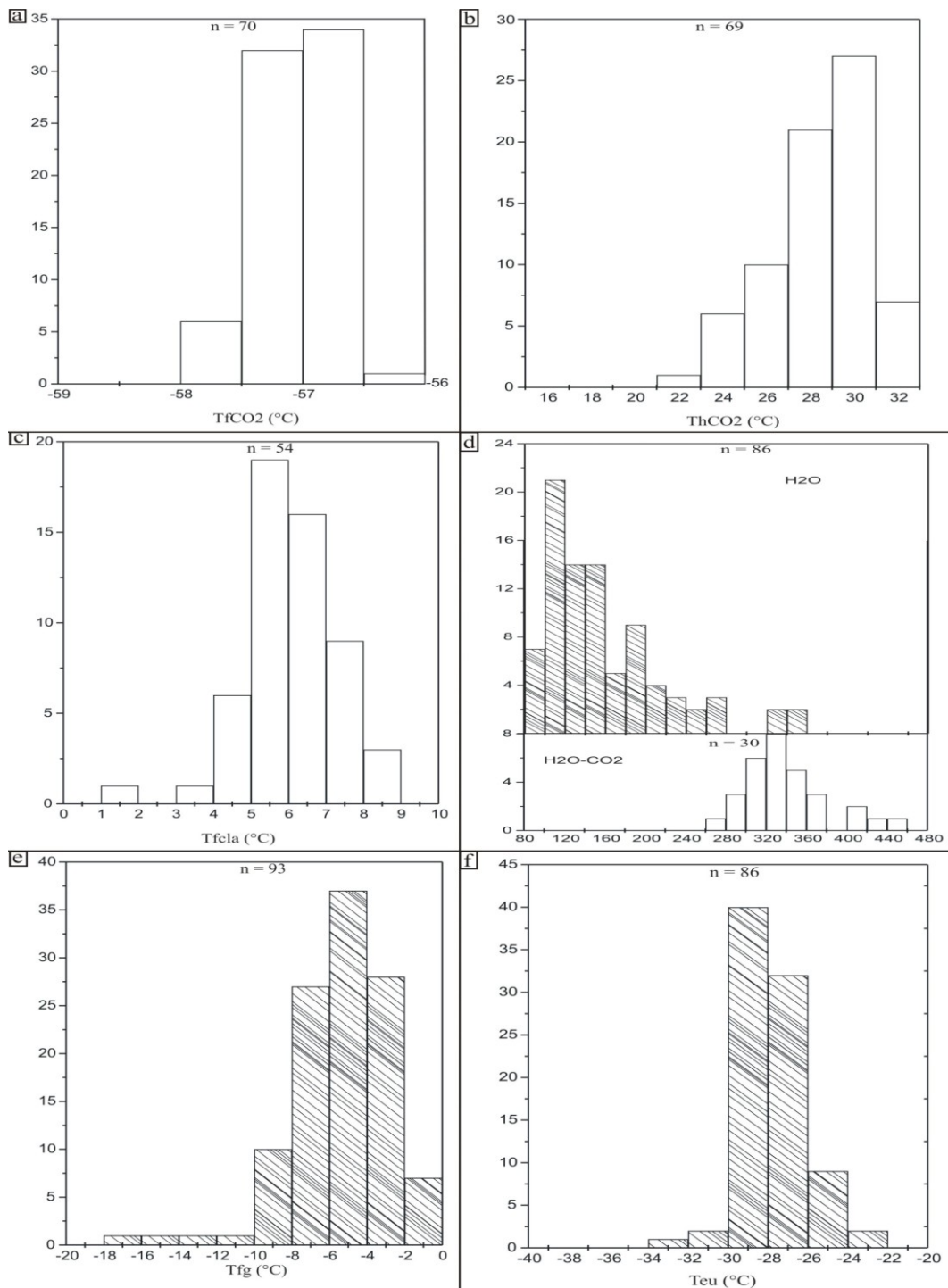


Figura 4.10. Histogramas com os resultados da microtermometria das inclusões fluidas. **a-** Temperatura de fusão do CO₂ das inclusões fluidas do tipo 1 e 2; **b-** Temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do tipo 1 e 2; **c-** Temperatura de fusão dos clatratos das inclusões fluidas do tipo 2. **d-** Temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas do tipo 2 (histogramas brancos) e 3 (histogramas hachurados); **e-** Temperatura de fusão do gelo das inclusões fluidas do tipo 3; **f-** Temperatura do eutético das inclusões fluidas do tipo 3.

4.7 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Minerais da associação hidrotermal (quartzo, clorita, calcita e pirita) e o fluido das inclusões presentes nos cristais de quartzo tiveram sua composição isotópica determinada. Embora seja uma fase importante na alteração hidrotermal, a sericita se mostrou muito fina e/ou misturada com outros minerais da alteração (clorita e calcita), não permitindo sua separação física para análise. Os resultados desse estudo serão explicitados abaixo e estão expostos na tabela 4.1.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo mostraram ampla variação, de +7,8 a +13,6 ‰. Esses dados são provenientes de quartzo extraído de veios e de vênulas com sericita (\pm clorita) que cortam granitos sericitizados, porfiríticos ou não, em sua maioria com forte presença de sulfetos. Esses valores não apresentam relação com os teores de ouro nas amostras analisadas, porém observa-se em dois furos (CC-02 e CC-54) uma relação inversa entre o valor de $\delta^{18}\text{O}$ e a profundidade da amostra. Com uma exceção (CC-03/192,4), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no quartzo, são maiores nas amostras que também contém clorita (além de quartzo e sericita).

Não foram obtidos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ da clorita, pois o mineral é extremamente fino o que inviabilizou sua análise pelo equipamento utilizado. Dois valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em calcita mostraram-se quase idênticos: +10,1 e +10,3 ‰ e são provenientes de vênulas de carbonato de granitos sericitizados com presença marcante de sulfetos e veios/vênulas de quartzo. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da calcita mostraram também valores próximos: 3,4 e 3,7 ‰.

Os dados de δD da clorita apresentaram uma variação de -21 a -34 ‰. As amostras analisadas são oriundas de granitos sericitizados com presença de quantidades variadas de sulfetos (alta a baixa) e de clorita em quantidades moderadas a alta. A única relação percebida é o valor de -21‰ (CC-02/158,5) ser proveniente de porção alterada com menor concentração de sulfetos em relação às demais.

Três valores de δD foram obtidos em inclusões fluidas presentes no quartzo do granito e seus valores remetem a diferentes disposições dos minerais de alteração nas rochas hospedeiras. O valor de -15 ‰ (CC-54/98,9) foi obtido em quartzo de vênula monomineralica (sem sulfetos). Os valores de -25‰ e -35‰ provêm de quartzo de granitos sericitizados, sendo que o valor maior vem de rocha com menor sulfetação. Observa-se, também, que o valor menos negativo de δD (-15 ‰) está associado ao menor valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$, enquanto que o valor de δD de -25 ‰ se associa a valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ de +12,2‰. O CO_2 presente nas mesmas inclusões fluidas geraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -11,7 a -18‰. Não há relação clara entre esses valores e os resultados dos isótopos de oxigênio e hidrogênio.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ estão num intervalo de +0,5 a +4,0‰, sendo a maior frequência entre +2,0 e +3,5‰ (V-CDT).

4.8 DISCUSSÕES

4.8.1 ORIGEM DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Os dados microtermométricos foram obtidos em veios e vênulas de quartzo do corpo de minério hospedado em zona de cisalhamento transcorrente rúptil a localmente rúptil-dúctil. Microtexturas mostram que o quartzo foi afetado por deformação (extinção ondulante, contatos serrilhados, recristalização) e que esta estrutura encontrava-se em possivelmente ativa durante o posicionamento dos veios e vênulas, atividade que pode ter se prolongado até depois da precipitação dos mesmos. Em zonas menos afetadas pela deformação foram aprisionados três tipos de inclusões fluidas – carbônicas, aquo-carbônicas e aquosas – que também são perceptíveis em zonas com presença de recristalização. Cuidados foram tomados para evitar o registro das temperaturas de mudanças de fase em domínios microscópicos mais

afetados por deformação e também em inclusões claramente afetadas por modificações pós-aprisionamento (p. ex., estrangulamento, vazamento parcial). Além disso, não são observadas tendências verticais no diagrama Th versus salinidade (Figura 4.11), típicas de estrangulamento e vazamento parcial (Shepherd et al., 1985). Ressalta-se, ainda, que as inclusões fluidas não são em sua totalidade primárias segundo os critérios de Roedder (1984), mas, como se trata de um sistema estrutural ativo, entende-se que elas foram aprisionadas e/ou re-equilibradas no decorrer da história evolutiva da estrutura hospedeira e do sistema hidrotermal. Portanto, são assumidas como representantes desse evento.

Tabela 4.1. Dados de isótopos estáveis (medidos e calculados) em minerais hidrotermais e inclusões fluidas do depósito Central.

