



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 417**

**ESTUDOS 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 apresentada por:**

**ROSE DE FÁTIMA SANTOS ASSUNÇÃO**

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

---

**BELÉM  
2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

---

Assunção, Rose de Fátima Santos, 1987-

Estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis no depósito Moreira Gomes do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará / Rose de Fátima Santos Assunção. - 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. Minas e recursos minerais - Tapajós, Região (PA). 3. Isótopos estáveis. 4. Inclusões fluidas. I. Título.

CDD 553.41098115. ed. 22



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

**ESTUDOS 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 APRESENTADA POR:**

**ROSE DE FÁTIMA SANTOS ASSUNÇÃO**

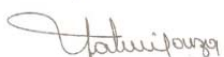
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

**Data de Aprovação:** 29 / 08 / 2013

**Banca Examinadora:**

  
Prof. EVANDRO LUIZ KLEIN  
(Orientador-CPRM/UFPA)

  
Prof. RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS  
(Membro-UFPA)

  
Prof. VALMIR DA SILVA SOUZA  
(Membro-UnB)

## DEDICATÓRIA

*À minha mãe Rosa Assunção*  
*À meu orientador Evandro Klein*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, que sempre me dá forças para continuar e realizar os meus sonhos;

Ao meu orientador Dr. Evandro Klein (CPRM), pela amizade, apoio e conhecimento compartilhado;

À minha família, pelo carinho e incentivo; em especial a minha mãe Rosa Assunção; ao meu pai José Carlos Assunção, a minha tia Isabel, aos meus primos Marizalene, Urias, Ester e Miqueias; às crianças Wallace e Vinícius; ao meu amor Yury Oliveira, e ao meu amado Jack Assunção, pelo seu amor verdadeiro e por tudo que ele “apronta...”

Aos amigos da Geologia, pelos momentos de descontração;

À geóloga Margarete Wagner Simas (CPRM), pela ajuda com a preparação das amostras para análise isotópica;

À Capes e UFPA, pelo apoio financeiro e infraestrutura, respectivamente;

**EPÍGRAFE**

*“A educação tem raízes amargas,  
mas os seus frutos são doces.”*

*Aristóteles*

## RESUMO

Moreira Gomes é um dos depósitos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, província Aurífera do Tapajós, com recursos de 21,7 t de ouro. A zona mineralizada, com 1200 metros de comprimento, 30-50 metros de largura e, pelo menos, 400 metros de profundidade é controlada por uma estrutura subvertical de orientação E-W, associada a um sistema de falhas transcorrentes sinistrais. As rochas hospedeiras nesse depósito são predominantemente tonalitos de  $1997 \pm 2$  Ma (Suite Intrusiva Creporizão). O estilo da alteração hidrotermal relacionado à mineralização é predominantemente fissural e localmente pervasivo. Os tipos de alteração hidrotermal são sericitização, carbonatação, cloritização, sulfetação, silicificação e epidotização, além da formação de veios de quartzo de espessuras variadas. Pirita é principal sulfeto e contém inclusões de galena, esfalerita, calcopirita e, em menor quantidade, de hessita e bismutinita. O ouro ocorre mais comumente como inclusão em cristais de pirita e, secundariamente, na forma livre em veios de quartzo. Ag, Pb e Bi foram detectados por análise semi-quantitativa como componentes das partículas de ouro. Estudo de inclusões fluidas identificou fluidos compostos por CO<sub>2</sub> (Tipo 1), H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-sal (Tipo 2) e H<sub>2</sub>O-sal (Tipo 3). O volátil CO<sub>2</sub> é predominante na fase carbônica. O fluido do Tipo 2 apresenta densidade baixa a moderada, salinidade entre 1,6 e 11,8 % em peso equivalente de NaCl e foi aprisionado principalmente entre 280° e 350°C. No fluido do Tipo 3 o sistema químico pode conter CaCl<sub>2</sub> e, talvez, MgCl<sub>2</sub>, e a salinidade varia de zero a 10,1% em peso equivalente de NaCl. Apenas localmente a salinidade atingiu 25% em peso equivalente de NaCl. Esse fluido foi aprisionado principalmente entre 120° e 220°C e foi interpretado como resultado de mistura de fluido aquoso mais quente e levemente mais salino, com fluido mais frio e diluído. Globalmente, o estudo das inclusões fluidas indica estado heterogêneo durante o aprisionamento e ocorrência de separação de fases, mistura, flutuação de pressão e reequilíbrio das inclusões durante aprisionamento. A composição isotópica do fluido em equilíbrio com minerais hidrotermais (quartzo, clorita e calcita e pirita) e de inclusões fluidas apresenta valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  entre +0,5 e +9,8 ‰, e -49 a -8 ‰, respectivamente. Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita (-0,29 ‰ a 3,95 ‰) são provavelmente indicativos da presença de enxofre magmático. Pares minerais forneceram temperaturas de equilíbrio isotópico em geral concordante com as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas e compatíveis com as relações texturais. Os resultados isotópicos, combinados com os dados mineralógicos e de inclusões fluidas são interpretados como produto da evolução de um sistema magmático-

hidrotermal em três estágios. (1) Exsolução de fluido magmático aquoso e portador de CO<sub>2</sub> entre 400°C e 320-350°C, seguido de separação de fases e precipitação principal da assembleia clorita-sericita-pirita-quartzo-ouro sob pressões menores que 2,1 kb e a 6-7 km de profundidade. (2) Resfriamento e continuação da exsolução do CO<sub>2</sub> do fluido magmático geraram fluido aquoso, mais pobre a desprovido de CO<sub>2</sub> e levemente mais salino, com aprisionamento predominantemente a 250°-280°C. A assembleia hidrotermal principal ainda precipitou, mas epidoto foi a principal fase nesse estágio. (3) Mistura do fluido aquoso do estágio 2, mais quente e mais salino, com um fluido aquoso mais frio e menos salino, de origem meteórica. Carbonatação está associada com esse estágio. A assembleia hidrotermal e os valores isotópicos indicam que fluido foi neutro a levemente alcalino e relativamente reduzido, que H<sub>2</sub>S (ou HS<sup>-</sup>) pode ter sido a espécie de enxofre predominante, e que Au(HS)<sup>-2</sup> deve ter sido o complexo transportador de ouro. A deposição do ouro em Moreira Gomes ocorreu em resposta a diversos mecanismos, envolvendo a separação de fases, mistura e reações fluido-rocha. O depósito Moreira Gomes é interpretado como o produto de um sistema magmático-hidrotermal, mas não possui feições clássicas de depósitos relacionados a intrusões graníticas, tanto oxidadas como reduzidas. A idade de deposição do minério (1,86 Ga) sugere que o sistema magmático-hidrotermal pode estar relacionado com a fase final do extenso magmatismo cálcio-alcalino da Suíte Intrusiva Parauari, embora o magmatismo transicional a alcalino da Suíte Intrusiva Maloquinha não possa ser descartado.

**Palavras-chave:** ouro, Tapajós, Paleoproterozoico, inclusão fluida, isótopos estáveis, granito hospedeiro



## ABSTRACT

Moreira Gomes is a recently discovered deposit (preliminary resources of 21.7 t Au) of the Cuiú-Cuiú goldfield, an importante and historical mining área of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. The mineralized zone is about 1200 m long, 30-50 m wide, and is followed to at least 400 m in depth. The zone is controlled by a subvertical, east-west-trending structure that is related to a left-handed strike-slip fault system. The host rocks in the deposit are predominantly tonalites dated at  $1997 \pm 2$  Ma that are attributed to the magmatic arc or post-collision Creporizão Intrusive Suite. Hydrothermal alteration and mineralization are predominantly of the fissure-filling type and locally pervasive. Sericitization, chloritization, sulfidation, silicification, carbonatization and epidotization are the observed alteration types. Pyrite is by far the predominant sulfide mineral and bears inclusions of chalcopyrite, galena, sphalerite and minor hesite and bismuthinite. Gold occurs predominantly as inclusions in pyrite and subordinately in the free-milling state in quartz veins. Ag, Pb and Bi have been detected by semi-quantitativa analysis. Three types of fluid inclusions, hosted in quartz veins and veinlets, have been identified. (1) Type 1: one- and two-phase CO<sub>2</sub> inclusions; (2) Type 2: two- and three-phase H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-salt inclusions, and (3) Type 3: two-phase H<sub>2</sub>O-salt inclusions. CO<sub>2</sub> is largely the predominant volatile phase in the CO<sub>2</sub>-bearing inclusions. The CO<sub>2</sub>-bearing types 1 and 2 are interpreted as the product of phase separation of an immiscible fluid. This fluid presents low to moderate density, low to moderate salinity (1.6 to 11,8 wt.% NaCl equivalent) and was trapped chiefly at 280° to 350°C. In Type 3 fluid, the chemical system may contain CaCl<sub>2</sub> and/or MgCl<sub>2</sub>, salinity varies from zero to 10.1 wt.% NaCl equivalent. Only locally salinities up to 25% have been recorded. This fluid was trapped mainly between 120° and 220°C and is interpreted as resulting from mixing of a hotter and more saline aqueous fluid (in part derived from phase separation of the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid) with a cooler and dilute aqueous fluid. As a whole, the fluid inclusions indicate phase separation, pressure fluctuations, mixing, and reequilibration during trapping. The isotopic composition of inclusion fluids and of the fluid in equilibrium with hydrothermal minerals (quartz, chlorite, and calcite) show  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values that range from +0.5 to +9.8‰, and from -49 to -8‰, respectively. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite (-0.29‰ to 3.95‰) are probably related to magmatic sulfur. Mineral pairs show equilibrium isotopic temperatures that are compatible with the fluid inclusion homogenization temperatures and with textural relationships of the hydrothermal minerals. Isotopic results combined with mineralogical and fluid inclusion data

are interpreted to reflect a magmatic-hydrothermal system that evolved in at least three stages. (1) Exsolution of a CO<sub>2</sub>-bearing magmatic fluid between 400°C and 320-350°C and up to 2.1 kbars (6-7 km in depth) followed by phase separation and main precipitation of the hydrothermal assemblage composed of chlorite-sericite-pyrite-quartz-gold. (2) Cooling and continuous exsolution of CO<sub>2</sub> producing a CO<sub>2</sub>-depleted and slightly more saline aqueous fluid that was trapped mainly at 250°-280°C. The predominant hydrothermal assemblage of stage 1 continued to form, but epidote is the main phase at this stage. (3) Mixing of the stage 2 aqueous fluid with a cooler and dilute aqueous fluid of meteoric origin, which was responsible for the main carbonatization phase. The composition of the hydrothermal assemblage and the fluid and isotopic composition indicate that the mineralizing fluid was neutral to slightly alkaline, relatively reduced (only locally, more oxidized conditions have been attained, resulting in the precipitation of barite). H<sub>2</sub>S (and/or HS<sup>-</sup>) might have been the main sulfur species in the fluid and Au(HS)<sup>-2</sup> was probably the gold transporting complex. Gold deposition occurred as a consequence of a combination of mechanisms, such as phase separation, mixing and fluid-rock interaction. The Moreira Gomes is a granite-hosted gold deposit that is interpreted to be a product of a magmatic-hydrothermal gold system. The age of ore formation (~1.86 Ga) is consistent with the final stages of evolution of the widespread high-K, calc-alkaline Parauari Intrusive Suite, although the transitional to predominantly alkaline Maloquinha Intrusive Suite cannot be ruled out. Notwithstanding, the deposit does not show the classic features of (oxidized or reduced) intrusion-related gold deposits of Phanerozoic magmatic arcs.

**keywords:** gold, Tapajós, Paleoproterozoic, fluid inclusion, stable isotopes, granite-hosted

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Província Aurífera do Tapajós em relação as províncias geocronológicas do Cráton Amazônico_____	2
Figura 1.1 - Mapa de localização da região do Cuiú-Cuiú_____	3
Figura 2.1 - Mapa geológico do domínio Tapajós_____	8
Figure 1 – Location of the Tapajós Gold Province in relation to the geochronological provinces of the Amazonian Craton_____	81
Figure 2 – Geological map of the Tapajós Gold Province, with location of the Cuiú-Cuiú region_____	82
Figure 3 – Geological map of the Cuiú-Cuiú region_____	83
Figure 4 – Simplified geological map of the Moreira Gomes deposit_____	84
Figure 5 – Aspects of the host rocks at the Moreira Gomes gold deposit_____	85
Figure 6 – Aspects of the hydrothermal alteration at Moreira Gomes_____	86
Figure 7 – Aspects of the fluid inclusions_____	88
Figure 8 – (A-E) Histograms of the microthermometric data of the fluid inclusions; (F) Tht vs. salinity diagram for types 2 and 3 fluid inclusions. L stands for liquid, V stands for vapor_____	88
Figure 9 – $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ diagram for the hydrothermal calcite of the Moreira Gomes deposit_____	89
Figure 10 – Diagram comparing the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz, calcite and chlorite. The solid and dashed lines represent equilibrium temperatures between quartz and calcite. See text for explanation_____	89
Figure 11 – (A) Oxygen isotope composition of the fluid in equilibrium with, quartz, chlorite and calcite. (B) Oxygen and hydrogen isotope composition of the fluid in equilibrium with quartz and chlorite, and hydrogen isotope composition of inclusion fluids extracted from quartz of the Moreira Gomes deposit. The magmatic and metamorphic fields are as defined by Sheppard (1986) and the kaolinite line by Savin and Epstein (1970)_____	90
Figure 12 – Diagram tentatively showing the temporal evolution of the mineral associations in the different hydrothermal stages_____	91
Figure 13 – Pressure-temperature diagram showing isochores covering the range of compositions and densities of aqueous-carbonic (thick solid lines) and aqueous (thick dotted lines) inclusions from Moreira Gomes_____	92

**LISTA DE TABELAS**

Table 1: Fluid characteristics available for some deposits and showings of the Cuiú-Cuiú goldfield _____	93
Table 2: Stable isotope results _____	94

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	iv
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	v
<b>EPÍGRAFE .....</b>	vi
<b>RESUMO .....</b>	vii
<b>ABSTRACT .....</b>	ix
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	2
1.2 PROBLEMÁTICA .....	4
1.3 OBJETIVOS .....	5
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	6
2.1 DOMÍNIO TAPAJÓS .....	7
2.2 LITOESTRATIGRAFIA .....	9
2.3 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DOMÍNIO TAPAJÓS .....	23
2.4 METALOGÊNESE DO DOMÍNIO TAPAJÓS .....	26
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	30
<b>4. 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.....</b>	34
<b>Abstract.....</b>	34
<b>1. Introduction.....</b>	37
<b>2. Geological Setting.....</b>	38
<b>3. Analytical procedures.....</b>	41
<b>4. Geology of the Cuiú-Cuiú goldfield.....</b>	43
<b>5. Aspects of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield.....</b>	44

<b>6. Geology of the Moreira Gomes gold deposit.....</b>	<b>46</b>
6.1. <i>Structure and host rocks.....</i>	46
6.2. <i>Hydrothermal alteration.....</i>	47
<b>7. Fluid inclusions.....</b>	<b>50</b>
7.1. <i>Types and distribution.....</i>	50
7.2. <i>Microthermometric results.....</i>	51
7.3. <i>Composition and density.....</i>	52
7.4. <i>Origin of the fluid inclusion populations.....</i>	53
<b>8. Stable isotopes.....</b>	<b>54</b>
8.1. <i>Results.....</i>	55
8.2. <i>Isotope thermometry.....</i>	56
8.3. <i>Fluid composition and sources.....</i>	57
<b>9. Discussions.....</b>	<b>59</b>
9.1. <b>Evolution of the hydrothermal system.....</b>	<b>59</b>
9.2. <i>Gold transport and deposition.....</i>	60
9.3. <i>Genetic model.....</i>	62
<b>10. Conclusions.....</b>	<b>64</b>
<b>References.....</b>	<b>66</b>
<b>Figure Captions.....</b>	<b>78</b>
<b>5 SUMÁRIO CONCLUSIVO.....</b>	<b>96</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>98</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), localizada na porção central do Cráton Amazônico (Fig. 1), possui área de cerca de 140.000 km<sup>2</sup> (Almeida *et al.* 1981), abrangendo parte dos municípios de Itaituba, Jacareacanga e Novo Progresso no estado do Pará, e uma pequena parte do município de Maués no sudeste do estado do Amazonas. É uma importante província mineral do Brasil. Conta com mais de duas centenas de ocorrências auríferas primárias, supergênicas e aluvionares (Klein *et al.* 2002) e se constitui em um dos principais atrativos para a pesquisa mineral do país.