Amostra	$\delta^{18}\text{O}$ quartzo ‰ V-SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ calcita ‰ V-SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ calcita e IF ‰ V-SMOW	δD clorita e IF ‰ V-SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ H ₂ O (340) ‰ V-SMOW	δD H ₂ O (340) ‰ V-SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ CO ₂ (340) ‰ V-SMOW	$\delta^{34}\text{S}$ pirita ‰ (V-CDT)
CC-02 (107,80)	12,2		(-11,7)	(-25)	6,6	-25	-11,7	2,44
CC-02 (158,50)				-21		13		1,99
CC-02 (174,00)	11,3				5,7			3,49
CC-02 (209,60)	8,8				3,2			3,53
CC-03 (142,10)								3,88
CC-03 (143,20)								2,56
CC-03 (146,40)								3,29
CC-03 (155,40)	13,2				7,6			
CC-03 (172,00)		10,3	-3,4	-32	5,8	2	-1,0	2,47
CC-03 (179,20)								2,06
CC-03 (192,40)	13,6				8,0			2,42
CC-03 (205,10)	10,5				4,9			
CC-03 (230,60)								3,77
CC-15 (86,61)								1,55
CC-15 (153,24)	11,4	10,1	-3,7	-28	5,8	6	-1,3	2,91
CC-15 (172,07)	8,4				2,8			2,58
CC-15 (199,19)								1,41
CC-15 (218,40)	9,8			-28	4,2	6		3,02
CC-54 (64,20)	9,4				3,8			0,61
CC-54 (80,30)	8,7				3,1			0,61
CC-54 (88,20)			(-18,0)	-34 e (-35)		0 e -35	-18,0	3,48
CC-54 (98,90)	7,8		(-17,1)	(-15)	2,2	-15	-17,1	3,45

Observações: 340: temperatura (°C) para a qual foi calculada a composição do fluido.; IF: inclusões fluidas; dados entre parênteses são medidas diretas em inclusões fluidas.

Dados microtermométricos e relações texturais indicam que as inclusões fluidas dos tipos 1 e 2 são mais precoces e estão isolados ou coexistem nas zonas menos deformadas do mineral hospedeiro. Esses tipos possivelmente representam um fluido em estado heterogêneo (imiscibilidade) e apresentam composições (proporções entre as fases) variando entre os extremos CO₂ e H₂O (+ sais): CO₂ puro (Tipo 1), CO₂ >> H₂O e H₂O > CO₂ (Tipo 2). As inclusões do Tipo 3 (aquosas) são, em geral, texturalmente mais tardias em relação aos tipos portadores de CO₂, e mostram temperaturas de homogeneização também inferiores às últimas. Ainda assim, entre as inclusões de H₂O pura (Tipo 3) há um grupo com valores de Th elevados, similares aos apresentados pelas inclusões do Tipo 2 e que poderiam representar parte desse fluido heterogêneo que não aprisionou CO₂. Contudo, tais aspectos podem ser

também gerados por outros mecanismos que não a separação de fases, tais como mistura de fluidos e modificações durante e/ou após o aprisionamento.

Modificações pós-aprisionamento efetivamente são observadas, mas assume-se que essa questão foi monitorada durante a obtenção dos dados microtermométricos, conforme salientado no início desta sessão. Anderson et al. (1992) afirmam que mistura de fluido carbônico anidro ou aquo-carbônico, mais quentes, com fluidos aquosos mais frios também podem gerar o que se observa neste estudo, porém este aspecto requer relação (covariância) entre a temperatura e salinidade (Cathelineau e Marignac, 1994), o que não está evidenciado neste estudo (Figura 4.11).

Ramboz et al. (1982) estabeleceram critérios para justificar a imiscibilidade, que incluem (1) a coexistência de fluidos com composições contrastantes, indicando contemporaneidade e cogeneticidade; (2) a homogeneização das inclusões ocorre para as fases líquido e vapor no mesmo intervalo de temperatura; (3) aprisionamento de fluidos em variadas proporções entre as fases, provocando variações nas temperaturas de homogeneização e densidade. Os três critérios foram observados, em maior ou menor grau, neste estudo. Portanto, assume-se que as variações apresentadas pelas inclusões carbônicas e aquo-carbônicas (talvez parte das aquosas) foram geradas pelo processo de separação de fases oriundo de um fluido aquo-carbônico, possivelmente favorecido por oscilações de pressão (p. ex., Robert e Kelly, 1987). A maior parte das inclusões aquosas representa fluido distinto daqueles portadores de CO_2 . Não ficou caracterizado, entretanto, se os fluidos aquosos representam apenas um episódio de infiltração, ou se são resultado de dois ou mais episódios (vide discussão abaixo).

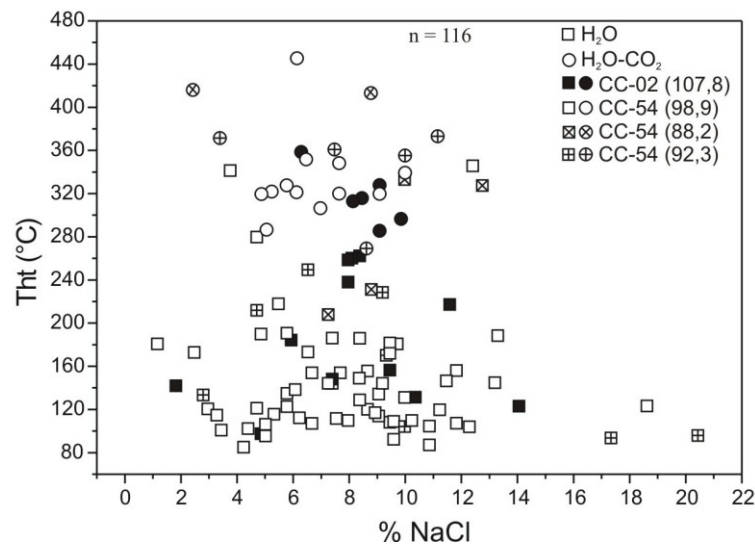


Figura 4.11. Diagrama T_{ht} ($^{\circ}\text{C}$) versus salinidade (% NaCl). A legenda acima no lado direito diferencia as amostras estudadas quanto ao tipo 2 ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) e 3 (H_2O) e aos furos de sondagem do depósito Central utilizados (CC-02 e CC-54) com suas profundidades entre parênteses.

4.8.2 TEMPERATURA E PRESSÃO DA MINERALIZAÇÃO

Estimativas das condições de temperatura e pressão reinantes durante a mineralização são efetuadas com base nos dados microtermométricos e de isótopos estáveis. As inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo 2) apresentaram apenas um pico principal de T_{ht} em 340°C e as inclusões fluidas aquosas (tipo 3) apresentaram dois picos principais, um em $120-140^{\circ}\text{C}$, e outro em 180°C (Figura 4.10d). É importante observar que os valores em torno de 180°C

foram obtidos praticamente em um único veio (amostra CC-54/98,9), e deve representar condições locais de aprisionamento.

Apenas um par quartzo-calcita (amostra CC-15/153,42) produziu temperatura de 545°C pela equação de Sharp e Kirchner (1994). Esse valor é muito elevado em relação aos resultados obtidos pelas inclusões fluidas. Portanto, não deve representar temperatura de equilíbrio (formação cogenética dos minerais).

As condições de pressão de aprisionamento foram estimadas pelo cruzamento de isócoras representativas da variação de densidade do fluido aquo-carbônico com o solvus do sistema H_2O-CO_2-NaCl (Figura 4.12). Essas condições variam entre 0,75 e 1,5 kb, o que em regime litostático equivale a profundidades entre 2,6 e 5,0 km. Em razão do regime estrutural rúptil a rúptil-dúctil observado, os valores mais elevados de pressão (e maior profundidade) são mais condizentes. Assumindo as mesmas condições de pressão para o aprisionamento das inclusões aquosas (fluido homogêneo), e aplicando a correção desses valores de pressão aos valores medidos de temperatura de homogeneização (Potter, 1977), de 80 a 125°C devem ser adicionados. Isso significa que o aprisionamento do(s) fluido(s) aquoso(s) ocorreu aproximadamente entre 200 e 250°C.

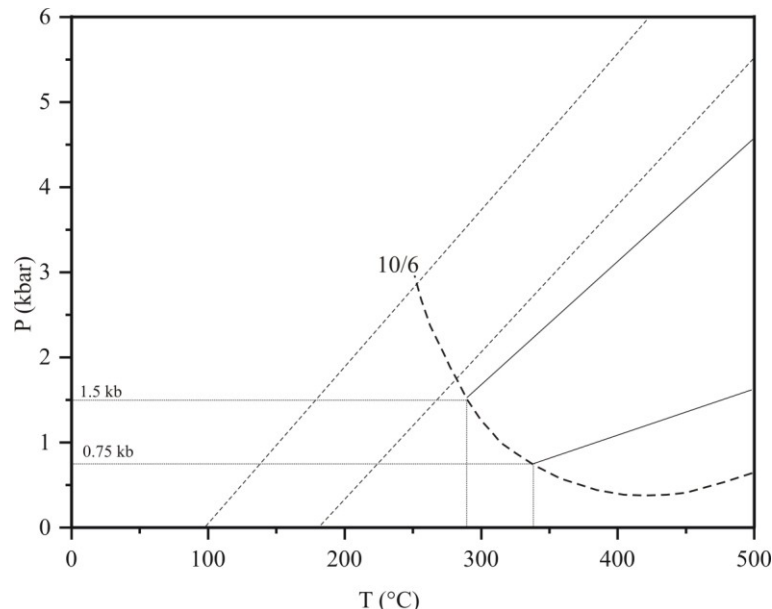


Figura 4.12. Diagrama T versus P para as inclusões fluidas do depósito Central. As isócoras representam o campo de variação de densidades para inclusões aquo-carbônicas (linhas cheias) e aquosas (linhas tracejadas finas). Pressões foram estimadas pelo cruzamento das isócoras das inclusões aquo-carbônicas com o solvus do sistema H_2O-CO_2-NaCl contendo 10% CO_2 e 6% $NaCl$ (Bowers e Helgeson, 1983 - linha tracejada grossa).

4.8.3 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA E FONTE DOS FLUIDOS

A composição do fluido em equilíbrio com os minerais hidrotermais foi calculada para a temperatura de 340°C (valor modal das temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas aquo-carbônicas), usando as equações de fracionamento isotópico apropriadas para quartzo (Matsuhisa et al., 1979), calcita (Friedman e O'Neil, 1977) e clorita (Wenner e Taylor Júnior, 1971).

O $\delta^{18}O$ do fluido em equilíbrio com quartzo e calcita mostra variação entre +2,2 e +8,0 ‰. Isoladamente, esses valores são compatíveis com origem magmática e metamórfica. Valores inferiores a 5 ‰ podem representar influência de água meteórica. Os valores de δD_{H_2O} da clorita e das inclusões fluidas do quartzo mostraram-se contrastantes. As inclusões

fluidas possuem δD_{H_2O} entre -15 e -35‰, enquanto que em relação à clorita os valores do fluido são positivos (0 a +13‰) a 340°C (Figura 4.13). Isso significa que os fluidos aprisionados nas inclusões e o que precipitou a clorita não são os mesmos, ou que a temperatura usada para o cálculo da composição isotópica da clorita não foi esclarecedora. Se a clorita precipitou em equilíbrio com o mesmo fluido aprisionado nas inclusões fluidas, a temperatura de equilíbrio deveria ser superior a 1000°C, o que não é condizente com os dados geológicos. Se a clorita precipitou em temperaturas inferiores a 340°C, por exemplo, durante o aprisionamento dos fluidos aquosos de mais baixa temperatura (120-140°C ou ~200°C se corrigidos), os valores de δD_{H_2O} seriam ainda mais positivos, o que os aproximaria da composição da água meteórica na região do Tapajós em ca. 1,86 Ga, conforme interpretação de Juliani et al. (2005) (Figura 4.13). Infelizmente não há dados de isótopos de oxigênio na clorita para consubstanciar essa hipótese. Considerando que, pelo menos em parte, a clorita é produto da alteração de minerais máficos da rocha hospedeira, outra possibilidade seria a clorita apresentar uma composição intermediária entre a do fluido hidrotermal que provocou a alteração e a do mineral máfico original (sendo, então, irrelevante).

Excluindo, portanto, a clorita, os valores de $\delta^{18}O_{H_2O}$ e de δD_{H_2O} no quartzo e inclusões fluidas, respectivamente, plotam no campo das águas metamórficas, com um desvio em direção à linha da água meteórica (Figura 4.13).

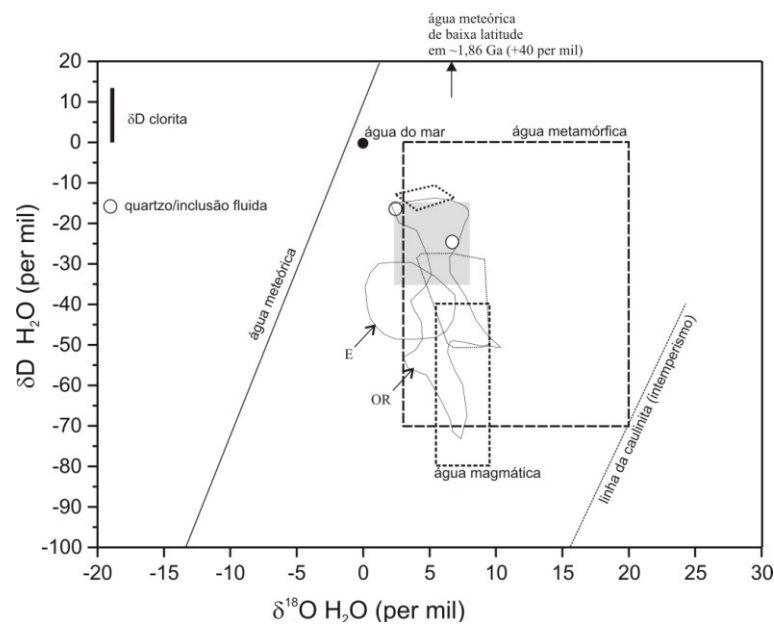


Figura 4.13. Diagrama mostrando a composição isotópica do fluido no depósito Central. Os campos das águas magmática e metamórfica são aqueles definidos por Sheppard (1986) e a linha do intemperismo é de Savin e Epstein (1970). O quadro em cinza representa o campo de variação de $\delta^{18}O$ e δD em Central, a partir dos valores isotópicos obtidos em quartzo, calcita e inclusões fluidas. A barra vertical mostra a variação de δD na clorita. Para comparação são mostrados os campos reportados para depósitos interpretados como epitermais (E) por Juliani et al. (2005) e orogênicos (OR) por Coutinho (2008) para a Província Aurífera Tapajós. Os campos em linhas pontilhadas (grossa: clorita, fina: quartzo e inclusões fluidas) são aqueles definidos para o depósito Moreira Gomes no campo Cuiú-Cuiú por Assunção e Klein (em revisão). O valor da água meteórica em 1,86 Ga é de Juliani et al. (2005).

4.8.4 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO

A presença de calcita e sericita e a ausência de feldspato alcalino na associação hidrotermal são evidências que remetem a um pH de neutro a levemente alcalino (Romberger, 1988). Outros fatores, como ausência de hematita, coexistência de clorita e pirita e os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da pirita indicam fluido com condições relativamente reduzidas (Romberger, 1990; Hayashi e Ohmoto, 1991).

As propriedades físico-químicas das inclusões fluidas (incluindo a baixa salinidade) e a presença predominante de pirita sem quantidades relevantes de outros minerais de metais de base apontam o H_2S (alternativamente HS^-) como a principal espécie de enxofre no fluido mineralizador e o $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$ como complexo transportador do ouro (Benning e Seward, 1996).

A desestabilização de complexos transportadores e consequente precipitação de metais ocorre em resposta a diversos mecanismos, sendo oxidação, redução e variação de pH os principais. No depósito Central, a sericitização do feldspato alcalino rebaixou o pH do fluido e, em conjunto com a atividade do enxofre ambiente reduzido, pode ter sido responsável pela precipitação dos sulfetos, provavelmente em função da interação fluido-rocha (minerais com Fe e Mg, anfibólios e magnetita). O ouro ocorre em fraturas da pirita, ocasionalmente associado à galena. Isso também salienta o papel da reação fluido-rocha na precipitação do ouro.

A presença marcante de inclusões fluidas com CO_2 indica que o fluido era rico em CO_2 . A remoção de CO_2 do fluido aprisionado nas inclusões fluidas e a formação de calcita por meio da reação de dissociação: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$, aumenta o pH da solução e favorece a precipitação do íon carbonato como calcita (Rimstidt, 1997). Esse processo também modifica as condições de oxi-redução e possibilita a desestabilização do complexo bissulfetado e a consequente precipitação do ouro.

4.8.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE

Uma gama de modelos metalogênicos já foi defendida previamente para as mineralizações de ouro da Província Aurífera do Tapajós. Os principais estudos apontam para três classes ou sistemas genéticos: (1) sistema pórfiro-epitermal (Dreher et al., 1998; Juliani et al., 2005; Juliani et al., 2013b; Echeverri-Misas et al., 2013); (2) sistemas relacionados a intrusões graníticas (Santos et al., 2001; Borges et al., 2009; Santiago et al., 2013; Villas et al., 2013); (3) sistema orogênico (Santos et al., 2001; Klein et al., 2002; Klein et al., 2004; Coutinho, 2008; Veloso e Santos, 2013).

Especificamente para o campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, estudos prévios advogaram o modelo de ouro orogênico (Klein et al., 2001a; Santos et al., 2001; Coutinho, 2008). Aqueles autores usaram, fundamentalmente, as condições físico-químicas dos fluidos (aquo-carbônicos e mesotermiais) e as fontes profundas dos mesmos (Coutinho (2008) sugeriu fontes metamórficas com base em estudos de isótopos estáveis). Embora tenham sugerido o modelo orogênico para o alvo Guarim, Klein et al. (2001a) salientaram que as características que descreveram eram também similares às de depósitos do tipo coreano (Korean type, Shelton et al., 1988), que consistem basicamente em depósitos em veios mesotermiais hospedados em granitoides, formados a partir de fluidos aquo-carbônicos.