A atividade mineradora artesanal (garimpeira) teve início em 1958, com produção não oficial de 600 t de ouro (essencialmente aluvionar) ao longo das três primeiras décadas, tornando-se a principal produtora de ouro do Brasil entre as décadas de 1970 e 1990. Klein & Carvalho (2008 e suas referências) relatam que a atividade garimpeira oficial produziu 90 t Au entre 1985 e 1995, e no ano de 2003 a produção garimpeira oficial chegou a 4 t Au. Em 2007, foi de 2,2 t Au, correspondendo a 63% da produção garimpeira do estado do Pará.

No final da década de 1990, a produção aurífera aluvionar entrou em declínio. O esgotamento dessas reservas aluvionares nas áreas tradicionalmente garimpadas levou à descoberta de dezenas de jazimentos primários, passando assim a exigir técnicas de exploração mais apropriadas, capazes de alcançar minério aurífero primário com maiores teores de metal.

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú localiza-se aproximadamente na porção central da PAT e é uma das mais antigas áreas de garimpagem na província, com produção histórica estimada em 46-62 t Au (McMahon 2011) e oriunda essencialmente da garimpagem das aluviões e de perfis supergênicos. Esse campo mineralizado possui várias ocorrências, alvos em exploração e depósitos auríferos (Central, Raimundinha, Pau da Merenda, Guarim, Jerimum de Cima, Jerimum de Baixo, Nhô, Moreira Gomes, Babi e outros menos conhecidos). Os dados mais recentes indicam recursos de 21,7 t de ouro com teor de 1,5 (g/t) para Moreira Gomes e 15,5 t de ouro com teor de 0,9 (g/t) para Central.

A área selecionada para estudo dentro desse campo é o depósito Moreira Gomes, com o intuito geral de se obter dados sobre a gênese do minério neste depósito e assim contribuir para o entendimento da mineralização do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú e, por extensão, da Província Tapajós.

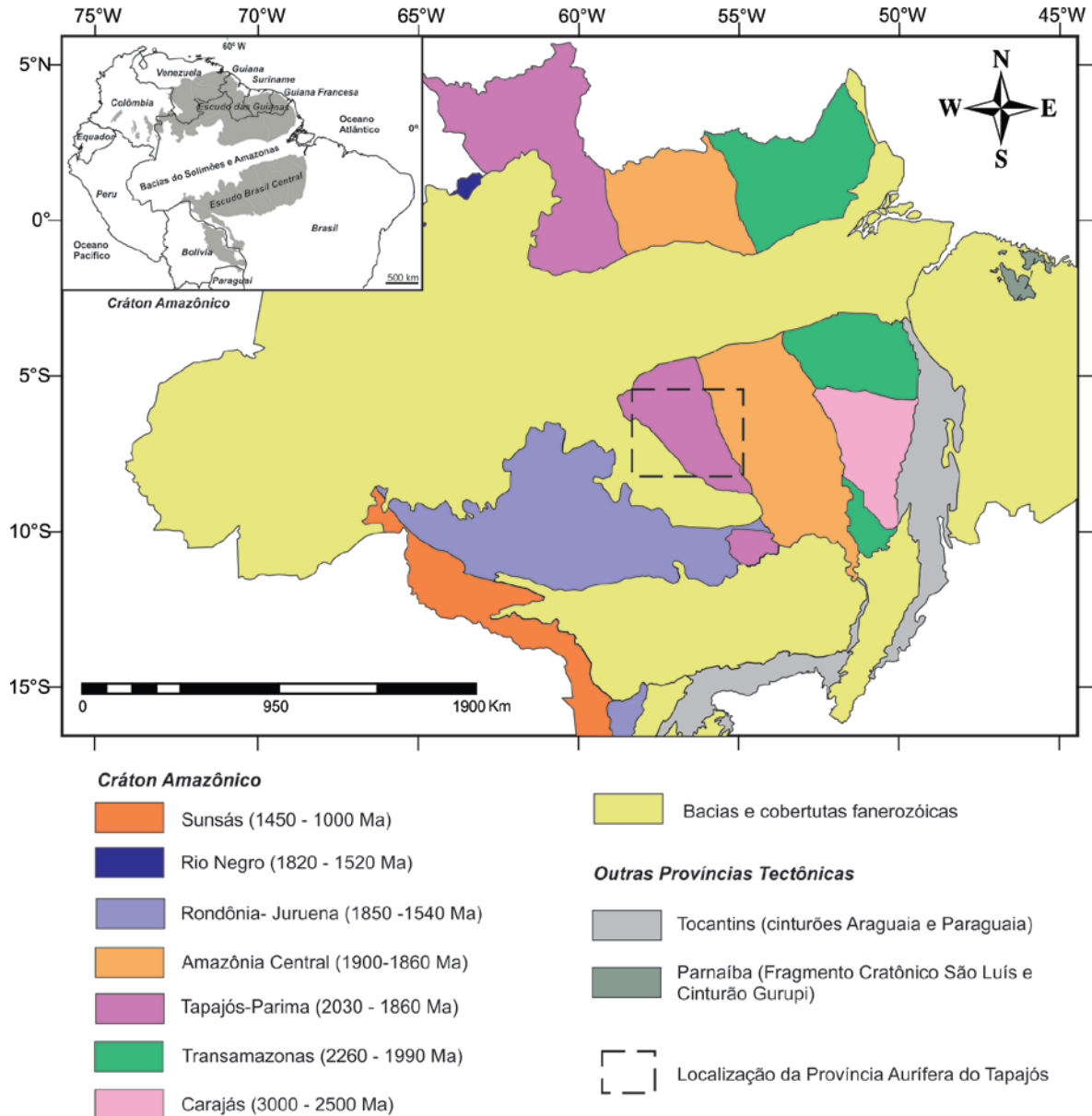


Figura 1 – Localização da Província Aurífera do Tapajós (polígono) em relação às províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (de acordo com Vasquez *et al.* 2008, modificado de Santos *et al.* 2003).

## 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O campo mineralizado do Cuiú-Cuiú (Fig. 1.1) localiza-se próximo à vila homônima, no município de Itaituba, estado do Pará, aproximadamente 180 km a SW da sede municipal e 1000 km a WSW da capital estadual, Belém. O acesso à vila do Cuiú-Cuiú, partindo de Belém-PA, pode ser feito via aérea por meio de voos comerciais, até a cidade de Itaituba, a partir de onde se utilizam aviões mono ou bimotores fretados até a pista de pouso da vila do Cuiú-Cuiú. Outra forma de acesso é fluvial, por meio de barco pelos rios Tapajós e Crepori.



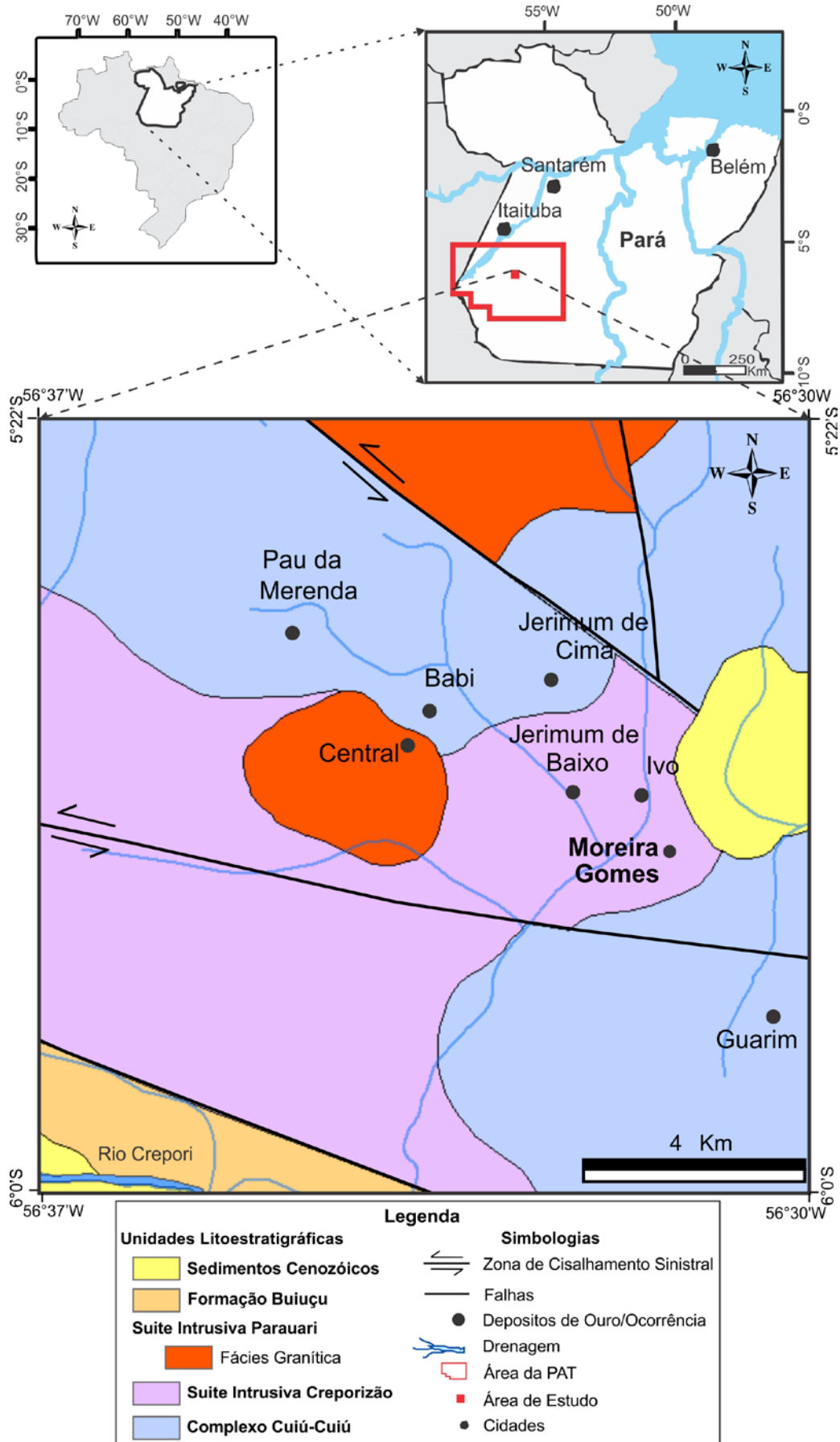


Figura 1.1 – Mapa de localização e geologia da região do Cuiú-Cuiú (adaptado de Chaves e Moura, no prelo).

## 1.2 PROBLEMÁTICA

A PAT tem sido alvo de estudos metalogenéticos em escala de depósito e de província. Devido à escassez de afloramentos, do conhecimento geológico existente ainda na escala de reconhecimento, da carência de dados científicos tanto em escala de província como de campo, não existe um modelo geológico-metalogenético unificado para a PAT. Discute-se ainda a existência de uma ou mais classes de depósitos e de uma ou mais épocas metalogenéticas para essa província (Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2005, Coutinho 2008). Os principais modelos geológico-metalogenéticos propostos incluem as classes de depósitos de ouro orogênicos, epitermais, pórfiros e relacionados à intrusão (Dreher *et al.* 1998, Santos *et al.* 2001, Klein *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2005, 2012, Coutinho 2008, Echeverri-Misas *et al.* 2013).

Apesar da produção aurífera histórica e atividade mineradora na área, o campo mineralizado do Cuiú-Cuiú recebeu apenas estudos de reconhecimento. Alguns estudos nessa área são centrados em depósitos individuais, focalizando os controles locais e aspectos como inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos, mineralogia hidrotermal e estrutura (Klein *et al.* 2001b, Coutinho 2008).

No campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, afloramentos são raros. Características das rochas e efeitos da mineralização são mais bem observados em testemunhos de sondagem. Em 2004, a empresa Magellan Minerals adquiriu os direitos de exploração mineral sobre a área. Trabalhos realizados até o final de outubro de 2010, envolvendo geoquímica de solo, bem como um detalhado levantamento aerogeofísico radiométrico e magnético foram concluídos pela mineradora. Com esses trabalhos várias anomalias de solo já foram identificadas, entre elas uma no então alvo Moreira Gomes. Posterior sondagem permitiu a delimitação de uma reserva parcial de 21 t de ouro (McMahon 2011) e elevação de Moreira Gomes à categoria de depósito.

Embora alguns dados sobre rochas mineralizadas e alteração hidrotermal estejam disponíveis em relatórios da mineradora detentora dos direitos minerários (McMahon 2011), nenhum outro estudo foi ainda efetuado e nada se conhece sobre a gênese do minério no depósito Moreira Gomes. Especialmente porque, diferentemente de outros jazimentos da Província Tapajós, Moreira Gomes não era garimpo, tendo sido descoberto pelos métodos tradicionais de exploração mineral (geofísica, geoquímica, sondagem). Nesse âmbito, torna-se

relevante, entre outros, o estudo da alteração hidrotermal responsável pela deposição do minério e a caracterização dos fluidos mineralizadores neste depósito.

### 1.3 OBJETIVOS

Esta dissertação está inserida numa proposta maior que visa ao estabelecimento do modelo geológico-metalogenético para o campo mineralizado do Cuiú-Cuiú. Para tal, se faz necessário, entre outros, conhecer as rochas hospedeiras do minério, o entendimento dos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização aurífera nos diversos alvos, depósitos e ocorrências, com enfoque nas mudanças mineralógicas e texturais das rochas, na determinação da(s) fonte(s) de fluidos e solutos responsáveis pela mineralização e nas principais características físico-químicas do sistema de fluidos. Esses aspectos foram investigados no depósito Moreira Gomes, de forma a contribuir com o objetivo maior.

#### 1.3.1 Objetivos específicos

- identificação da mineralogia e definição das rochas hospedeiras do minério e do(s) tipo(s) de alteração hidrotermal impressos nessas rochas, incluindo os relacionado(s) com a mineralização aurífera;
- determinação das características físico-químicas (P,T e composição) do sistema de fluidos gerador da mineralização; e
- investigação da(s) fonte(s) dos componentes dos fluidos que geraram o minério.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma das maiores áreas com rochas de idade arqueano-proterozoica e uma das principais unidades tectônicas da América do Sul. Localiza-se ao norte da plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000) e abrange uma área de aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup>. É constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central, os quais são separados pela expressiva faixa sedimentar das bacias do Amazonas e Solimões. Limita-se a oeste pela cadeia andina, a leste, sul e sudeste pelos cinturões neoproterozoicos Araguaia e Paraguai, e ao norte pelo oceano Atlântico e Venezuela (Santos *et al.* 2000).

Vários modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico (Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000). As compartimentações tectônico-geocronológicas de Santos *et al.* (2000) e Tassinari & Macambira (2004) tem sido as mais utilizadas (vide Fig. 1). Ambas admitem que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico em volta de um núcleo mais antigo estabilizado no final do Arqueano. A discordância entre essas propostas está, sobretudo, nos limites temporais e espaciais das províncias tectônico-geocronológicas e, também, na interpretação da evolução das mesmas.

A província de maior interesse para este trabalho é a Província Tapajós-Parima, segundo o conceito de Santos *et al.* (2000), pois é onde se localiza a Província Aurífera Tapajós. Esta apresenta orientação NW-SE e se estende do norte do Mato Grosso até o sul da Venezuela, com 1900 km de comprimento e 180-280 km de largura. É composta por rochas de derivação mantélica relacionadas a um arco magmático (Tassinari & Macambira 2004 e suas referências). Já de acordo com Santos *et al.* (2001, 2004) a evolução desta província é marcada por sucessivos arcos de ilha e magmáticos acrescentados à borda de um continente. Santos *et al.* (2001) dividiram a província em quatro domínios (vide Fig. 1), a saber: Parima e Uaimiri, localizados ao norte da bacia do Amazonas, e Tapajós e Alta Floresta ao sul da bacia. Nesse contexto geotectônico, a Província Aurífera Tapajós coincide praticamente com os limites do domínio Tapajós. Dessa forma, é relevante tratar apenas a geologia deste domínio.

## 2.1 DOMÍNIO TAPAJÓS

O domínio Tapajós (Fig. 2.1), segundo revisão mais recente de Vasquez *et al.* (2008), é o segmento central da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o domínio Iriri-Xingu, sendo recoberto ao norte e ao sul respectivamente pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Alto Tapajós.

Atualmente, se discutem dois modelos de evolução geológica para o domínio. O modelo proposto por Santos *et al.* (2004 e suas referencias) envolve acreção de sucessivos arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma durante quatro episódios orogênicos. Vasquez *et al.* (2008 e suas referencias) admitiram que apenas um arco magmático orosiriano (< 2,0 Ga) desenvolvido em diferentes estágios de um evento orogênico (vide discussão no item 2.4). Zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE definem a estruturação principal do domínio Tapajós e compõem um megassistema sinistral, segundo a conceituação de Santos & Coutinho (2008).

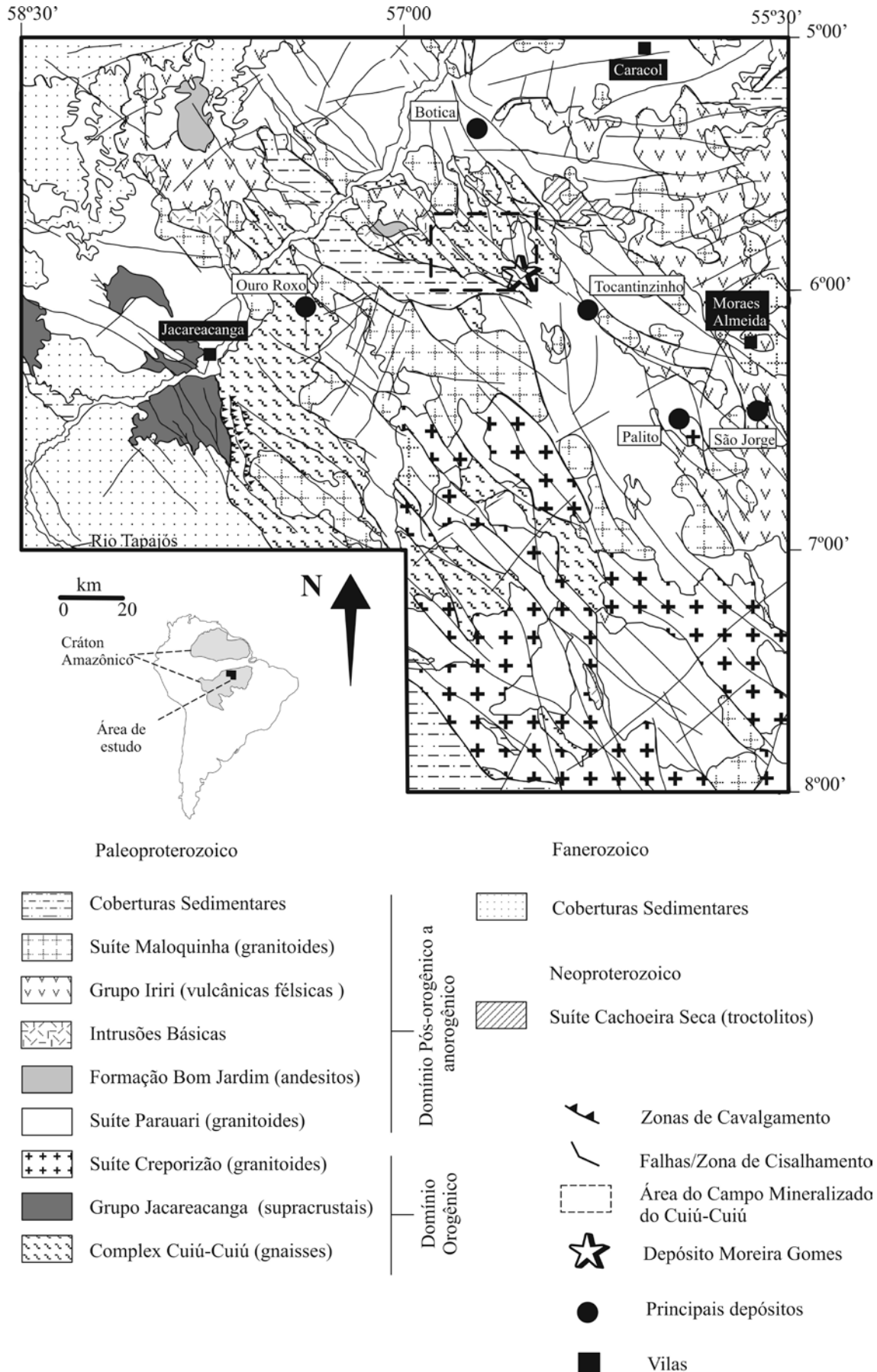


Figura 2.1 - Mapa geológico do domínio Tapajós. Adaptado de Klein *et al.* (2001b).

## 2.2 LITOESTRATIGRAFIA

Será apresentada uma compilação da litoestratigrafia do domínio Tapajós baseada em Vasquez *et al.* (2008 e suas referências). Esses autores agruparam as diversas unidades em associações tectônicas (vide Fig. 2.1), que se desenvolveram em diferentes estágios evolutivos do domínio (vide também item 2.3).

### 2.2.1 Sequência metavulcanossedimentar

#### 2.2.1.1 Grupo Jacareacanga

Melo *et al.* (1980) designaram inicialmente de Suíte Metamórfica Jacareacanga as rochas metavulcanossedimentares que afloram do sudoeste do Pará ao sudeste do Amazonas. Posteriormente, Ferreira *et al.* (2000) renomearam a unidade como Grupo Jacareacanga, subdividindo-a em duas unidades, denominadas *Unidade Xisto* e *Unidade Quartzito*. A *Unidade Xisto* constitui-se de rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas, e de rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas subordinadas, que incluem xistos, filitos, metargilitos e metagrauvas. A *Unidade Quartzito* é composta por quartzitos, formações ferríferas bandadas e metacherts.

Este grupo ocorre em faixas alongadas segundo a direção NW-SE a NNW-SSE. A foliação geralmente segue o *trend* regional NW-SE. Segundo Ferreira *et al.* (2000) e Almeida *et al.* (2000), localmente, as rochas apresentam dobras assimétricas, estruturas S-C e superfícies de crenulação.

De acordo com Melo *et al.* (1980), os xistos máficos foram metamorfisados sob condições da fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Por outro lado, Ferreira *et al.* (2000) sugerem condições anquimetamórficas para as metagrauvas e metargilitos.

Cristais detríticos de zircão de rochas paraderivadas mostram idades de 2098 a 2875 Ma, com predominância de idades em torno de 2100 Ma (Vasquez *et al.* 2008 e suas referências). Um metaturbidito apresentou uma população de cristais detríticos de zircão com idades entre 2125-2098 Ma (U-Pb, ID-TIMS). Esses cristais foram interpretados como derivados de rochas magmáticas jovens formadas em ambientes de retroarco, e definem a idade máxima do Grupo Jacareacanga (Santos *et al.* 2001).

Segundo Melo *et al.* (1980), rochas metamáficas e metaultramáficas deste grupo apresentam uma assinatura de basaltos toleíticos oceânicos, localmente magnesianos. Para Ferreira *et al.* (2000), as sucessões siliciclásticas e químicas foram depositadas em ambiente plataformal, com subordinado vulcanismo máfico-ultramáfico associado. Já Santos *et al.* (2001) as interpretam como uma seqüência turbidítica, intercalada com basaltos oceânicos, relacionada a bacias de retroarco e de fossa oceânica.

## 2.2.2 Magmatismo Orogênico

### 2.2.2.1 Complexo Cuiú-Cuiú

O Complexo Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.* 1977; Almeida *et al.* 2000) é constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, com subordinados termos monzograníticos, quartzo dioríticos, quartzo monzodioríticos e dioríticos. Esses gnaisses hospedam diques e apófises, além de enclaves lenticulares máficos, metaultramáficos e raramente de paragnaisses (Melo *et al.* 1980; Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Vasquez & Klein 2000).

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

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

Essas rochas apresentam afinidade cálcio-alcálica e a sua gênese relaciona-se a arcos magmáticos pouco evoluídos associados à subdução de litosfera oceânica (Vasquez *et al.*



2002, Santos *et al.* 2004, Coutinho *et al.* 2008), possivelmente em ambiente de arco de ilhas (Santos *et al.* 2004). Os leucogranitos peraluminosos se assemelham aos granitos de fusão crustal relacionados à colisão de litosfera continental (Vasquez *et al.* 2002).

#### 2.2.2.2 Formação Vila Riozinho

Rochas vulcânicas intermediárias e félsicas aflorantes próximo à localidade de Vila Riozinho e no rio Jamanxim e anteriormente mapeadas como pertencentes ao Grupo Iriri (Klein & Vasquez 2000) foram reunidas por Lamarão *et al.* (2005) na Formação Vila Riozinho, com base em informações químicas e geocronológicas que diferem daquelas existentes para o Grupo Iriri. A formação é constituída por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos. As rochas andesíticas contêm fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio tardio e biotita. Os traquitos apresentam fenocristais de plagioclásio, feldspato alcalino (subordinado), biotita e anfibólio. A matriz felsítica é pobre em quartzo. Os riolitos mostram fenocristais de feldspatos e, subordinadamente, de quartzo (Lamarão *et al.* 2002).

As rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho forneceram idades de cristalização (Pb-Pb em zircão) de  $2000 \pm 4$  e  $1998 \pm 3$  Ma (Lamarão *et al.* 2002). Com base nessas idades e nas assinaturas dos isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{2,0 \text{ Ga}}$  de -1,09 a -3,71 e TDM de 2,49 a 2,28 Ga), Lamarão *et al.* (2005) sugerem que essas rochas podem ter se formado por mistura de magma juvenil paleoproterozoico, contaminado pela assimilação de rochas arqueanas ou pela interação com um magma derivado de uma fonte arqueana. Estes autores sugerem também que estas rochas podem representar, alternativamente, a refusão de uma crosta sílica com cerca de 2,2 Ga, a partir de *underplating* de magmas máficos.

Os dados geoquímicos em rocha total apresentados por Lamarão *et al.* (2002) revelaram que as rochas vulcânicas possuem assinatura cálcio-alcálica de alto potássio a shoshonítica, similar à de arcos magmáticos maduros.

### 2.2.2.3 Suíte Intrusiva Creporizão

Granitoides comumente milonitizados que afloram nas porções centro-leste e sudeste do domínio Tapajós e que eram previamente incluídos no Complexo Cuiú-Cuiú foram denominados Suíte Intrusiva Creporizão por Ricci *et al.* (1999). As rochas são sienogranitos e monzogranitos, com biotita, e raramente hornblenda granodioritos, tonalitos e quartzo monzodioritos. Esses granitoides hospedam enclaves microgranulares máficos relacionados à mistura de magmas (*mingling*), diques sinplutônicos e xenólitos de ortognaisses (Klein & Vasquez 2000).