Em que pese o fato de ser um depósito controlado por estruturas, de estar hospedado em granitoides e de apresentar fluidos aquo-carbônicos como componentes do fluido mineralizador, no que se assemelha, pelo menos em parte, com outros depósitos hospedados em granitoides e interpretados como orogênicos, como Charters Towers, na Austrália (Kreuzer, 2006) e Parcoy-Pataz no Peru (Haeberlin et al., 2004), entendemos que Central não apresenta características compatíveis com a classe orogênica. Essas diferenças incluem: (1)

maior abundância de inclusões fluidas aquosas em relação às aquo-carbônicas, (2) estilo da alteração hidrotermal, predominantemente fissural e, sobretudo, (3) ausência de evento metamórfico relacionado à época estimada para a formação do depósito capaz de produzir os fluidos metamórficos envolvidos na formação de depósitos orogênicos. Com relação a esse último aspecto, o metamorfismo no Domínio Tapajós (~2,0 Ga) é anterior ao posicionamento da rocha hospedeira em Central (~1884 Ma). Estilo estrutural, tipo de alteração hidrotermal, baixo conteúdo de metais de base e composição dos fluidos diferem também dos sistemas pórfito-epitermais (p. ex., Seedorf et al., 2005; Simmons et al., 2005).

Estudos geológicos e geocronológicos indicam que mineralização em Central possui idade similar à da colocação do granito hospedeiro (Silva Júnior e Klein, 2012), o que leva à possibilidade de relação genética entre mineralização e evento magmático.

Baker (2002) demonstrou que a exsolução de fluidos a partir de magma félsico sob pressões maiores do que 1kbar (profundidade moderada – 5 a 7 km) geram, por imiscibilidade, inclusões fluidas caracterizadas por misturas de CO₂ e H₂O e com baixa salinidade. As características litológicas e estruturais, a natureza dos fluidos encontradas no depósito Central e a possibilidade de que a mineralização ocorreu concomitantemente com evento magmático são consistente com a exsolução de fluido aquo-carbônico a partir de magma félsico, seguida de separação de fases por imiscibilidade. Mistura de fluidos, embora factível e provável, não pôde ser comprovada categoricamente. Contudo, apesar do pequeno número, os dados isotópicos em quartzo e inclusões fluidas permitem a sugestão de mistura entre fluido magmático-hidrotermal e água meteórica (Figura 4.13). Isso explicaria, também, o posicionamento dos resultados analíticos no campo dos fluidos metamórficos, apesar da improbabilidade da existência desse tipo de fluido à época da mineralização.

Em conclusão, interpreta-se o sistema hidrotermal responsável pela mineralização em Central como formado, inicialmente, a partir de fluidos aquo-carbônicos magmático-hidrotermais, exsolvidos por magma félsico possivelmente relacionado com a fase mais tardia de evolução da Suíte Intrusiva Parauari. Essa fase foi responsável pela formação das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas, predominantemente em torno de 340°C. A contínua exsolução de fluido pelo magma levou ao empobrecimento em CO₂ nas fases mais tardias de exsolução (a solubilidade do CO₂ em magmas félsico é bem menor do que a da molécula de H₂O) e, com o resfriamento do fluido, as inclusões aquosas passaram a predominar. Alternativamente, ou adicionalmente, o sistema pode ter interagido com água meteórica, responsável pelo aprisionamento da maior parte das inclusões aquosas de mais baixa temperatura. Nesse caso, é possível que parte das inclusões aquosas (as de maior temperatura) represente a mistura local dos fluidos de origens distintas.

4.9 OBSERVAÇÕES FINAIS

Central é um depósito aurífero controlado por estrutura rúptil a rúptil-dúctil associada a zonas de cisalhamento regionais e hospedado em granitoide atribuído à Suíte Intrusiva Parauari (1891±3 e 1879±11 Ma). Idades modelo Pb-Pb em sulfetos de um monzogranito (1884,1 ± 3,3 Ma) (Silva Júnior e Klein, 2012) indicam que a mineralização pode ter relação com a evolução magmática dessa suíte. Dados petrográficos e estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis permitem que se listem as seguintes observações, inferências e/ou conclusões a respeito do depósito e de sua gênese.

1) A alteração hidrotermal tem caráter predominantemente fissural, mas também pervasivo e gerou uma associação de quartzo (normalmente em vênulas)-sericita-clorita-calcita-sulfetos-ouro. Não foi verificado, petrograficamente, zoneamento espacial nem temporal entre os minerais de alteração.

2) A assembleia de sulfetos é composta predominantemente por pirita, com quantidades subordinadas de galena, esfalerita e calcopirita. Ouro ocorre em fraturas na pirita e localmente em contato com a galena.

3) Foram identificadas inclusões fluidas carbônicas, aquo-carbônicas e aquosas. Os três tipos ocorrem associados espacialmente, mas não necessariamente em associação temporal, o que é indicado por diferenças nas propriedades microtermométricas. As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas com variação nas razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ representam, provavelmente, fluidos imiscíveis. Parte das inclusões aquosas, as de mais alta temperatura, pode estar associada a esses grupos. Os fluidos imiscíveis, com base na composição dos isótopos estáveis e na ausência de metamorfismo na área na época da mineralização, são interpretados como oriundos da exsolução de fluido hidrotermal por magma félsico. A maioria das inclusões aquosas, entretanto, foi aprisionada em temperaturas inferiores e devem representar infiltração de outro tipo de fluido. Pelo menos em parte, esse fluido é meteórico.

4) Os dados integrados indicam que Central consiste em um depósito magmático-hidrotermal, provavelmente relacionado com a fase mais tardia de evolução da Suíte Intrusiva Parauari.

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. ACSA 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).

5 CONCLUSÕES

Informações prévias a respeito do depósito aurífero Central, do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera Tapajós, relacionadas ao longo deste trabalho, indicam que os corpos de minério são hospedados em rochas de 1883 Ma atribuídas à Suíte Intrusiva Parauari, que os corpos são controlados por estruturas relacionadas com zonas de cisalhamento regional (NW-SE) de caráter rúptil a rúptil-dúctil e que a mineralização provavelmente ocorreu por volta de 1,86 Ga. Essas informações, combinadas com os estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis desenvolvidos neste trabalho permitem relacionar as seguintes observações, inferências e/ou conclusões no que tange à gênese deste depósito.

- (1) As rochas hospedeiras são predominantemente monzogranitos brechados, que apenas localmente mostram deformação dúctil, concentradas em domínios de larguras centimétricas.
- (2) A alteração hidrotermal mostra caráter predominantemente fissural e secundariamente pervasivo. Essa alteração gerou a associação de quartzo em veios/vênulas sericita-clorita-calcita-sulfetos-ouro. Zoneamento espacial e temporal não foi observado petrograficamente entre os minerais de alteração. A pirita é o mineral de minério dominante, com quantidades subordinadas de galena, esfalerita e calcopirita. O ouro encontra-se nas fraturas da pirita e localmente está em contato com a galena.
- (3) As inclusões fluidas apresentam-se em três tipos: carbônicas, aquo-carbônicas e aquosas. Esses tipos ocorrem associados espacialmente, porém não necessariamente temporalmente, o que foi evidenciado pelas propriedades microtermométricas. As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas representam fluidos imiscíveis em virtude da variação nas razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ e foram aprisionados predominantemente em torno de 340°C . Já as inclusões fluidas aquosas representam infiltração de outro tipo de fluido ocorrida entre 120 e 180°C .
- (4) Os isótopos estáveis mostram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ no quartzo e inclusões fluidas que plotam no campo das águas metamórficas, com um assumido desvio em direção à linha da água meteórica. Levando em consideração a ausência de evento metamórfico na época em que é estimada a ocorrência da mineralização, os fluidos aquo-carbônicos foram interpretados como resultantes da exsolução do fluido hidrotermal por magma félsico. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ na pirita são também compatíveis com origem magmática, e os de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ atestam origem crustal e parte orgânica.
- (5) A integração desses pontos indica que Central é um depósito magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão?), provavelmente relacionado à fase mais tardia da evolução da Suíte Intrusiva Parauari.