Os corpos graníticos desta suíte ocorrem como batólitos orientados segundo o *trend* regional NW-SE. A deformação dúctil é heterogênea. Segundo Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000), a foliação milonítica tem direção N10°-20°W, com mergulhos (70° - 80°) para ENE e WSW, a qual, associada à lineação de estiramento mineral subhorizontal, define o caráter transcorrente das zonas de cisalhamento que controlaram o alojamento dos corpos graníticos desta suíte. Ricci *et al.* (1999) e Vasquez *et al.* (2002), com base nos aspectos microtexturais dos granitoides, sugerem que os mesmos foram alojados e deformados em condições da fácies anfíbolito.

Idades entre  $1957 \pm 6$  Ma e  $1997 \pm 3$  Ma (U-Pb e Pb-Pb em zircão) foram obtidas para granitoides da suíte (Santos *et al.* 2001, Vasquez & Klein 2000, Silva Jr. *et al.* 2012). Lamarão *et al.* (2002) apresentaram idades (Pb-Pb em zircão) de  $1981 \pm 2$  e  $1983 \pm 8$  Ma para o Granito São Jorge Velho, que pode ser correlacionado a esta suíte (Vasquez *et al.* 2008).

Os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão apresentam assinatura cálcio-alcálica mais evoluída que a daqueles do Complexo Cuiú-Cuiú. Vasquez *et al.* (2002) advogam que provavelmente são granitos tardios de ambientes colisionais com padrões geoquímicos de arco magmático preservados. Contudo, evento colisional não foi ainda claramente definido para o domínio Tapajós. Santos *et al.* (2004) interpretam a assinatura geoquímica como relacionada a outro arco magmático, mais jovem que o dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú (vide item 2.3).

## 2.2.3 Magmatismo Pós-Orogênico

### 2.3.3.1 Suíte Intrusiva Tropas

Santos *et al.* (2001), ao datarem diorito recuperado por testemunho de sondagem no depósito aurífero do Ouro Roxo e previamente incluso no Complexo Cuiú-Cuiú, encontraram idade incompatível com esta última unidade e propuseram a Suíte Tropas, sem apresentar cartografia da unidade. Ferreira *et al.* (2004) cartografaram, por interpretação de sensores remotos, um corpo na porção central da província e a redefiniram como Suíte Intrusiva Tropas.

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

Santos *et al.* (2001, 2004) obtiveram idades (U-Pb) que variam entre  $1907 \pm 9$  e  $1892 \pm 6$  Ma em zircão e titanita de rochas dessa suíte. Santos *et al.* (2004) interpretam a assinatura cálcio-alcálica das rochas da Suíte Intrusiva Tropas como relacionada a ambiente de arco de ilha, formado em torno de 1,9 Ga. Os mesmos autores advogam também que as formações sedimentares Abacaxis e Sequeiro (que afloram no Amazonas) seriam remanescentes das bacias relacionadas a este arco.

### 2.2.3.2 Grupo Iriri

As rochas vulcânicas, que ocorrem no domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central e no domínio Tapajós, foram inicialmente reunidas na Formação Iriri (Forman *et al.* 1972). Posteriormente, Pessoa *et al.* (1977) elevaram a unidade à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Salustiano e Aruri.

A Formação Salustiano é composta predominantemente por derrames de rochas vulcânicas félsicas como riolitos, riocacitos e dacitos porfiríticos. A Formação Aruri constitui-se principalmente por rochas vulcanoclásticas e epiclásticas como ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos, conglomerados, arenitos e siltitos ricos em detritos vulcanogênicos.

As rochas vulcânicas formam relevo arrasado e cristas esparsas de rochas vulcanoclásticas orientam-se segundo NNW-SSE. Além disso, altos topográficos semicirculares dispostos em arranjos concêntricos, falhas e fraturas radiais e anelares, e depressões topográficas semicirculares são descritos por Juliani *et al.* (2005) que interpretaram as feições como complexos de caldeiras vulcânicas. Bahia & Quadros (2000) sugeriram que as rochas da Formação Aruri se depositaram em ambiente de lagos continentais nas proximidades de vulcões, tendo como base estruturas primárias e microtexturas indicativas de retrabalhamento.

Os riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri no domínio Tapajós forneceram idades de cristalização (Pb-Pb e U-Pb em zircão) entre  $1890 \pm 6$  e  $1870 \pm 8$  Ma (Dall'Agnol *et al.* 1999, Lamarão *et al.* 2002). Neste grupo estão incluídas as idades obtidas na Formação Moraes Almeida, proposta por Lamarão *et al.* (2002), mas incluída por Vasquez *et al.* (2008) no Grupo Iriri. Dados de isótopos de Nd ( $\epsilon_{Nd_{1,88Ga}}$  de -2,26 a -3,05 e TDM de 2,44 a 2,30 Ga – Lamarão *et al.* 2005) para as rochas vulcânicas félsicas, sugerem fontes crustais predominantemente paleoproterozoicas, mas incluem componentes arqueanas.

As rochas vulcânicas félsicas apresentam assinatura cálcio-alcalina que transiciona para alcalina aluminosa (meta e peraluminosa), localmente peralcalina (Vasquez *et al.* 2008). O caráter dúbio dessas rochas pode indicar que diferentes conjuntos de rocha estejam reunidos nesse grupo. De modo geral, os riolitos apresentam uma assinatura alcalina aluminosa de ambiente intraplaca (Lamarão *et al.* 2002, Fernandes 2005) e há indícios de que esse vulcanismo esteja associado a uma SLIP – *Silicic Large Igneous Province* (Klein *et al.* 2012).

### 2.2.3.3 Formação Bom Jardim

A denominação Formação Bom Jardim foi proposta por Ferreira *et al.* (2000) para reunir as rochas andesíticas a basálticas que afloram nas porções central e oeste do domínio Tapajós. Essa unidade é composta por andesitos, basaltos (subordinados), traquitos e latitos (Vasquez *et al.* 2008). Estão inseridos nessa formação diques informalmente denominados Andesitos Joel-Mamoal por Vasquez & Klein (2000) e Lamprófiros Jamaxim por Almeida *et al.* (1977), que ocorrem nas porções leste e central do domínio Tapajós, orientados segundo ENE-WSW e NNE-SSW.

Lamarão *et al.* (2002) dataram um traquito e obtiveram uma idade de cristalização de  $1881 \pm 4$  Ma (Pb-Pb em zircão). Dados de isótopos de Nd dos diques andesíticos ( $\epsilon\text{Nd}_{1,9 \text{ Ga}}$  de -2,38 e TDM de 2,26 Ga – Santos *et al.* 2000) e de um traquito ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88 \text{ Ga}}$  de -1,98 e TDM de 2,29 Ga – Lamarão *et al.* 2005) sugerem fontes paleoproterozoicas, com pequena contribuição crustal mais antiga. Estas rochas apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica (Ferreira *et al.* 2000, Vasquez & Ricci 2002).

#### 2.2.3.4 Suíte Intrusiva Parauari

Santos *et al.* (1975) denominaram de Granito Parauari aos corpos graníticos aflorantes nos rios Tapajós e Parauari. Posteriormente, novas ocorrências foram mapeadas e Almeida *et al.* (2000) elevaram essa unidade de categoria, designando-a Suíte Intrusiva Parauari.

Duas fácies petrográficas são identificadas nos corpos desta suíte, uma granodiorítica e outra granítica (Almeida *et al.* 2000, Vasquez & Klein 2000, Bahia & Quadros 2000). Na primeira predominam granodioritos portadores de biotita e hornblenda. Monzogranitos, tonalitos e quartzo monzonitos são subordinados. Na segunda fácies predominam monzo e sienogranitos com biotita e hornblenda.

Os batólitos e plútons da suíte apresentam-se orientados segundo o *trend* regional NW-SE. Em geral, os corpos de granodiorito não apresentam deformação tectônica importante, mas apresentam uma foliação protomilonítica nas porções afetadas por zonas de cisalhamento de orientação NW-SE, havendo apenas uma tênue orientação dos fenocristais e rara foliação protomilonítica na fácies granítica.

Diversos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Parauari apresentam idades de cristalização (Pb e U-Pb em zircão) entre  $1891 \pm 3$  e  $1879 \pm 11$  Ma (Brito *et al.* 1999, Santos *et al.* 2000, 2001, 2004, Vasquez & Klein (2000).

Segundo Almeida *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2004), os granitoides dessa suíte são cálcio-alcálicos de médio a alto potássio. Para Vasquez *et al.* (2002) essas rochas estão relacionadas ao estágio tardio da colisão do arco Cuiú-Cuiú, mas com preservação da assinatura de arco magmático de sua fonte. Já Santos *et al.* (2004) atribuem esta assinatura cálcio-alcálica a um arco magmático continental de 1885 a 1877 Ma.

### 2.2.3.5 Suíte Intrusiva Ingarana

Pessoa *et al.* (1977) reuniram intrusões gabroicas aflorantes nos igarapés Ingarana e Bom Jardim na unidade Gabro Ingarana. Bahia & Quadros (2000) elevaram a unidade à hierarquia de suíte intrusiva, após identificarem outros corpos gabroicos correlatos. A suíte é composta por gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, bem como subordinados monzogabros, dioritos e monzodioritos. Os corpos da Suíte Intrusiva Ingarana apresentam, em geral, formas irregulares, e são orientados segundo E-W e NW-SE.

Vasquez & Klein (2000) dataram um leuconorito dessa suíte, que forneceu idade de cristalização de  $1887 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão). Santos *et al.* (2004) apresentaram idades de cristalização entre  $1881 \pm$  ,  $1880 \pm 7$  e  $1881 \pm 11$  Ma (U-Pb em zircão e baddeleyita). Com base em dados de isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{1,9 \text{ Ga}}$  de -0,87 e TDM de 2,24 Ga) para um gabro, Santos *et al.* (2000) sugeriram uma fonte juvenil paleoproterozoica com uma contaminação crustal pequena. Em estudos litogeoquímicos, Bahia & Quadros (2000) e Almeida *et al.* (2000) identificaram uma assinatura cálcio-alcalina de alto potássio com enriquecimento em alumínio para as rochas gabroicas, caracterizando rochas de ambiente de arco magmático.

### 2.2.3.6 Olivina Gabro Rio Novo

Andrade & Urdininea (1972) individualizaram um corpo máfico aflorante na foz do rio Novo. Posteriormente, Vasquez & Klein (2000) denominaram-no Olivina Gabro Rio Novo. Trata-se de um corpo alongado segundo NW-SE, no qual predominam gabros isotrópicos, com granulação média a grossa. As rochas comumente apresentam alteração hidrotermal e cataclase.

Vasquez *et al.* (2000) obtiveram idades médias de  $1999 \pm 3$  e  $1967 \pm 3$  Ma em duas populações de zircão, e um cristal com idade de  $1878 \pm 3$  Ma (Pb-Pb em zircão). Segundo estes autores, os resultados são pouco conclusivos para caracterizar a idade do magmatismo máfico. Além disso, consideraram os dados conflitantes com as relações de campo. Vasquez *et al.* (2000) sugeriram que, provavelmente, os cristais mais antigos que 1,88 Ga podem ser herdados e os mais jovens podem estar mais próximos da idade mínima de cristalização do corpo.

#### 2.2.3.7 Anortosito Jutai

Trata-se de um corpo máfico elipsoidal que aflora no norte do domínio Tapajós, próximo à rodovia Transamazônica (BR-230), e que era considerado como pertencente à Suíte Intrusiva Ingarana por Bahia & Quadros (2000). Ferreira *et al.* (2004) individualizaram a unidade e a denominaram Anortosito Jutai, para destacar o litotipo dominante.

Esta unidade é composta por anortositos e magnetita gabros, em geral, equigranulares, médios e isótopos. Estas rochas apresentam alteração hidrotermal, com substituição de hornblenda por actinolita e biotita, bem como cloritização, com pirita e ouro disseminados em pequenos veios de quartzo (Vasquez *et al.* 2008). Santos *et al.* (2001) determinaram idade de  $1878 \pm 8$  Ma (U-Pb, SHRIMP em titanita) para esta unidade.

#### 2.2.3.8 Gabro São Domingos

Na porção centro-leste do domínio Tapajós, ocorre um platô laterítico nos arredores do garimpo São Domingos. Anomalias magnéticas sugerem a presença de um corpo máfico em subsuperfície, e o perfil de alteração intempérica é também típico de rochas máficas. Apesar da ausência de afloramentos, foram encontrados gabros em furos de sonda realizados por empresas que prospectam ouro na área. Vasquez *et al.* (2008) utilizaram a denominação Gabro São Domingos para designar esta ocorrência.

Por correlação com o magmatismo máfico da região, já datado (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutai), ao qual comumente estão associadas mineralizações auríferas, Vasquez *et al.* (2008) atribuíram uma idade paleoproterozoica ao Gabro São Domingos.

#### 2.2.3.9 Gabro Serra Comprida

Vasquez & Klein (2000) denominaram de Gabro Serra Comprida um corpo com forma alongada, que se destaca como uma crista orientada segundo NNW-SSE, com platôs lateríticos no topo, que ocorre no interflúvio dos rios Novo e Inambé, na porção centro-sul do

domínio Tapajós. A unidade é formada por gabros (litotipo dominante) e dioritos inequigranulares, de granulação média a grossa e isótipos.

Uma idade paleoproterozoica entre 1,90 e 1,88 Ga foi sugerida por Vasquez & Klein (2000) para a unidade, com base na correlação com os corpos máficos já datados que ocorrem na região (Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutáí).

#### 2.2.3.10 Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo

Klein & Vasquez (2000) denominaram Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo a uma pequena intrusão nos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão, orientada segundo E-W e localizada na área da mina Crepori, próximo à vila Creporizão, na porção central do domínio Tapajós.

O corpo intrusivo é composto de quartzo monzogabros (predominante), com subordinados quartzo monzonitos, microgabros e diques de quartzo sienito microgranulares associados. Os quartzo monzogabros são inequigranulares, de granulação média e isótipos. Apresentam intensa alteração hidrotermal (cloritização, sericitização, carbonatação e saussuritização), possivelmente relacionada às ocorrências auríferas filoneanas com sulfetos associados que ocorrem nas proximidades (Vasquez *et al.* 2008).

Nas porções central e oeste do domínio Tapajós, rochas semelhantes foram identificadas por Almeida *et al.* (2000) e relacionadas à Suíte Intrusiva Ingarana, o que sugere uma provável correlação dessa unidade ao magmatismo que gerou esta suíte.

## 2.2.4 Magmatismo Intracontinental

### 2.2.4.1 Suíte Intrusiva Maloquinha

Andrade *et al.* (1978) propuseram a designação Suíte Intrusiva Maloquinha, em substituição a Granito Maloquinha (Santos *et al.* 1975), para agrupar corpos graníticos tidos como circulares e que ocorreriam amplamente distribuídos no domínio Tapajós. Posteriormente, verificou-se que os corpos não seriam unicamente circulares, mas os *stocks* e batólitos têm também formas elipsoidais e irregulares e são geralmente orientados segundo



direções que variam de N-S a NW-SE (Bahia & Quadros, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Vasquez & Klein, 2000).

Duas fácies petrográficas foram identificadas nos corpos desta suíte (Almeida *et al.* 2000, Vasquez & Klein 2000, Bahia & Quadros 2000). Os corpos da fácies com biotita são compostos por leucossienogranitos rosados com subordinados feldspato-alcálico granitos e leucomonzogranitos. Nos corpos da fácies com anfibólio predominam granitos acinzentados a avermelhados, com teores elevados de minerais máficos. São anfibólio-biotita sienogranitos e monzogranitos, com subordinados quartzo sienitos e quartzo monzonitos com anfibólio e biotita.

Vasquez *et al.* (1999) e Lamarão *et al.* (2002) obtiveram idade de cristalização de  $1882 \pm 4$  e  $1880 \pm 9$  Ma (Pb-Pb em zircão) para granitos da suíte. Santos *et al.* (2001) apresentaram idades entre  $1877 \pm 12$  e  $1864 \pm 18$  Ma (U-Pb em zircão) e identificaram populações de cristais de zircão herdados neoarqueanas a orosirianas. Dados de isótopos de Nd ( $\epsilon\text{Nd}_{1,88 \text{ Ga}}$  de -0,72 a -2,45 e TDM de 2,28 a 2,23 Ga – Lamarão *et al.* 2005) sugerem fontes paleoproterozoicas. Contudo, a assinatura isotópica de outros granitos correlatos a esta suíte ( $\epsilon\text{Nd}_{1,87 \text{ Ga}}$  de -2,84 e -6,67 e TDM de 2,53 e 2,60 Ga – Santos *et al.* 2000), indicam a participação de crosta arqueana na origem, o que é compatível com a presença de zircões herdados neoarqueanos. A natureza química dos granitos revela uma afinidade alcalina (tipo A), típica de ambientes extensionais intracontinentais (Brito *et al.* 1997, Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002).

#### 2.2.4.2 Granito Pepita

Trata-se de um batólito granítico de forma elipsoidal, orientado segundo NNW-SSE, que ocorre na margem direita do rio Tapajós, o qual era incluído na Suíte Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.* 1980). Almeida *et al.* (2000) distinguiram-no dos granitos desta suíte, denominando-o de Granito Pepita com base na ocorrência de anfibólios e piroxênios sódicos neste granito. A unidade constituiu-se de feldspato alcálico granitos, hololeucocráticos, de cores rosa avermelhada e amarelada, geralmente equigranulares de granulação média.

Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de alojamento para o Granito Pepita de  $1872 \pm 4$  Ma (U-Pb/SHRIMP em zircão). A idade obtida é semelhante à dos granitos relacionados à

Suíte Intrusiva Maloquinha, apesar desses serem granitos hipersolvus com anfibólitos sódicos. Segundo Almeida *et al.* (2000), o estudo litogeoquímico revelou assinatura alcalina a subalcalina, de ambiente intraplaca continental, mas a ocorrência de granitos hipersolvus com anfibólitos sódicos atesta uma filiação alcalina (tipo A).

#### 2.2.4.3 Granito Caroyal

Na porção oeste do domínio Tapajós ocorre um batólito orientado segundo NW-SE, com características composicionais contrastantes com as da Suíte Intrusiva Maloquinha, na qual era englobado (Melo *et al.* 1980), o que levou Almeida *et al.* (1999) a denominar esta ocorrência de Granito Caroyal. A unidade é composta por sienos e monzogranitos com biotita, leucocráticos e isótopos, de cor vermelha a cinza rosada, com textura equigranular grossa a porfirítica.

Santos *et al.* (2004) apresentaram uma idade de cristalização de  $1870 \pm 4$  Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e identificaram populações de cristais herdados de 2,71 e 1,94 Ga. Herança arqueana neste corpo já havia sido identificada por Almeida *et al.* (1999), que obtiveram uma idade média  $2656 \pm 6$  Ma (Pb-Pb em zircão).

Em termos litogeoquímicos, segundo Almeida *et al.* (1999), o Granito Caroyal revela uma assinatura cálcio-alcalina de alto potássio, em contraste com a afinidade alcalina (tipo-A) dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

#### 2.2.4.4 Granito Porquinho

Prazeres *et al.* (1979) denominaram de Granito Porquinho um batólito granítico com forma elíptica localizado no interflúvio dos rios Branco e Aruri, leste do domínio Tapajós, o qual era correlacionado à Suíte Intrusiva Maloquinha (Pessoa *et al.* 1977, Almeida *et al.* 1977).

Segundo Prazeres *et al.* (1979), este corpo apresenta duas fácies, uma definida por granitos com micas, composta por feldspato alcalino granitos e granitos/microgranitos com biotita, localmente coexistindo com muscovita; e outra fácies composta por granitos com anfibólito, constituída por granitos com riebeckita e granitos com hastingsita. Alteração

potássica e sódica, bem como graisenização com mineralizações de Sn, Nb e Ta estão associadas aos granitos com biotita.

Santos *et al.* (2004) obtiveram idade de cristalização de  $1786 \pm 14$  Ma (U-Pb/SHRIMP em zircão), o que levou estes autores a correlacioná-lo com o magmatismo da Suíte Intrusiva Teles Pires do norte do Mato Grosso (domínio Juruena). O Granito Porquinho apresenta uma assinatura geoquímica cálcio-alcalina a alcalina (Prazeres *et al.* 1979, Bahia *et al.* 1998).

#### 2.2.4.5 Diabásio Crepori

Pessoa *et al.* (1977) denominaram inicialmente como Sill Crepori às intrusões de diabásio nas rochas sedimentares da Formação Buiçu, na bacia do rio Crepori, as quais, posteriormente, receberam a designação Diabásio Crepori por Santos & Loguércio (1984).

O Diabásio Crepori ocorre como soleiras orientadas segundo E-W e diques segundo N10°E, com espessuras entre 10 e 50 m. São rochas melanocráticas de cores preta e cinza esverdeado, geralmente microgranulares e isotrópicas. São diabásios, olivina diabásios e microgabros, compostos por pigeonita, augita, plagioclásio andesítico, olivina (forsterítica intermediária) e minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) (Vasquez *et al.* 2008).

Santos *et al.* (2002) obtiveram uma idade de cristalização de  $1780 \pm 7$  Ma (U-Pb/SHRIMP em baddeleyita) para o Diabásio Crepori. Segundo Almeida *et al.* (2000), rochas máficas correlatas ao Diabásio Crepori revelaram uma assinatura alcalina. Entretanto, a ocorrência de quartzo (normativo e modal) indica uma afinidade toleítica, típica de basaltos toleíticos continentais (Vasquez *et al.* 2008).

### 2.2.5 Coberturas Sedimentares

#### 2.3.5.1 Formação Novo Progresso

Ocorrências de depósitos de rochas vulcanoclásticas e epiclásticas nas cercanias da cidade de Novo Progresso, sudeste do domínio Tapajós, foram cartografadas e incluídas na Formação Aruri (Grupo Iriri) por Vasquez & Klein (2000). Ferreira *et al.* (2004), posteriormente, individualizaram esses depósitos na Formação Novo Progresso.

A Formação Novo Progresso constitui-se, da base para o topo, 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, estas rochas são sobrepostas por arenitos líticos e arcossianos de granulação fina, cinza claros, maciços e estratificados, intercalados com argilitos laminados e siltitos tufáceos, de cor rosa. As rochas da Formação Novo Progresso afloram como cristas e cuestras, orientadas segundo NNW-SSE, com a atitude de acamamento variando de N25°W a N05°E, com mergulhos de 18° a 60° para SW ou NE. A proximidade das rochas dessa formação com as rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho (Vasquez *et al.* 2008) sugere que a mesma está relacionada a este vulcanismo mais antigo, e não ao Grupo Iriri.

#### 2.2.5.2 Formação Buiucu

As rochas sedimentares siliciclásticas proterozoicas do domínio Tapajós receberam diversas denominações até serem reunidas na Formação Buiucu (Almeida *et al.* 2000, Ferreira *et al.* 2000, Klein & Vasquez 2000, Quadros & Bahia 2000). A área-tipo da Formação Buiucu está localizada na borda noroeste da bacia do Alto Tapajós, próximo à Serra do Cachimbo, no limite entre o Pará e o Mato Grosso, sul do domínio Tapajós.

Segundo Vasquez *et al.* (2008), os mais expressivos segmentos da Formação Buiucu ocorrem na bacia do rio Crepori, centro do domínio Tapajós, onde predominam arcósios, arcósios líticos e arenitos ortoquartzíticos, com subordinados conglomerados polimíticos, siltitos e argilitos. Este segmento constitui uma bacia sigmoidal, controlada por falhas extensionais e transcorrentes, orientadas segundo WNW-ESE e NWSE, o acamamento mergulha entre 5° e 35° para N e NE, com paleocorrentes indicando transporte sedimentar para N15°-20°E. Nos demais segmentos, além da sucessão siliciclástica, Bahia & Quadros (2000) individualizaram uma sucessão vulcanoclástica, composta por tufos félsicos, arenitos e conglomerados com seixos de rochas vulcânicas, que, por sua vez, foi seccionada pelo Granito Porquinho, datado em  $1786 \pm 14$  Ma (Santos *et al.* 2004).

Bahia & Quadros (2000), baseados na baixa maturidade mineralógica, texturas e estruturas primárias das rochas, sugeriram ambiente continental de deposição, relacionado a canais fluviais entrelaçados. O fato de a Formação Buiucu ser seccionada pelo Granito

Porquinho e pelo Diabásio Crepori, datados em torno de 1,78 Ga (Santos *et al.* 2002, 2004), sugere que os sedimentos desta formação foram depositados antes do Estateriano.

## 2.2.6 Magmatismo Máfico Intracontinental

### 2.2.6.1 Suíte Intrusiva Cachoeira Seca

A designação Troctolito Cachoeira Seca foi dada por Pessoa *et al.* (1977) para uma expressiva ocorrência máfica, localizada na porção centro-norte do domínio Tapajós, no médio curso do rio Tocantins. Posteriormente, Quadros *et al.* (1998) elevaram a unidade à categoria de Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.

Nesta unidade predomina olivina gabro, diorito e subordinadamente troctolito e diabásio troctolítico (Bahia & Quadros 2000). Macroscopicamente, as rochas são, em geral, melanocráticas e de cor cinza esverdeado, e isotrópicas de granulação média.

Pessoa *et al.* (1977) apresentaram idades K-Ar em plagioclásio de  $1072 \pm 18$  e  $1046 \pm 27$  Ma para as rochas dessa unidade. Posteriormente, Santos *et al.* (2002) dataram um troctolito e obtiveram uma idade de  $1186 \pm 12$  Ma (U-Pb em baddeleyita), melhor definindo a idade da suíte. Pessoa *et al.* (1977) caracterizaram as rochas desta unidade como basaltos de afinidade alcalina, em parte subsaturados em sílica. Por outro lado, Quadros *et al.* (1998) identificaram uma assinatura toleíítica saturada em sílica (olivina toleíítos). A natureza química da suíte ainda é, portanto, controversa.

## 2.3 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DOMÍNIO TAPAJÓS

Tassinari & Macambira (2004) interpretaram a evolução geológica da província Ventuari-Tapajós como relacionada com um arco magmático. Santos *et al.* (2000, 2001) advogaram que, no domínio Tapajós da província Tapajós-Parima, houve acreção de sucessivos arcos magmáticos entre 2050 e 1877 Ma. Estes autores admitiram quatro arcos magmáticos datados em: 2,02 Ga - Complexo Cuiú-Cuiú e Grupo Jacareacanga; 1,96 Ga - Suíte Creporizão; 1,90 Ga - Suíte Tropas e 1,88 Ga - Suíte Parauari. Em trabalho de revisão mais atual, Vasquez *et al.* (2008) defenderam um modelo que envolve apenas um arco de

ilhas (arco Cuiu-Cuiu) ( $< 2,0$  Ga) e a geração de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais, que se estenderam ao estágio pós-orogênico, há cerca de 1,88 Ga. Diante da atual falta de dados que sustente a existência dos diversos arcos magmáticos, foi adotada nesse trabalho a proposta de Vasquez *et al.* (2008), simplificada abaixo.

### **2.3.1 Paleoproterozoico - Orosiano (Orogênese - Arco de Ilha/Magmático e colagem continental)**

Segundo Vasquez *et al.* (2008), no domínio Tapajós ocorrem associações tectônicas de um orógeno orosiriano formado pela colisão de arco de ilhas (Arco Cuiú-Cuiú) contra um continente (desconhecido), no que os últimos autores se referiram como Orogênese Cuiú-Cuiú. De acordo com Vasquez *et al.* (2008), o arco é representado pelas rochas do Grupo Jacareacanga (depositadas entre 2,1 e 2,01 Ga) e do Complexo Cuiú-Cuiú (2,03 a 2,0 Ga). A primeira unidade define a associação tectônica bacia de arco de ilhas orosiriano e a segunda unidade representa os granitoides de arco ilhas com deformação dúctil e metamorfismo relacionado a uma fase colisional (Suíte Plutônica Sinorogênica). Para Almeida *et al.* (2001), as feições estruturais (p.ex, bandamento gnáissico e xistosidade) dessas unidades foram produzida por um evento compressivo obliquo relacionado à subducção. Klein *et al.* (2002) atribuem tais feições ao primeiro estágio deformacional (D1), que ocorreu num intervalo de tempo entre 2005 -1977 Ma. Santos *et al.* (2001) entenderam que este evento deformacional pode ter sido sincrônico com o pico do metamorfismo. Estruturalmente, Santos & Coutinho (2008) entenderam que as zonas de deformações de direções NW-SE (dextral), N-S e NE-SW (sinistrais) constituem diferentes zonas de fraqueza crustal, pré-existentes, com movimentação compressiva segundo essas direções, com transporte tectônico de leste para oeste.