Referências

- Almeida, C. A. S., Collyer, T. A., Pereira, J. L., Seabra, A. S., Serfaty, S. 1977. Projeto Santarém-Cachimbo: pesquisa mineral. *Relatório final de reconhecimento*. Belém, Sudam/Idesp. 1, 175.
- Almeida, F. F. M., Neves, B. B. B., Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth Science Reviews*, **50**(1-2): 77-111
- Almeida, M. E., Brito, M. F. L., Macambira, M. J. B. 1999. Carocã 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, Córdoba-Argentina. *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, 2, p. 57-112.
- Anderson, M. R., Rankin, A. H., Spiro B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European J. Mineral.*, **4**: 933-948.
- Andrade, A. F., Santiago, A. F., Melo, C. F., Bizinella, G. A., Moreira, H. L., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Moura, P. A., Lopes, R. C., Rosa Filho, S. F., Neves, S. A. V. 1978. Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório de integração geológica. DNPM/CPRM, Manaus. 3, p. 175.
- Andrade, F. G. & Urdininea, J. S. A. 1972. Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim: relatório preliminar. Sudam/Departamento de Recursos Naturais, Belém. p. 162.
- Assunção, R. F. S. 2013. *Estudo de inclusões fluidas e de isótopos estáveis no depósito Moreira Gomes do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 106 p.
- Assunção, R. F. S. & Klein, E. L., (em revisão). 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.
- Bahia, R. B. C. & Quadros, M. L. E. S., (Org.). 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. Brasília: CPRM.
- Bahia, R. B. C., Quadros, M. L. E. S., Rizzotto, G. J. 1998. Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho, região oeste do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte – Minas Gerais. *Anais*. SBG/Núcleo. p. 502.
- Bahia, R. B. C., Quadros, M. L. do E. S., Vasquez M. L., Ricci, P. S. F., Ferreira A. L. 2001a. Grupo Iri - 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. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Bahia, R. B. C., Quadros M. L. E. S., Ferreira A. L. Popini, M.V.F., Pinheiro, S.S., Vasquez, M.L. 2001b. Formação Buiçu - 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. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.

- Baker, T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion related gold deposits. *Economic Geology*, **97**: 1111-1117.
- Benning, L. G. & Seward, T. M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1849-1871.
- Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R., Lamarão, C. N., Figueiredo, M. A. B. M., Albano Leite, A. da S., Barros, C. E. de 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**(2): 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. 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. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- 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. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Brito, M. F. L., Almeida, M. E., Ferreira, A. L., Monteiro, M. A. S., Popini, M. V. F. 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha, registro de magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. In: Congresso brasileiro de geoquímica, 6, Salvador – Bahia. SBGq. *Anais*. 2, p. 847-857.
- Brito, M. F. L., Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. 1999. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton-Brazil. In: South-American symposium on isotope geology, 2, Córdoba-Argentina. *Resumos expandidos*. p. 40-43.
- 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 Cosmochimica Acta*, **50**: 847-852.
- Cathelineau, M. & Marignac, C. 1994. Use of fluid inclusions for a better understanding of intracontinental geothermal activities. In: De Vivo B., Frezzotti M.L. (eds.) Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Blacksburg: Virginia Tech. 309-326 p.
- Chaves C. L. & Moura E. M. (no prelo). Projeto Médio Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Cuiú-Cuiú. Belém: CPRM.
- 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.
- Costa, R. M., Santos, M. D., Serra, V. F. H. 2007. Depósito aurífero do Palito: um exemplo de depósito híbrido na Província Tapajós, relacionado à intrusão granítica e controlado estruturalmente. Simpósio de geologia da Amazônia. Porto Velho – Rondônia: SBG. v. 10, p. 176-178.
- Coutinho, M. G. da N. (Ed.). 2008. Província mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa preliminar para ouro em SIG. Belém: CPRM.
- Dall'agnol, R., Silva C. M. G., Scheller T. 1999. Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Gramado – Rio Grande do Sul. SBG, *Boletim de resumos*. p. 31.

- Dreher, A. M., Vlach, S. R. F., Martini, S. 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. III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado. (CD-ROM).
- 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, Universidade Federal do Pará, Belém. 130 p.
- Ferreira, A. L. 2000a. Grupo Jacareacanga. 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. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Ferreira, A. L. 2000b. Grupo Jacareacanga. In: Ferreira, A.L., Almeida M.E., Brito, M. de F. L., Monteiro, M. A. S. (Org.). Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Ferreira, A. L. 2000c. 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. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 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.
- Haerberlin, Y., Moritz, R., Fontbote, L., Cosca, M. 2004. Carboniferous orogenic gold deposits at Patate, eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Economic Geology*, **99**: 73-112.
- Hayashi, K. I. & Ohmoto, H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2111-2126.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 277-279.
- Juliani, C., Carneiro, C. C., Carneiro-Araújo, S. A., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Crósta, A. P. 2013a. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozoicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, SBG – Núcleo Norte, Belém. (CD-ROM).
- Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Fernandes, C. M. D., Carneiro, C. C., Echeverri-Misas, C. M., Lagler, B., Aguiar-Bocanegra, M. A., Tpkashiki, C. C. (2013b). Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado (CD-ROM).
- Juliani, C., Corrêa-Silva R. H., Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Nunes, C. M.D.. 2002. The Au-granite Batalha system-Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*. **119**(1-4): 225-256.

- Juliani, C., Rye, O. R., 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**(1-4): 95-125.
- Klein, E. L. 2007. Estado da arte do conhecimento geológico e metalogenético da Província Aurífera do Tapajós. In: Simpósio Província Aurífera do Tapajós, 1, Itaituba-Pará, ADIMB. *Memórias*. (CD-ROM).
- 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>.
- Klein, E. L., Rosa-Costa, L. T. da, Carvalho, J. M. de A. 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(1): 59-66.
- Klein, E. L., Santos, R. A. dos, Fuzikawa, K., Angélica, R. S. 2001a. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**(2): 149-164.
- Klein, E. L., Almeida, M. E., Vasquez, M. L., Bahia, R. B. C., Santos, M. L. E., Ferreira, A. L. 2001b. 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-X), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Klein, E. L. & Vasquez, M. L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM..
- Klein, E. L., Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. da, Carvalho, J. M de A. 2002. Geology of Paleoproterozoic gneiss- and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **44**(6): 544-558.
- Kreuzer, O.P. 2006. Textures, paragenesis and wall-rock alteration of lode-gold deposits in the Charters Towers district, north Queensland: implications for the conditions of ore formation. *Mineralium Deposita*, **40**: 639–663.
- Kyser, T. K. & O’Neil, J. R. 1984. Hydrogen isotope systematic of submarine basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 2123– 2133.
- Lafon, J. M. & Coutinho, M. G. DA N. 2008. Isótopos radiogênicos de chumbo. In: Coutinho, M. G. da N. (Ed.). Província mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG. CPRM, Belém. p. 249-262.
- Lamarão, C. N., Dall’Agnol, R., Lafon, J. M., Lima, E. F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Lamarão, C. N., Dall’agnol, R., Pimentel, M. M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 277-292.
- 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. (preparado). 2011. Resource estimate and technical report for the Cuiú-Cuiú project Tapajós region, north-central Brazil. Magellan Minerals Ltda. Belo Horizonte: Pincock, Allen & Holt Brasil.

- 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. SBG, *Resumos expandidos*. p. 475-477.
- Pessoa, M. R., Santiago A. F., Andrade A. F. de, Nascimento J. O. do, Santos J. O.S., Oliveira J.R. de, Lopes R. da C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamaxim: relatório final. CPRM/DNPM, Manaus – Amazonas. 3, p. 614.
- Potter, R.W. 1977. Pressure corrections for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, **5**: 603-607.
- Prazeres, W. V., Santos, A. J. dos, Campos, M. J. F. de, Cavalcante, O. A. 1979. Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha: relatório final. DNPM/CPRM, Manaus – Amazonas. *Texto*. 11, p. 301.
- 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: Congresso brasileiro de geologia*, 40. SBG – Belo Horizonte – Minas Gerais. *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: 46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Santos, SBG. *Anais*.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, **37**: 29-48.
- Ricci, P. S. F., Santos, A., Klein, E. L., Jorge João, X. V., Martins, R. C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. Simpósio de geologia da Amazônia, 6. SBG, Manaus – Amazonas. *Resumos expandidos*. p. 519-522.
- Rimstidt, J. D. 1997. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 2553-2558.
- Robert F. & Kelly W. C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **82**: 1464-1482.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in mineralogy*, **12**: 644.
- Romberger, S. B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. *U.S. Geol Survey Bull*, **1857**(A): A9-A25.
- Romberger, S. B. 1990. Geochemistry of epithermal precious metal deposits. Gold '90, Proceedings of the Gold '90 Symposium, 181-188. Littleton, Colorado, Estados Unidos.
- 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., Fernandes, P. E., Dreher, A. M., Cunha, F. M. B., Basei, M. A. S., Teixeira, J. B. G. 1975. Geologia. Folha SB.21. Tapajós. *Levantamento de Recursos Naturais*. DNPM/RADAM, Rio de Janeiro. 7, p.15-116.
- Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi, L.A., Shobbenhaus, C., Vidotti, M. R., Gonçalves J. H. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil. (Cap. IV, 169-226 p.).
- Santos, J. O. S., Breemen, O. B. V., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida M. E., Mc Naughton, 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, J. O. S., Groves D. I., Hartmann, L. A., Moura, M. A., Mc Naughton, N. J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**(3-4): 279-299.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*. **3**(4): 453-488.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., MacNaughton, N. J., Fletcher, 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. & Loguercio, 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*. DNPM, Brasília. p. 93-127.
- Santos, R. A. Dos & Coutinho, M. G. da N. 2008. Geologia Estrutural. In: Coutinho, M. G. da N. (Ed.). *Província mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Belém: CPRM. (Cap. V, 97-130 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*. SBG, Belém – Pará. 1, p. 91-142.
- Savin, S. M. & Epstein, S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **34**: 25-42.
- Seedorfê, E., Dilles, J. H., Proffett Júnior, J. M., Eunadi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A., Barton, M. D. 2005) Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. In: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., Richards, J. P. (ed.) *Economic geology 100th anniversary volume (1905-2005)*, Littleton: *Society of Economic Geologists*, 251-298.
- Sharp, Z. D., Atudorei, V., Durakiewicz, T. 2001. A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. *Chemical Geology*, **178**: 197–210.
- 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.
- Shelton, K. L., So, C. S., Chang, J. S. 1988. Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: geochemical studies of the Jungwon gold area. *Economic Geology*, **83**: 1221–1237.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Londres: Blackie, 235 p.
- Silva Júnior, C. A. S., Klein, E. L., Galarza, M. A. 2013. Rochas hospedeiras e estudo de isótopos de chumbo do minério aurífero do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 13, SBG-Núcleo Norte, Belém. (CD-ROM).
- Silva Júnior, C. A. S., Klein, E. L., Galarza, M. A., Moore, D. J. 2012. Petrografia e geocronologia das rochas hospedeiras e do minério aurífero sulfetado no depósito Central (Cuiu-Cuiu), Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 46. SBG, Santos – São Paulo. *Anais*.
- Simmons, S. F., White, N. C., John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., Richards, J. P. (ed.) *Economic geology 100th anniversary volume (1905-2005)*, Littleton: *Society of Economic Geologists*, 485-522 p.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*. **22**(3): 174-182.