Após a colisão do arco Cuiú-Cuiú contra o suposto continente, se instalaram zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE (estruturação principal do domínio Tapajós), ao longo das quais se alojaram os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão (1,99 a 1,96 Ga – Suíte Plutônica Tardiorogênica). Esse evento marca o segundo estágio de deformação (D2) (Klein *et al.* 2002). Santos *et al.* (2001) definiram este segundo evento deformacional do domínio Tapajós como de caráter rúptil-dúctil em regime de cisalhamento transcorrente de alto ângulo. Na porção leste do domínio Tapajós, as rochas vulcânicas cálcio-alcalinas de alto K a shoshoníticas da Formação Vila Riozinho, com cerca de 2,0 Ga, ocorrem associadas a

coberturas vulcanoclásticas e epiclásticas da Formação Novo Progresso. Estas formações mais evoluídas que as rochas do arco Cuiú-Cuiú e sem metamorfismo e deformação dúctil têm sua evolução relacionada a uma etapa mais tardia da orogênese Cuiú-Cuiú. Essas formações foram reunidas na associação tectônica rochas de arco vulcânico orosiriano e bacia associada (Vasquez *et al.* 2008).

Vasquez *et al.* (2002, 2008) atribuíram para os granitoides cálcio-alcálicos da Suíte Intrusiva Parauari e para as rochas da Suítes Intrusivas Tropas (que, segundo Santos *et al.* 2004 representariam unidades de arcos de ilhas) uma evolução relacionada à extensão pós-colisional (Suíte Plutônica Pós-orogênica), com mistura de magmas mantélicos e da crosta continental. A Suíte Intrusiva Tropas foi a principal unidade afetada nesse evento, estágio deformacional (D3), enquanto as suítes intrusivas Creporizão e Parauari foram afetadas localmente (Klein *et al.* 2002).

Santos & Coutinho (2008) interpretam que os lineamentos evoluíram a partir de uma reativação tectônica regional, ao longo das direções antigas de fraqueza crustal, correspondendo no tempo à continuidade do regime compressivo, dentro de uma deformação progressiva, com transporte tectônico de leste para oeste, responsável pelo desenvolvimento do Megassistema de Falhas Transcorrentes do Tapajós. A geometria, a cinemática e as relações angulares das estruturas deste megassistema são compatíveis com o modelo de uma zona de cisalhamento, a partir de fraturas *én-chèlon* do tipo R de Ridèl, ou com o modelo de sistema de falhas transcorrentes, onde o principal vetor de compressão estaria orientado na direção E-W a ENE-WSW.

### **2.3.2 Orosiano/Estateriano (Tafrogênese)**

No período Orosiano iniciou um processo de extensão crustal. As rochas do Grupo Iriri correspondem aos equivalentes vulcânicos dos granitos alcálicos (Suíte Intrusiva Maloquinha) e cálcio-alcálicos (Suíte Intrusiva Parauari) de cerca de 1,88 Ga. Rochas gabroicas cálcio-alcálicas de alto K (1,88 Ga - Suíte Intrusiva Ingarana) indicam a atuação de processo de *underplating* na geração das rochas pós-orogênicas relacionadas a essa extensão crustal. A essa fase extensional orosiana associam-se ainda rochas vulcânicas da Formação Bom Jardim. Suítes plutônicas de afinidade alcalina como a Suíte Maloquinha (1882-1864 Ma) e corpos plutônicos (Granito Pepita, Caroyal e Porquinho), representam estágios

diferentes da implantação dos riftes continentais. A implantação desses riftes culminou com a deposição das coberturas sedimentares da Formação Buiucu entre o Orosiano e Estateriano, formadas por sucessões epiclásticas com contribuição vulcanoclástica e localmente piroclástica. Já no Estateriano os diques e soleiras (Diabásio Crepori -  $1780 \pm 7$  Ma) cortaram o embasamento orosiriano e as bacias de rifte.

### **2.3.3 Mesoproterozoico - Esteniano (Rifteamento Continental/Magmatismo Máfico-Ultramáfico)**

No Esteniano as rochas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca ( $1186 \pm 12$  Ma) relacionadas à distensão esteniana marcam uma reativação do manto sob o domínio Tapajós.

## **2.4 METALOGÊNESE DO DOMÍNIO TAPAJÓS**

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

Santos *et al.* (2001) propuseram duas classes: (1) orogênico e, (2) relacionado a intrusões. Esses tipos foram subdivididos em quatro categorias: (1.1) orogênico, hospedado



em turbiditos e alojado em estruturas dúcteis (p. ex., Buiuçu); (1.2) orogênico, hospedado em arco-magmático sob regime dúctil-rúptil (p. ex., Ouro Roxo); (2.3) relacionado a intrusão, epizonal, consistindo em veios de quartzo posicionados em falhas rúpteis extensionais (p. ex., Sequeiro); (2.4) relacionado a intrusão, epizonal, disseminado/stockwork (p. ex., São Jorge). Análises isotópicas em galena (Pb-Pb) e muscovita (Ar-Ar) indicam idade de 1860 Ma para mineralização relacionada com intrusões. Isótopos de Pb em feldspato alcalino indicam que as fontes do Pb tenham sido as unidades Jacareacanga, Cuiú-Cuiú e Tropas. Santos *et al.* (2001) consideraram que houve apenas essa fase de mineralização em 1860 Ma. Já Coutinho (2008), considerou a existência de duas fases (1,96 Ga e 1,88 Ga). Klein *et al.* (2002) com base nos estilos estruturais dos depósitos da porção sul do domínio Tapajós também propuseram a existência de dois eventos distintos. O mais antigo estaria relacionado ao regime transcorrente que afetou a Suíte Intrusiva Creporizão (1,97-1,95 Ga), o que é corroborado por dados isotópicos (Coutinho 2008, Klein & Vasquez 2000) e se encaixariam no modelo de depósitos de ouro orogênico; e o mais jovem, possivelmente do tipo relacionado a intrusões, no que concordam com parte da proposta de Santos *et al.* (2001).

Segundo Juliani *et al.* (2005), a Província Aurífera Tapajós contém as primeiras evidências conhecidas de mineralizações auríferas epitermais de alta-sulfetação do Cráton Amazônico. Os dados isotópicos em alunita do depósito Botica sugerem origem hidrotermal magmática para a mesma, o que seria típico de mineralizações de alta-sulfetação. Temperaturas estimadas por isótopos de enxofre no par alunita-pirita e isótopos de oxigênio no trio alunita-SO<sub>4</sub>-OH variam entre 130 e 420 °C. Os valores de  $\delta D_{H_2O}$  e de  $\delta^{18}O_{H_2O}$  para alunita sugerem fluidos predominantemente magmáticos, com pequena contribuição de água meteórica. Algumas amostras de alunita forneceram idades de 1869 a 1846 Ga (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar). Juliani *et al.* (2005) sugeriram que o minério foi preservado por causa do soterramento em nível crustal raso por sedimentos e tufos em bacias tafrogênicas que provavelmente se desenvolveram logo após à mineralização e provavelmente foram exumadas há cerca de 60 Ma.

Estudos em depósitos individuais também adotam alguns desses modelos para a gênese do minério. Borges *et al.* (2009) identificaram quatro associações minerais no depósito São Jorge, sendo duas relacionadas aos processos hidrotermais responsáveis pela mineralização. Os dados obtidos pelo geotermômetro da clorita sugerem temperaturas de 300±40° C para as associações relacionadas com a mineralização. O geobarômetro do Al (hornblenda) indica pressões de cristalizações em torno de 1 kbar para os granitos

mineralizados. Condições oxidantes, acima do tampão NNO (níquel-óxido de níquel) prevaleceram durante a gênese do depósito. Os autores sugerem para o depósito São Jorge um modelo pórfiro ou relacionado à intrusão.

Dreher *et al.* (1998) estudaram cristais de adulária associada a veios de quartzo nos prospectos Davi e Joel. O estudo de inclusões fluidas mostrou que os feldspatos formaram-se sob temperaturas de 240-320°C no prospecto Davi e de 220-340°C no prospecto Joel. Os fluidos aprisionados são desprovidos ou pobres em CO<sub>2</sub> e pouco salinos. Segundo os autores, a composição dos fluidos estaria dentro dos limites para depósitos epitermais do tipo adulária-sericita. Como as temperaturas de formação dos veios são elevadas para esse tipo de depósito, os autores sugeriram que os prospectos correspondam a exposições de partes profundas (de até 1,5 km) dos sistemas hidrotermais e que a natureza epitermal seria corroborada pela natureza rúptil da deformação, padrão de alteração hidrotermal, texturas de preenchimento e assembleia mineral. Santos *et al.* (2001) entenderam que esses jazimentos não são epitermais e argumentam a falta de adulária na maioria dos depósitos, a largura relativamente restrita das zonas de alteração e a falta de penecontemporaneidade entre o vulcanismo e a mineralização na maioria dos casos.

Recentemente, a sugestão do modelo pórfiro para alguns alvos passou a estar em evidência, assim como a possibilidade de a província Tapajós não ser apenas aurífera. Há ocorrência de mineralizações de metais de base do tipo pórfiro, incluindo depósitos de cobre em unidades cálcio-alcálicas menos evoluídas e de cobre e molibdênio em rochas mais evoluídas, além de ouro e cobre e ouro nos granitoides tardios de alto potássio e nas intrusivas do tipo A (Echeverri-Misas *et al.* 2013; Juliani *et al.* 2012).

Para Veloso e Santos (2013), o depósito aurífero Ouro Roxo consiste em um sistema hidrotermal de veios de quartzo sulfetados, hospedado em granitoides da Suíte Intrusiva Tropas e controlado pela zona de cisalhamento N-S Ouro Roxo-Canta Galo. Segundo os autores, o ambiente orogênico, o estilo filoneano, o controle estrutural, a alteração hidrotermal (propilítica + fílica + carbonatação) e a associação metálica (Au+Cu+Bi) são compatíveis com o modelo orogênico da interface mesozona-epizona para a gênese do depósito.

De acordo com Santiago *et al.* (2013), no depósito aurífero Tocantinzinho os processos hidrotermais geraram duas principais variedades de rochas alteradas (informalmente descritos como salame e *smoky*). A história hidrotermal teve início com a microclinização, passando para cloritização, e logo após a sericitização, durante a qual os fluidos mineralizadores precipitaram pirita, calcopirita, esfalerita, galena e ouro. Quartzo em

vênulas e carbonatação em estágios mais tardios. Provavelmente houve mistura entre fluidos aquosos e aquo-carbônicos, de que teria resultado a reação entre  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{CO}_2$  e formação de calcita. Segundo esses autores, o ouro ocorre principalmente como inclusões ao longo de microfraturas em pirita e quartzo e, de acordo com Villas *et al.* (2013), as razões Au/Ag no depósito variam de 0,05 a 5,0. Villas *et al.* (2013) interpretaram os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (-3,45 e -2,29‰) do carbono da calcita do estágio de carbonatação como oriundo de fontes crustais profundas, provavelmente mantélicas. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (+5,97 a +14,10‰) foram interpretados como forte contribuição magmática, mascarada por influxo de águas provavelmente superficiais. Estudos de inclusões fluidas efetuados por Queiroz (2013) revelaram a presença de três tipos principais de fluidos: (1) aquo-carbônico com Tht de 280 a 380°C, salinidades de 2 a 11% e densidade global no intervalo de 0,40 a 0,99g/cm<sup>3</sup>; (2) aquoso com Tht de 160 a 260°C e salinidades de 14 a 20%; e (3) aquoso com salinidades de 0,53 a 4% e Tht de 95 a 160°C. As inclusões aquo-carbônicas e parte das aquosas foram atribuídas à imiscibilidade sob condições de flutuação de pressão, seguida de aprisionamento heterogêneo. As inclusões aquosas de maior salinidade e Tht moderadas foram interpretadas como um fluido independente que, durante sua migração, misturou-se ao fluido aquo-carbônico, e as inclusões com baixas salinidades e Tht foram atribuídas à infiltração de água meteórica durante a evolução do sistema hidrotermal, sendo responsável pela diluição dos fluidos. O cruzamento das isócoras dos fluidos aquosos e aquo-carbônicos sustenta a interpretação de mistura e delimitou as condições de aprisionamento dos fluidos em 280-327°C e 0,8-1,8 kb, o que corresponde a profundidades de 2 a 5 km. Para Villas *et al.* (2013) o  $\text{CO}_2$  poderia ter estado dissolvido em magma granítico. Para Santiago *et al.* (2013), Tocantinzinho é similar aos depósitos Batalha, Palito e São Jorge, e aos do campo Cuiú-Cuiú e tipologicamente poderia ser classificado como depósito relacionado à intrusão, no que concordam com Villas *et al.* (2013).

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foram utilizados testemunhos de furos de sondagem disponibilizados pela empresa de mineração *Magellan Minerals*, incluindo rochas pouco ou muito alteradas, mineralizadas ou não. A fim de alcançar os objetivos enunciados anteriormente, foram realizados os procedimentos metodológicos descritos a seguir:

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA: foram compilados dados existentes sobre a geologia e metalogenia da região enfocada, bem como sobre a metalogênese do ouro e as técnicas analíticas aqui utilizadas.

3.2 TRABALHO DE CAMPO E AMOSTRAGEM: uma viagem de campo foi realizada para seleção e amostragem dos testemunhos de furos de sondagem;

3.3 PETROGRAFIA CONVENCIONAL: foi realizada descrição macroscópica e documentação fotográfica dos testemunhos de sondagem; Confecção de lâminas delgadas, polidas e bipolidas. A caracterização petrográfica microscópica do minério e das rochas hospedeiras foi efetuada com microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2, de luzes transmitida e refletida, do laboratório de petrografia do Instituto de Geociências da UFPA. Neste estudo foram determinadas a composição mineralógica das rochas hospedeiras, bem como sua classificação, e a composição da alteração hidrotermal que as afetou.

3.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA ACOPLADA A SISTEMA DE DISPERSÃO DE ENERGIA (MEV-EDS): foi realizada no equipamento de marca LEO (modelo 1430) no laboratório (LabMEV) pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA, para auxiliar nas determinações petrográficas e avaliar a composição química semiquantitativa dos minerais de minério;

3.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X: As análises de minerais separados e rocha total foram realizadas em Difratorômetro de raios-x modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ( $K\alpha_1$  1,5406 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector

utilizado é do tipo RTMS, X'celerator. O equipamento pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA;

3.6 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS: foi desenvolvido nos laboratórios de petrografia e de microtermometria, ambos pertencentes ao Instituto de Geociências da UFPA. No estudo petrográfico foram analisadas 20 lâminas bipolidas utilizando o microscópio petrográfico Zeiss (modelo Axioplan 2). Para o estudo microtermométrico 14 lâminas se mostraram apropriadas e aproximadamente 354 inclusões fluidas hospedadas em cristais de quartzo foram analisadas no equipamento Linkam THMSG 600 com estágios de resfriamento e aquecimento, seguindo os critérios de Roedder (1984). A calibração foi efetuada com padrões de CO<sub>2</sub> (fusão do CO<sub>2</sub> sólido em -56,6°C) e H<sub>2</sub>O (fusão do gelo em 0°C) puros. A precisão das medidas microtermométricas é estimada em 0,3°C e 5°C para medidas abaixo e acima de 50°C, respectivamente.

3.7 ESTUDOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS (O, H, C, S): foram utilizados para a determinação da(s) fonte(s) dos componentes dos fluidos mineralizadores e estimativa de temperatura de equilíbrio dos minerais hidrotermais. Os concentrados minerais (quartzo, pirita, clorita e carbonato) para esse estudo foram obtidos por técnicas convencionais de redução de amostras, envolvendo fragmentação, trituração, peneiramento e catação manual em lupa binocular de cristais límpidos. Para eliminar possíveis carbonatos, as amostras de quartzo e clorita foram submetidas à limpeza com ácido clorídrico (concentrado em 10%), por oito horas, e lavados com água destilada e secados em estufa a 60°C. A preparação do material foi realizada nos laboratórios da CPRM-Belém e UFPA. As análises de isótopos de oxigênio em silicatos e oxigênio e carbono em carbonatos foram efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco. A técnica empregada é a extração a laser. Procedimento analítico: para carbonato, o gás CO<sub>2</sub> foi extraído em linha de alto vácuo após reação com ácido ortofosfórico a 100% a 25°C por 1 dia e analisado em espectrômetro de massa. Os resultados estão expressos na notação  $\delta$  em permil (‰) relativo ao padrão VPDB. A incerteza da medida isotópica foi melhor que 0,1‰ para carbono e 0,2‰ para oxigênio, baseado em análises múltiplas de um padrão interno do laboratório (BSC). Para silicato, o oxigênio foi liberado por reação com BrF<sub>5</sub>, e convertido a CO<sub>2</sub> por reação com grafita a 750°C. O gás CO<sub>2</sub> obtido foi analisado isotopicamente em espectrômetro de massa. Os resultados estão expressos na notação  $\delta$  em permil (‰) relativo ao padrão V-

SMOW, com precisão melhor que  $\pm 0,1\%$ . VPDB. As razões isotópicas dos carbonatos e de silicatos foram determinadas em espectrômetro de massa Delta V Advantage. As razões isotópicas de hidrogênio e carbono em inclusões fluidas e hidrogênio em clorita foram determinadas no laboratório Queen's Facility for Isotope Research da Queen's University, Canadá. A composição isotópica do hidrogênio da clorita foi medida num analisador elementar termo-químico (TC/EA-IRMS) segundo o procedimento descritos em Kyser & O'Neil (1984) e Sharp *et al.* (2001). Concentrados com 0,2 a 1,0 g de clorita foram colocados em cápsulas de prata 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 depositadas em cadinho de grafite a 1450°C para conversão de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O liberados em CO e H<sub>2</sub>. Esses gases foram amostrados num equipamento Thermo Finnigan CONFO III e o H<sub>2</sub> separado por um cromatógrafo de gás (PORAPLOT-Q). As composições isotópicas foram medidas num espectrômetro Thermo Finnigan DELTA-PLUS-XP. O procedimento para análise da composição isotópica do hidrogênio em inclusões fluidas do quartzo é semelhante à descrita acima para a clorita. Cerca de 50 mg de fragmentos de quartzo foram colocados nas cápsulas e desgaseificados a 100°C. Após combustão a ~1000°C a determinação da composição isotópica foi feita por TC/EA-IRMS a 1450°C. O carbono do CO<sub>2</sub> das inclusões fluidas (extração similar à da H<sub>2</sub>O) 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  $\pm 0,25\%$ . As razões isotópicas do enxofre em sulfetos foram efetuadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências - LAIS - da Universidade de Brasília. Foi utilizada a técnica EA-IRMS (*Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry*), usando analisador elementar *Flash EA* e espectrômetro de massa *ThermoFisher MAT 253*. As 20 amostras (4-5 cristais por amostra) foram colocadas em cápsulas de Sn e submetidas a temperatura de 1080°C, onde, por combustão, o enxofre foi convertido em SO<sub>2</sub>. Os gases da combustão são então levados em fluxo de hélio reduzidos através e em contato com fios de cobre de elevada pureza. O SO<sub>2</sub> é então separado por um cromatógrafo de gás sob condições isotérmicas e os gases são ionizados e acelerados no espectrômetro de massa. Num campo magnético as diferentes massas são separadas e, simultaneamente medidas, por *multicolectores Faraday*.

Os resultados isotópicos são apresentados em per mil na notação delta relativa aos padrões V-CDT ( $\delta^{34}\text{S}$ ), V-SMOW ( $\delta\text{D}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) e V-PDB ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Todas as análises de

hidrogênio foram acompanhadas por análises de padrões internos calibrados em relação ao padrão V-SMOW. E a precisão analítica é de  $\pm 1\%$ , conforme análises de duplicatas e de materiais de referência.

**3.8 INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS:** tratamento e interpretação dos dados; redação da dissertação; e publicação dos resultados.

Artigo científico submetido ao Journal of South American Earth Sciences

**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**

Rose F.S. Assunção<sup>a</sup>, Evandro L. Klein<sup>a,b\*</sup>

a – PPGG/Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Rua Augusto Corrêa, 1, Belém-PA, Brasil. CEP: 66075-110.

b – CPRM/Geological Survey of Brazil. Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, Brasil. CEP: 66095-110.

\*Corresponding author. e-mail: evandro.klein@cprm.gov.br

**Abstract**

Moreira Gomes is a recently discovered deposit (preliminary resources of 21.7 t Au) of the Cuiú-Cuiú goldfield, an important and historical mining area of the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. The mineralized zone is about 1200 m long, 30-50 m wide, and is followed to at least 400 m in depth. The zone is controlled by a subvertical, east-west-trending structure that is related to a left lateral strike-slip fault system. The host rocks in the deposit are predominantly tonalites dated at  $1997 \pm 2$  Ma that are attributed to the magmatic arc or post-collision Creporizão Intrusive Suite. Hydrothermal alteration and mineralization are predominantly of the fissure-filling type and locally pervasive. Sericitization, chloritization, sulfidation, silicification,



carbonatization and epidotization are the observed alteration types. Pyrite is by far the predominant sulfide mineral and bears inclusions of chalcopyrite, galena, sphalerite and minor hessite and bismuthinite. Gold occurs predominantly as inclusions in pyrite and subordinately in the free-milling state in quartz veins. Ag, Pb and Bi have been detected by semi-quantitative analysis.

Three types of fluid inclusions, hosted in vein and veinlets of quartz, have been identified. (1) Type 1: one- and two-phase CO<sub>2</sub> inclusions; (2) Type 2: two- and three-phase H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-salt inclusions, and (3) Type 3: two-phase H<sub>2</sub>O-salt inclusions. CO<sub>2</sub> is largely the predominant volatile phase in the CO<sub>2</sub>-bearing inclusions. The CO<sub>2</sub>-bearing types 1 and 2 are interpreted as the product of phase separation of an immiscible fluid. This fluid presents low to moderate density, low to moderate salinity (1.6 to 11.8 wt.% NaCl equivalent) and was trapped chiefly at 280° to 350°C. In Type 3 fluid, the chemical system may contain CaCl<sub>2</sub> and/or MgCl<sub>2</sub>, salinity varies from zero to 10.1 wt.% NaCl equivalent. Only locally salinities up to 25% have been recorded. This fluid was trapped mainly between 120° and 220°C and is interpreted as resulting from mixing of a hotter and more saline aqueous fluid (in part derived from phase separation of the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid) with a cooler and dilute aqueous fluid. As a whole, the fluid inclusions indicate phase separation, pressure fluctuations, mixing, and reequilibration during trapping.

The isotopic composition of inclusion fluids and of the fluid in equilibrium with hydrothermal minerals (quartz, chlorite, and calcite) show  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  values that range from +0.5 to +9.8‰, and from -49 to -8‰, respectively. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite (-0.29‰ to 3.95‰) are probably related to magmatic sulfur. Mineral pairs show equilibrium isotopic temperatures that are compatible with the fluid inclusion

homogenization temperatures and with textural relationships of the hydrothermal minerals.

Isotopic results combined with mineralogical and fluid inclusion data are interpreted to reflect a magmatic-hydrothermal system that evolved in at least three stages. (1) Exsolution of a CO<sub>2</sub>-bearing magmatic fluid between 400°C and 320-350°C and up to 2.1 kbars (6-7 km in depth) followed by phase separation and main precipitation of the hydrothermal assemblage composed of chlorite-sericite-pyrite-quartz-gold. (2) Cooling and continuous exsolution of CO<sub>2</sub> producing a CO<sub>2</sub>-depleted and slightly more saline aqueous fluid that was trapped mainly at 250°-280°C. The predominant hydrothermal assemblage of stage 1 continued to form, but epidote is the main phase at this stage. (3) Mixing of the stage 2 aqueous fluid with a cooler and dilute aqueous fluid of meteoric origin, which was responsible for the main carbonatization phase.

The composition of the hydrothermal assemblage and the fluid and isotopic composition indicate that the mineralizing fluid was neutral to slightly alkaline, relatively reduced (only locally, more oxidized conditions have been attained, resulting in the precipitation of barite). H<sub>2</sub>S (and/or HS<sup>-</sup>) might have been the main sulfur species in the fluid and Au(HS)<sup>-2</sup> was probably the gold transporting complex. Gold deposition occurred as a consequence of a combination of mechanisms, such as phase separation, mixing and fluid-rock interaction.

The Moreira Gomes is a granite-hosted gold deposit that is interpreted to be a product of a magmatic-hydrothermal gold system. The age of ore formation (~1.86 Ga) is consistent with the final stages of evolution of the widespread high-K, calc-alkaline Parauari Intrusive Suite, although the transitional to predominantly alkaline Maloquinha Intrusive Suite cannot be ruled out. Notwithstanding, the deposit does not show the

classic features of (oxidized or reduced) intrusion-related gold deposits of Phanerozoic magmatic arcs.

**keywords:** gold, Tapajós, Paleoproterozoic, fluid inclusion, stable isotopes, granite-hosted

## 1. Introduction

The Tapajós Gold Province, in the central sector of the Amazonian Craton (Fig. 1), holds more than 200 primary, supergene and alluvial occurrences and a few gold deposits. Artisanal (*garimpo*) mining started in 1958 and an unofficial historical production of over 600 t Au (mainly from alluvial deposits) is estimated (Klein and Carvalho, 2008 and references therein).

In spite of its importance, the significant historical production, and the broad knowledge of the lithostratigraphy (Klein et al. 2001a; Vasquez and Rosa-Costa, 2008), the geological evolution is rather debatable (e.g., Santos et al., 2004; Vasquez et al., 2008), and the province still lacks studies in a larger number of individual deposits in order to give more support to local and integrated regional metallogenic models. In this regard, province- (Santos et al., 2001; Coutinho, 2008) and deposit-scale models (Dreher et al., 1998; Jacobi, 1999; Klein et al., 2001b; Juliani et al., 2002, 2005, 2012; Borges et al., 2009; Veloso and Santos, 2013; Santiago et al., 2013) point out to the epithermal, intrusion-related, porphyry, and orogenic classes of deposits. In addition, a single (Santos et al., 2001) and two (Klein et al., 2002; Lafon and Coutinho, 2008) metallogenic epochs have been proposed for the province, occurring at 1.86 Ga and at 1.96 Ga and 1.88 Ga, respectively.

The Cuiú-Cuiú goldfield is located approximately in the central portion of the Tapajós Gold Province (Fig. 1). It represents one of the oldest mining camps in the province, and has an estimated historical production of 46-62 t Au (McMahon 2011), coming essentially from alluvial and oxidized deposits. This camp comprises several targets under exploration and at least two deposits, Moreira Gomes (21.7 t Au @ 1.5 g/t) and Central (15.5 t Au @ 0.9 g/t). A few structural, fluid inclusion and stable and radiogenic data are available only for surface exposures of the Cuiú-Cuiú goldfield, which led some authors (Klein et al., 2001b; Coutinho and Fallick, 2008) to interpret the gold mineralization in this camp as belonging to the orogenic type.

The Moreira Gomes deposit was selected for this study and no data are available about this deposit. Aiming to contribute with the understanding of the genesis of this deposit and of the Cuiú-Cuiú goldfield as a whole, in this study we investigate the host rocks of the gold ore in the deposit, the hydrothermal alteration that affected these rocks, and the physico-chemical composition and potential sources of the mineralizing fluid, based on fluid inclusion and stable isotope data.

## **2. Geological setting**

The Tapajós domain of the Amazonian Craton is part of a major orogenic belt that is represented by the Tapajós-Parima geochronological province of Santos et al. (2000) (Fig. 1). The evolution of the Tapajós domain is rather debatable and two main lines of interpretation are considered: (1) Santos et al. (2000, 2004, and references therein) understand that the domain was formed by accretion of five successive magmatic arcs between 2040 and 1880 Ma related to two orogenic events, and followed by a post-orogenic period between 1870 and 1760 Ma. (2) Vasquez et al. (2002, 2008) stated that

the present knowledge of the Tapajós domain is insufficient to characterize such a number of arcs and of orogenic episodes and interpreted the domain as the result of a single and protracted orogenic event. This event comprises an early arc-related association, followed by collision, post-collision and intracontinental magmatic associations.