- Teixeira, N. P., Fernandes, C. M. D.; Moura, C. A. V.; Pinho, S. C. C.; Bettencourt, J. S. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Belém - Pará. SBG/PRONEX-UFPA. *Resumos*. 28.
- 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. Dissertação de Doutorado em Geoquímica e Petrologia – Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém. 212 p.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Quadros, M. L. E. S., Bahia, R. B. C., Santos, A., Ricci, P. S. F., Sachett, C. R., Silva, C. M. G., Macambira, M. J. B. (1999). Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. *In: Simpósio de geologia da Amazônia*, 6, Manaus - Amazonas. SBG. Resumos expandidos. p. 471-474.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, A., Bahia, R. B., Ricci, P. S. F., Quadros, M. L. E. S. 2000a. 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. *Abstract*. 1 CD-ROM.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Bahia, R. B. C., Ricci, P. S. F., Quadros, M. L. E. S. 2000b. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *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. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Vasquez, M. L., Ricci P. dos S. F., Klein E. L., Santos A., Martins R. C. 2000c. 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. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós)*. CPRM, Brasília. 1 CD-ROM.
- Vasquez, M.L.; Klein, E.L.; Ricci, P. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: Klein, E.L., Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém. 3, p. 67-84.
- Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. da (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 1.000.000. CPRM, Belém. 328 p.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. da, Silva, C. M. G. da, Ricci, P. dos S. F., Barbosa, J. dos P. de O., Klein, E. L., Lopes, E. C. dos S., Macambira, E. M. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M. de A., Oliveira, J. G. F. de, Anjos, G. C. dos, Silva, H. R. da. 2008a. Unidades Litoestratigráficas. *In: Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. da (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 1.000.000. CPRM, Belém. p. 173-184.*
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. da, Silva, C. M. G. Klein, E. L. (2008b). Compartimentação Tectônica. *In: Vasquez, M. L. & Rosa-Costa, L. T. da (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 1.000.000. CPRM, Belém. p. 80.*
- 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. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. **13**: 111-138.
- Wenner, D. B., Taylor Júnior, H. P. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on 18O/16O fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**: 165-168.

Anexo I. Descrição das diversas inclusões fluidas observadas no estudo da dissertação. Entre parênteses está discriminada a profundidade em metros da amostra.

Tipo	Amostra	Composição	Nº de fases	Morfologia	Tamanho (µm)	Grau de preenchimento
1	CC-02 (107,8)	c	1	Triangular	6	
1	CC-02 (107,8)	c	2	Irregular	10	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	12	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	8	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	7	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	7	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	12	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Gota	8	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	2	Elipsoidal	8	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Irregular	11	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Gota	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Gota	8	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	7	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Arredondada	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	7	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Irregular	7	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Irregular	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Gota	9	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	10	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Arredondada	7	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Gota	12	0,85
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Irregular	12	0,7
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	6	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	10	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	8	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	retangular	10	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	6	0,4
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	8	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	7	0,4
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	10	0,5
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	10	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	8	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Arredondada	10	0,5
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	8	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	12	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Irregular	13	0,4
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	10	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	5	0,9
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	8	0,9

2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	7	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Elipsoidal	9	0,85
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Triangular	9	0,8
2	CC-02 (107,8)	hc	3	Retangular	6	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Retangular	6	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Irregular	12	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	7	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Irregular	8	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Retangular	7	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Triangular	4	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	7	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	8	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	gota	8	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Irregular	6	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	6	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Retangular	6	0,7
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Arredondada	5	0,6
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	7	0,6
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	12	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Irregular	8	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	8	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	10	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Elipsoidal	8	0,9
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Arredondada	10	0,8
2	CC-54 (88,2)	hc	3	Arredondada	8	0,8
2	CC-54 (92,3)	hc	3	Irregular	8	0,9
2	CC-54 (92,3)	hc	3	Irregular	8	0,9
2	CC-54 (92,3)	hc	3	Irregular	7	0,8
2	CC-54 (92,3)	hc	3	Elipsoidal	7	0,9
2	CC-54 (92,3)	hc	3	Elipsoidal	9	0,8
2	CC-54 (92,3)	hc	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Retangular	6	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	6	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Irregular	8	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	12	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	6	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	10	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Irregular	14	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	7	0,5?
3	CC-02 (107,8)	h	2	Triangular	7	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Retangular	10	0,7
3	CC-02 (107,8)	h	2	Irregular	10	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	8	0,8

3	CC-02 (107,8)	h	2	Irregular	10	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Triangular	10	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	6	0,8
3	CC-02 (107,8)	h	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Arredondada	4	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	1	Irregular	10	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Oval	5	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Gota	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangularular	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	14	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	10	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	12	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	16	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,75
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	12	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	16	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	gota	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	6	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Arredondada	10	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	16	0,5
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	8	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	8	0,7
3	CC-54 (88,2)	h	2	Irregular	10	0,8
3	CC-54 (88,2)	h	2	Arredondada	4	0,9
3	CC-54 (88,2)	h	2	quadrada	4	0,9
3	CC-54 (88,2)	h	2	Elipsoidal	7	0,75
3	CC-54 (88,2)	h	2	Irregular	8	0,9
3	CC-54 (88,2)	h	2	Irregular	10	0,8
3	CC-54 (88,2)	h	2	Triangular	10	0,7
3	CC-54 (88,2)	h	2	Elipsoidal	4	0,7
3	CC-54 (88,2)	h	2	Retangular	12	0,9
3	CC-54 (88,2)	h	2	Elipsoidal	6	0,9

3	CC-54 (88,2)	h	2	gota	6	0,75
3	CC-54 (92,3)	h	2	Retangular	5	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Retangular	6	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Elipsoidal	7	0,7
3	CC-54 (92,3)	h	2	Retangular	5	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Retangular	7	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Retangular	5	0,75
3	CC-54 (92,3)	h	2	Irregular	6	0,7
3	CC-54 (92,3)	h	2	Elipsoidal	6	0,7
3	CC-54 (92,3)	h	2	Irregular	7	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Elipsoidal	5	0,75
3	CC-54 (92,3)	h	2	Irregular	8	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Irregular	8	0,8
3	CC-54 (92,3)	h	2	Irregular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	10	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	gota	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	11	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	9	0,85
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	10	0,85
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	10	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	7	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	8	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	8	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	6	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	8	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	12	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	7	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	6	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	7	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	6	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	6	0,8

3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	6	
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	6	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Triangular	6	0,85
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	7	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	8	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	9	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	12	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	12	0,6
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	8	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Irregular	7	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	7	0,7
3	CC-54 (98,9)	h	2	Arredondada	10	0,8
3	CC-54 (98,9)	h	2	Elipsoidal	10	0,9
3	CC-54 (98,9)	h	2	Retangular	6	0,8

c- Carbônicas; hc- Aquo-carbônicas; h- Aquosas.

Anexo II. Resultados microtermométricos obtidos nas inclusões fluidas do tipo 1 e 2. Temperaturas foram medidas em graus Celsius (°C) e a profundidade dos furos de sondagem estudados estão entre parênteses.

Tipo	Amostra	T _r CO ₂	T _h CO ₂	Homogeneização T _h CO ₂	T _r clat	T _{ht}	Homogeneização T _{ht}	Salinidade	dCO ₂	dGlobal	XCO ₂	XH ₂ O	XNaCl
1	CC-02 (107,8)	-57,4	25	L					0,712				
1	CC-02 (107,8)	-56,7	30	L					0,596				
2	CC-02 (107,8)	-56,7	28,9	L	5,9			7,642	0,6337	0,7167	0,5102	0,4776	0,0122
2	CC-02 (107,8)	-57,1	28,7	L	6,1			7,3104	0,6393	0,7612	0,3801	0,6052	0,0147
2	CC-02 (107,8)	-56,6	31,1	L	5	327,9	V	9,0816	0,466	0,644	0,3087	0,6707	0,0207
2	CC-02 (107,8)	-57,4	30,9	L	6,5			6,6346	0,532	0,6337	0,4667	0,5219	0,0114
2	CC-02 (107,8)	-56,7	31	L	5,3			8,6112	0,5127	0,6756	0,3295	0,6516	0,0189
2	CC-02 (107,8)	-56,8	27,5	L	6,2			7,1431	0,6675	0,7429	0,5232	0,4657	0,011
2	CC-02 (107,8)	-57,8	29,7	L	5	285,6	L	9,0816	0,6078	0,7433	0,368	0,6131	0,0189
2	CC-02 (107,8)	-57,4	31	L	6,7	358,7	V	6,2904	0,5127	0,6178	0,4576	0,5314	0,011
2	CC-02 (107,8)	-57,2	30,6	L	5,4	315,9	V	8,4523	0,5621	0,6606	0,4801	0,5055	0,0144
2	CC-02 (107,8)	-57,4	22	L	5,1			8,9259	0,7518	0,8437	0,4187	0,5643	0,017
2	CC-02 (107,8)	-57,5	27,6	L	6,2			7,1431	0,6654	0,7791	0,3896	0,5963	0,0141
2	CC-02 (107,8)	-57,3	31,1	L	4,6			9,694	0,466	0,5857	0,4335	0,5484	0,0181
2	CC-02 (107,8)	-57,4	27,8	L	5,6	313	L	8,1314	0,6611	0,7393	0,5207	0,4666	0,0127
2	CC-02 (107,8)	-57,3	31	L	6,7			6,2904	0,5127	0,6178	0,4576	0,5314	0,011
2	CC-02 (107,8)	-57,3	26,6	L	5,1			8,9259	0,685	0,7597	0,5294	0,4568	0,0138
2	CC-02 (107,8)	-57,2	28	L	4,5	296,5	L	9,8444	0,6566	0,7384	0,5187	0,4656	0,0157
2	CC-02 (107,8)	-57	29,7	L	7,4	286,6	L	5,0523	0,6078	0,7339	0,3686	0,6212	0,0102
2	CC-02 (107,8)	-57,4	23,1	L	5,9			7,642	0,7381	0,8311	0,4144	0,571	0,0146
2	CC-02 (107,8)	-57,5	28,4	L	4,3			10,1421	0,647	0,7732	0,3825	0,5667	0,0208
2	CC-02 (107,8)	-57,1	30,8	L	5,2			8,7691	0,5444	0,5958	0,668	0,3224	0,0096
2	CC-02 (107,8)	-57,5	26,5	L	6,3			6,9746	0,6868	0,7226	0,7176	0,276	0,0064
2	CC-02 (107,8)	-57,6	30,2	V		321,3	V						

2	CC-02 (107,8)	-57,1	24,8	V	6,8	321,3	V	6,1167	0,2401	0,7177	0,0618	0,9198	0,0185
2	CC-02 (107,8)	-57	26	V	5,9	348,3	L	7,642	0,2557	0,3349	0,486	0,5012	0,0128
2	CC-02 (107,8)	-56,7	28,1	L	1,3			14,1004	0,6543	0,9206	0,1518	0,8074	0,0409
2	CC-02 (107,8)	-57	30,7	L	7,3	321,8	L	5,2323	0,554	0,7917	0,1857	0,8007	0,0136
2	CC-02 (107,8)	-57,2	30,8	L	7,5	319,6	V	4,8712	0,5444	0,6409	0,4728	0,519	0,0082
2	CC-02 (107,8)	-56,6	28	L	5,5			8,2924	0,6566	0,6963	0,7082	0,2839	0,0079
2	CC-02 (107,8)	-56,6	29,2	L	5,7			7,9693	0,6248	0,8377	0,2043	0,775	0,0207
2	CC-02 (107,8)	-57,1	30,9	L	7,1			5,5893	0,532	0,6321	0,4669	0,5236	0,0096
2	CC-02 (107,8)	-57,5	30,8	L	6,6	351,8	L	6,4631	0,5444	0,6434	0,4725	0,5165	0,011
2	CC-02 (107,8)	-57,3	31,1	L	7	327,7	V	5,7661	0,466	0,8065	0,1133	0,8702	0,0164
2	CC-02 (107,8)	-57,6	30,2	L		327,7	L						
2	CC-02 (107,8)	-56,9	28,9	V		302,9	L						
2	CC-02 (107,8)	-56,6	28,3	V	6,4			6,8052	0,295	0,4444	0,3267	0,6585	0,0148
2	CC-02 (107,8)	-56,6	27,8	L	5	319,7	L	9,0816	0,6611	0,7408	0,5205	0,4651	0,0143
2	CC-02 (107,8)	-56,6	29,9	L	4,4	339,4	L	9,9938	0,5999	0,6999	0,5825	0,4037	0,0138
2	CC-02 (107,8)	-56,6	28,1	L	6,3	306,5	L	6,9746	0,6543	0,7321	0,5183	0,4709	0,0109
2	CC-54 (88,2)	-57,3	30,5	L	5,9	320	V	7,642	0,5691	0,6649	0,4833	0,5039	0,0129
2	CC-54 (88,2)	-57,4	24,1	L	6,8	447,2?	V	6,1167	0,7248	0,7559	0,7285	0,2662	0,0053
2	CC-54 (88,2)	-56,6	30,9	L		432,2	L						
2	CC-54 (88,2)	-57,4	30,4	L	7,2			5,4113	0,5753	0,6209	0,6806	0,3138	0,0055
2	CC-54 (88,2)	-57,2	29,2	L	5,3	269,2	L	8,6112	0,6248	0,668	0,6978	0,2936	0,0085
2	CC-54 (88,2)	-57,4	28,7	V	6	360,8	V	7,4767	0,3041	0,3784	0,5293	0,4592	0,0114
2	CC-54 (88,2)	-56,7	29	L	4,7			9,5425	0,6309	0,6742	0,6998	0,2908	0,0095
2	CC-54 (88,2)	-56,8	26	L	7			5,7661	0,6956	0,8308	0,3004	0,6867	0,013
2	CC-54 (88,2)	-57,1	29,3	L	6,9			5,9419	0,6217	0,787	0,2773	0,7089	0,0138
2	CC-54 (88,2)	-56,7	28,6	L	8,8?			2,4208	0,6419	0,7152	0,5145	0,4818	0,0037
2	CC-54 (88,2)	-57,3	30	L	8,3	371,4	L	3,3843	0,5956	0,6796	0,4955	0,4991	0,0054

2	CC-54 (88,2)	-56,8	27,9	L		357,6	L						
2	CC-54 (88,2)	-56,9	30,5	L	6,1			7,3104	0,5691	0,6168	0,6779	0,3144	0,0076
2	CC-54 (88,2)	-56,6	25	L	5,2	413,2	V	8,7691	0,7115	0,7462	0,7245	0,2676	0,0079
2	CC-54 (88,2)	-56,7	23,8?	L	6,5			6,6346	0,7288	0,7912	0,5452	0,4451	0,0097
2	CC-54 (88,2)	-56,6	30,8	L	8,8?	416	V	2,4208	0,5444	0,6372	0,4734	0,5226	0,004
2	CC-54 (92,3)	-56,6	30,7	L	7,9			4,1362	0,554	0,6008	0,6726	0,3231	0,0043
2	CC-54 (92,3)	-57,3	26,9	L	5,1			8,9259	0,6794	0,7174	0,7152	0,2765	0,0084
2	CC-54 (92,3)	-56,6	n vi		3,6	373,2	L	11,1508	0,466	0,588	0,4333	0,5455	0,0211
2	CC-54 (92,3)	-56,8	28,4	L	5,3			8,6112	0,647	0,688	0,7051	0,2865	0,0083
2	CC-54 (92,3)	-56	29,8	L	4,4	355,2	L	9,9938	0,6039	0,6965	0,4978	0,4855	0,0166

L- Líquido; V- Vapor.

Anexo III. Resultados microtermométricos obtidos nas inclusões fluidas do tipo 3. Temperaturas foram medidas em graus Celsius (°C) e a profundidade dos furos de sondagem estudados estão entre parênteses.

Tipo	Amostra	T _{ig}	Teu	T _{it}	Homogeneização T _{it}	Salinidade	dGlobal
3	CC-02 (107,8)	-5,1	-27	238,1	L	7,959	0,889
3	CC-02 (107,8)	-5,4	-27,1	262,3	L	8,375	0,864
3	CC-02 (107,8)	-5,2	-26,6	260,3	L	8,098	0,864
3	CC-02 (107,8)	-4,1	-26,7			6,522	
3	CC-02 (107,8)	-5,3	-26,2			8,2	
3	CC-02 (107,8)	-5,1	-28,8	258,6	L	7,959	0,894
3	CC-02 (107,8)	-6,1	-29,3			9,32	
3	CC-02 (107,8)	-4,9				7,677	
3	CC-02 (107,8)	-3,7	-28,8	184,4	L	5,926	0,928
3	CC-02 (107,8)	-6,9	-27,8	131,3	L	10,355	1,008
3	CC-02 (107,8)	-3	-29,3	97,6	L	4,857	0,994
3	CC-02 (107,8)	-1,1	-28,1	142	L	1,816	0,941
3	CC-02 (107,8)	-10,1	-30,7	123,1	L	14,051	1,041
3	CC-02 (107,8)	-7,3	-29,7			10,855	
3	CC-02 (107,8)	-4,7	-27,7	144,2	L	7,393	0,976
3	CC-02 (107,8)	-6,2		156,4	L	9,452	0,98
3	CC-02 (107,8)	-7,9		217,2	L	11,583	0,94
3	CC-02 (107,8)	-5,9				9,054	
3	CC-54 (98,9)	-4,7		186,1	L	7,393	0,937
3	CC-54 (98,9)	-2,6		85,2	L	4,232	0,998
3	CC-54 (98,9)	-1,8	-23,6	120,5	L	2,956	0,996
3	CC-54 (98,9)	-6,3	-30,8	92,4	L	9,583	1,03
3	CC-54 (98,9)	-3,1	-25,9	95,4	L	5,012	0,997
3	CC-54 (98,9)	-6,2	-28,5	108,2	L	9,452	1,019
3	CC-54 (98,9)	-5,6	-27,2	120,1	L	8,649	
3	CC-54 (98,9)	-9,3		144,8	L	13,189	1,017
3	CC-54 (98,9)	-3,9		112,3	L	6,225	0,993
3	CC-54 (98,9)	-2,7		102,3	L	4,389	0,988
3	CC-54 (98,9)	-3,3		115,6	L	5,319	0,985
3	CC-54 (98,9)	-5,9		113,9	L	9,054	1,012
3	CC-54 (98,9)	-6,4		180,7	L	9,714	0,959
3	CC-54 (98,9)	-2,1	-25,6	100,9	L	3,438	
3	CC-54 (98,9)	-7,3	-27,3	104,7	L	10,855	1,031
3	CC-54 (98,9)	-5,4		128,8	L	8,375	0,996
3	CC-54 (98,9)			120,8	L		
3	CC-54 (98,9)			112,7	L		
3	CC-54 (98,9)	-8,1		107,4		11,821	1,036
3	CC-54 (98,9)	-2,4				3,916	
3	CC-54 (98,9)	-6,3	-26,3	109	L	9,583	1,019
3	CC-54 (98,9)	-5,9	-27,3	134,2	L	9,054	0,996
3	CC-54 (98,9)	-3,2	-25,2			5,166	

3	CC-54 (98,9)	-2		114,7	L	3,278	0,972
3	CC-54 (98,9)	-2,9		121,3	L	4,702	0,977
3	CC-54 (98,9)	-6,2		181,5	L	9,452	0,957
3	CC-54 (98,9)	-6	-26,5	144,2	L	9,188	0,989
3	CC-54 (98,9)	-5,1	-26,9	109,8	L	7,959	1,007
3	CC-54 (98,9)	-3	-33,8	189,9	L	4,857	0,914
3	CC-54 (98,9)	-3,2				5,166	
3	CC-54 (98,9)	-5,8		117,1	L	8,92	1,008
3	CC-54 (88,2)	-6,5				9,844	
3	CC-54 (88,2)	-17,3	-29,9	95,9	L	20,429	1,11
3	CC-54 (88,2)	-6,6	-29,2	104,2	L	9,973	1,025
3	CC-54 (88,2)	-3,4	-29,5			5,472	
3	CC-54 (88,2)	-6,1	-29,8	170,1	L	9,32	0,967
3	CC-54 (88,2)	-6	-29,8	228,5	L	9,188	0,911
3	CC-54 (88,2)	-4,1	-26,7	249,4	L	6,522	0,866
3	CC-54 (88,2)	-2,9	-27,2	212	L	4,702	0,891
3	CC-54 (88,2)	-13,5		93,6	L	17,334	1,087
3	CC-54 (88,2)	-6,1	-28,2			9,32	
3	CC-54 (88,2)	-1,7	-29,1	133,5	L	2,794	0,955
3	CC-54 (92,3)	-6,5				9,844	
3	CC-54 (92,3)	-5,9	-28,9			9,054	
3	CC-54 (92,3)	-4,6		208	L	7,25	0,916
3	CC-54 (92,3)	-3,2	-26,5			5,166	
3	CC-54 (92,3)	-4,2	-28,8			6,669	
3	CC-54 (92,3)	-5,7	-26,4	231,2	L	8,785	0,904
3	CC-54 (92,3)	-6,4	-25,4			9,714	
3	CC-54 (92,3)	-6,6	-29,1	333	L	9,973	0,778
3	CC-54 (92,3)	-2,7				4,389	
3	CC-54 (92,3)	-8,9	-26,5	327,4	L	12,743	0,824
3	CC-54 (92,3)	-1,7	-27,1			2,794	
3	CC-54 (92,3)	-5,2	-28,4			8,098	
3	CC-54 (92,3)	-5,6	-28,2			8,649	
3	CC-54 (98,9)	-9,3	-27,7			13,189	
3	CC-54 (98,9)	-8,5	-27,4			12,287	
3	CC-54 (98,9)	-3,6	-28,4	190,7	L	5,775	0,92
3	CC-54 (98,9)	-8,2	-27,5			11,9	
3	CC-54 (98,9)	-5,7	-29			8,785	
3	CC-54 (98,9)			177,6	L		
3	CC-54 (98,9)	-2,3	-26,6	341,3	L	3,757	0,657
3	CC-54 (98,9)	-4,1		173,3	L	6,522	0,943
3	CC-54 (98,9)	-6,2	-25,9	172	L	9,452	0,966
3	CC-54 (98,9)	-4,9	-28,4	154	L	7,677	0,97
3	CC-54 (98,9)	-4,2	-28,4	154	L	6,669	0,963
3	CC-54 (98,9)	-3,6	-28	135	L	5,775	0,973
3	CC-54 (98,9)	-3,8	-23,7	138,5	L	6,076	0,972

3	CC-54 (98,9)	-2,9	-25,4	279,8	L	4,702	0,796
3	CC-54 (98,9)	-0,7	-28,8	180,7	L	1,158	0,898
3	CC-54 (98,9)	-4,7	-26,9	148,2	L	7,393	0,973
3	CC-54 (98,9)	-3,6	-28,6	122,6	L	5,775	0,983
3	CC-54 (98,9)	-6,6	-27,4	131,2	L	9,973	1,005
3	CC-54 (98,9)	-4,6	-26,4	144,3	L	7,25	0,975
3	CC-54 (98,9)	-6,8	-29,6	109,8	L	10,228	1,023
3	CC-54 (98,9)	-15	-28,5	123,3	L	18,618	1,076
3	CC-54 (98,9)	-9,4	-28,1	188,5	L	13,298	0,979
3	CC-54 (98,9)	-3,3	-28,1			5,319	
3	CC-54 (98,9)	-5,2	-29			8,098	
3	CC-54 (98,9)	-5,6	-29,4	155,6	L	8,649	0,975
3	CC-54 (98,9)	-7	-27,5			10,5	
3	CC-54 (98,9)	-5,4	-24,6	185,9	L	8,375	0,944
3	CC-54 (98,9)	-7,5	-28,5			11,1	
3	CC-54 (98,9)	-7,6	-28	119,7	L	11,222	1,023
3	CC-54 (98,9)	-4,2	-27,5	107,1	L	6,669	1
3	CC-54 (98,9)			119,8	L		
3	CC-54 (98,9)	-3,1	-29	106,3	L	5,012	0,989
3	CC-54 (98,9)	-8,5	-26	103,9	L	12,287	1,042
3	CC-54 (98,9)		-26	159,7	L		0,913
3	CC-54 (98,9)	-3,9	-29,5			6,225	
3	CC-54 (98,9)	-3,6	-27,7			5,775	
3	CC-54 (98,9)	-5,4	-29,3	149	L	8,357	0,979
3	CC-54 (98,9)	-8,6	-28,7	345,7	L	12,402	0,792
3	CC-54 (98,9)	-8,1	-27,7	156,1	L	11,821	0,998
3	CC-54 (98,9)	-7,8	-29	146,6	L	11,464	1,003
3	CC-54 (98,9)	-3,4		217,9	L	5,472	
3	CC-54 (98,9)	-1,5		172,8	L	2,47	
3	CC-54 (98,9)	-7,3	-28,5	87,1	L	10,855	1,043
3	CC-54 (98,9)	-4,8	-29,5	111,6	L	7,536	1
3	CC-54 (98,9)	-6,5	-29,1			9,844	