We do not recognize elements to choose among these two major and rather contrasting interpretations, and we will describe below the major lithostratigraphic units of the Tapajós domain (Fig. 2), trying to highlight the different interpretations. The metavolcano-sedimentary Jacareacanga Group and the Cuiú-Cuiú Complex are the oldest known units in the Tapajós domain, formed between 2040 and 1998 Ma, and there is a consensus that these units represent an arc-related association (Santos et al., 2004; Vasquez et al., 2008). The Jacareacanga Group is composed of schists and quartzites that possibly represent back-arc and trench sediments that were metamorphosed at predominantly greenschist facies conditions (Santos et al., 2004). The Cuiú-Cuiú Complex comprises gneisses and metagranitoids that represent more primitive calc-alkaline magmas, which record amphibolitic metamorphism (Santos et al., 2004; Vasquez et al., 2008). The NNE-SSW-trending banding of the gneisses and the schistosity of the Jacareacanga Group, which dip predominantly to WNW, have been produced during an early oblique compressive event related to subduction and synchronic with metamorphic peak conditions that occurred possibly at 2005-1977 Ma (Almeida et al., 2001; Santos et al., 2001; Klein et al., 2002; Santos and Coutinho, 2008). This early compressive event displays vergence to ESE.

Following the arc association, the Tapajós domain experienced the intrusion of several plutonic suites. The first one is represented by the Creporizão Intrusive Suite (1998-1957Ma), which comprises massive to protomylonitic monzogranite to

granodiorite and subordinate tonalite of peraluminous affinity (Santos et al., 2001; Vasquez et al., 2002; Silva Jr. et al., in preparation). The emplacement of these granitoids was strongly controlled by the development of high-angle, NW-SE-trending strike-slip shear zones of brittle-ductile character that have also been responsible for the transposition of the gneissic banding and reorientation of the bodies of the Cuiú-Cuiú Complex (Almeida et al., 2001; Santos et al., 2001; Klein et al., 2002; Santos and Coutinho, 2008). Vasquez et al. (2002, 2008) ascribed this unit to a collision assemblage, whereas Santos et al. (2004) interpreted the unit as belonging to a magmatic arc setting. Felsic to intermediate volcanism attributed to the Vila Riozinho Formation is associated to this phase (Lamarão et al., 2002).

After a time gap of about 50 Ma the Tapajós region experienced the intrusion of the calc-alkaline, I-type Tropas (1906-1886 Ma) and Parauari (1887-1879 Ma) suites of mixed mantle and crustal magma sources (Santos et al., 2001, 2004; Vasquez et al., 2008). According to Santos et al. (2001, 2004), these suites are related to arc magmatism, whereas Vasquez et al. (2002, 2008) understand that at least the Parauari Suite represents an extensional-related magmatic activity. Several basic intrusions, predominantly gabbroic, are associated to this phase. According to Santos and Coutinho (2008), this phase is structurally characterized by the establishment of the megasystem of vertical strike-slip brittle faults that affected the Parauari and older magmatic suites and strongly controlled the positioning of the stocks and batholiths of the Maloquinha Intrusive Suite in the following phase. The compressive vectors were oriented to E-W and ENE-WSW at this time.

The calc-alkaline magmatism was followed, and partly overlapped in time, by large (post-orogenic?) crustal extension and possibly magma underplating, occurring between 1893 and 1870 Ma (Vasquez et al., 1999, 2002; Santos et al., 2001; Lamarão et

al. 2002). This phase is characterized by the deposition of large volumes of felsic volcanic rocks and associated pyroclastic rocks (Iriri Group) of alkaline to transitional affinity; high-K calc-alkaline to shoshonitic volcanic rocks (Bom Jardim Formation), and by the intrusion of predominantly A-type granites (Maloquinha Intrusive Suite, Caróçal and Pepita granites). Post-1800 Ma sedimentary and igneous units characterize anorogenic episodes in the Tapajós domain (Vasquez et al., 2008)

### **3. Analytical procedures**

All studied samples came from deep drill cores ensuring that the rocks were fresh. Transmitted and reflected light petrography, scanning electron microscopy (SEM) coupled with EDS (energy dispersive system) semi-quantitative chemical analysis, X-ray diffraction analysis, and fluid inclusion studies were performed in laboratories housed in the Instituto de Geociências of the Universidade Federal do Pará, in Belém, Pará, Brazil.

From twenty doubly-polished sections, fourteen showed to be appropriated for fluid inclusion studies. About 350 fluid inclusions were microthermometrically analyzed with a Linkam THMGS 600 heating-freezing stage, following procedures described in Shepherd et al. (1985) and Roedder (1984). Calibration was done with synthetic standards containing pure CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O. Precision is estimated at 0.3°C and 5°C for phase transitions below and above 50°C, respectively.

Mineral concentrates for stable isotope analyses were obtained by conventional reduction techniques, involving crushing, sieving, and handpicking under binocular microscope. To eliminate possible carbonates present in concentrates of silicate minerals, the concentrates were reacted with HCl (10% conc.). Sulfur isotope analyses

were carried out in the Laboratório de Isótopos Estáveis - LAIS (Universidade de Brasília). For sulfur analysis, SO<sub>2</sub> was produced by combustion of about 0.5 mg of pyrite loaded into tin capsules reacting at 1080°C. The combusted gases were carried in a He stream and reduced by contact with high-purity copper wires and the SO<sub>2</sub> was separated by gas chromatography. Analyses were done by the EA-IRMS (Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry), using a Flash Elemental Analyzer and ThermoFisher MAT 253 mass spectrometer. Uncertainties are estimated at 0.2‰.

Oxygen isotope analysis of quartz, chlorite and calcite, and carbon isotope analysis of calcite were performed in the Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) of the Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brazil. The isotopic ratios were determined in a Delta V Advantage mass spectrometer. For carbonate analyses, samples were reacted in a high-vacuum line after reaction with 100% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> at 25°C during 24 hours. The extracted CO<sub>2</sub> gas was cryogenically purified. Analysis of an internal standard (BSC) produced results that agree within 0.1‰ for carbon and 0.2‰ for oxygen isotopes. For oxygen isotope analysis of quartz and chlorite, a laser fluorination system was used. Oxygen was liberated by reaction with BrF<sub>5</sub>, and converted into CO<sub>2</sub> by reaction with hot graphite. The raw data were corrected following the procedures described by Valley et al. (1995). Precision was better than 0.1‰.

Hydrogen isotope ratios in chlorite and fluid inclusion waters, and carbon isotope ratios in fluid inclusion CO<sub>2</sub> were determined in the Queen's Facility for Isotope Research of Queen's University, Canada. The hydrogen isotope compositions of chlorite were measured in a thermo-chemical elemental analyzer (TC/EA-IRMS). According to procedures described in Kyser and O'Neil (1984) and modified by Sharp et al. (2001), 0.2 to 1.0 g of chlorite concentrates were loaded into Ag capsules and degassed during one hour at 100°C. The capsules were loaded into an auto-sampler and



purified with He carrier gas to remove surface water. Samples were dropped into a graphite crucible at 1450°C, converting the released CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O into CO and H<sub>2</sub>. These gases were sampled using a Thermo Finnigan CONFO III, the H<sub>2</sub> separated by a PORAPLOT-Q gas chromatograph column, and measured with a Thermo Finnigan DELTA plus XP IRMS. The hydrogen isotope composition of fluid inclusion waters was determined similarly to that of chlorite. About 50 mg of quartz fragments were degassed in Ag capsules for one hour at 100°C. After combustion at about 1000°C the hydrogen isotope ratios were measured on the TC/EA – IRMS at 1450°C. Internal standards calibrated to V-SMOW were run during both chlorite and fluid inclusion analyses and the analytical precision is better than 1‰ as determined by analyses of reference materials. Fluid inclusion CO<sub>2</sub> was extracted as described above for fluid inclusion waters. The carbon isotope analyses of CO<sub>2</sub> were performed on a Delta-Plus XL IRMS. Internal standards were calibrated to NBS 21 and precision was within ±0.25‰.

The isotopic results are presented in the delta notation as parts per mil (‰) relative to the V-CDT ( $\delta^{34}\text{S}$ ), V-SMOW ( $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) and V-PDB ( $\delta^{13}\text{C}$ ) standards.

#### **4. Geology of the Cuiú-Cuiú goldfield**

In previous maps (Bahia and Quadros, 2000; Klein et al., 2001b; Vasquez and Rosa-Costa 2008), the Cuiú-Cuiú region is underlain by rocks belonging to the Cuiú-Cuiú Complex (Fig. 2). However, the recent study of Silva Júnior et al. (in preparation) has shown that part of the lithological framework of the Cuiú-Cuiú goldfield may be attributed to other lithostratigraphic units. These authors have determined the crystallization ages (single-zircon Pb evaporation) of granitoids that host the gold

mineralization in the Moreira Gomes ( $1997 \pm 2$  Ma) and Central ( $1884 \pm 3$  Ma) deposits. The ages are consistent with those of the Creporizão and Parauari intrusive suites, respectively. Nevertheless, the Cuiú-Cuiú Complex is still an important gold-host unit in the Cuiú-Cuiú region (Fig. 3) (Chaves and Moura, in press).

In the Cuiú-Cuiú region, the Cuiú-Cuiú Complex is composed of metagranitoids (quartz diorite, tonalite, granodiorite and subordinate monzogranite) and gneisses. The rocks are medium- to coarse-grained, porphyritic to equigranular and underwent medium- to high-grade metamorphism compatible with the amphibolite facies. The gneisses show compositional banding oriented to N10°-20°E/60°-80°SE (Bahia and Quadros 2000; Klein et al. 2001b). Klein et al. (2001b) reported the occurrence of locally deformed, east-west-trending mafic dykes and north-south-trending aplitic veins crosscutting rocks of the complex.

The Cuiú-Cuiú Complex was intruded by high-K, calc-alkaline granitoids of the Creporizão and Parauari intrusive suites. In the study area, the Creporizão Intrusive Suite comprises medium- to coarse-grained granodiorite, tonalite and monzogranite with well-preserved primary igneous features and lacking mesoscopic tectonic fabric. The Parauari Intrusive Suite consists of medium-grained, rarely porphyritic monzogranite and granodiorite. The rocks also show well-preserved igneous features and are only locally deformed when affected by discrete shear zones (Bahia and Quadros 2000; Coutinho et al., 2008). Structurally, the emplacement of the igneous bodies appears to be controlled by the NW-SE-trending shear zones (Fig. 3).

## **5. Aspects of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield**

At the regional scale, Santos and Coutinho (2008) stated that the structural grain and mineralized veins of the Tapajós Gold Province are related to the Tapajós megasystem of strike-slip faults that define the main NW-SE structural orientations in the province. This megasystem is mostly sinistral, moderately- to steeply-dipping, and associated with subordinate dextral, thrust and extensional faults that have developed under ductile to brittle conditions. For the Cuiú-Cuiú region, Santos and Coutinho (2008) have interpreted that gold mineralization is also associated to the main NW-SE sinistral strike-slip system and locally to ENE-WSW-oriented, ductile-brittle to brittle structures. The Cuiú-Cuiú goldfield is approximately limited by two sinistral faults (Fig. 3) (Klein et al., 2001b; McMahon, 2011).

At the deposit scale, the ore zones have irregular shapes and appear to be better developed in brecciated granites (McMahon et al., 2011). In surface exposures, the thicker gold-bearing veins are up to 1 m thick, lenticular, and occur parallel to the strike of the host structure in association with thin (mm- to cm-thick) extension veinlets, tension gashes, and rare stockworks (Bahia and Quadros, 2000; Klein et al., 2001b; Santos and Coutinho, 2008).

A variety of granitoids, from more primitive diorites to more evolved monzogranites and syenogranites and subordinate gneisses are the host rocks for the gold mineralization (Bahia and Quadros, 2000; Klein et al., 2001b; Coutinho and Fallick, 2008; McMahon, 2011; Queiroz and Klein, 2012; Silva Júnior. et al., in preparation, and this study). These rocks belong to the Cuiú-Complex and to the Creporizão and Parauari intrusive suites (Fig. 3).

McMahon (2011) observed that gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield is associated with quartz veining in sulfidized and strongly sericitized zones. In general,

the sulfide content is low (<2%), but high-grade zones (>10 g/t of Au) are associated with higher contents of sulfides.

Fluid inclusion and a few stable isotope studies have already been performed in gold-associated quartz veins of some deposits and showings of the Cuiú-Cuiú goldfield (Klein et al., 2001b; Coutinho and Fallick, 2008; Queiroz and Klein, 2012). These studies have shown similar fluid inclusion populations and microthermometric characteristics (Table 1). Accordingly, CO<sub>2</sub>-rich, mixed H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>, and H<sub>2</sub>O-rich inclusions have been described in all cases. Salinities of the aqueous phase in aqueous-carbonic fluids vary between 3.9 and 7.5 wt% NaCl equiv., clustering at about 4.9 wt% NaCl equivalent. Similarly, salinities of aqueous inclusions cluster at about 6 wt% NaCl equivalent. Homogenization temperatures have been recorded between 215 and 380°C for the aqueous-carbonic types and between 140 and 270°C for the aqueous types (Klein et al., 2001b). Oxygen and sulfur fugacities indicate relatively reduced conditions for the nearly neutral mineralizing fluid at Guarim (Klein et al., 2001b) and oxygen and hydrogen isotopes suggest that the fluid may contain substantial amounts of H<sub>2</sub>O possibly derived from juvenile sources (Coutinho and Fallick, 2008).

## **6. Geology of the Moreira Gomes gold deposit**

### *6.1. Structure and host rocks*

At Moreira Gomes, the ore zone is 1200 m long, 30-50 m wide and is found at least down-to 400 m in depth. The zone is controlled by a steeply-dipping, east-west-trending, sinistral strike-slip brittle fault which is highlighted by low-magnetic response in magnetometric maps. Orebodies in this zone are more or less continuous, parallel to

the strike of the host fault and, as a whole, have lensoid and sigmoidal shapes (Fig. 4). Ore-bearing veinlets display two main orientations: NNE-SSW/31°ESE and ESE-WNW/71°NNE (McMahon, 2011).

The host rock is a tonalite attributed to the Creporizão Intrusive Suite ( $1997 \pm 2$  Ma; Silva Júnior et al., in preparation). The tonalite is a medium- to coarse-grained rock that varies in color from light grey when unaltered to greenish and redish when altered (Fig. 5A-B). According to McMahon (2011), the fresh rocks are strongly magnetic, and the magnetism diminishes with increasing alteration. Under the microscope the preserved portions of the host tonalite show hypidiomorphic granular texture (Fig. 5C).

The deformation that affected the host rock is heterogeneous and increases with depth from brittle to brittle-ductile style. The brittle overprinting of the primary textures is characterized by the fracturing of plagioclase and by the formation of thin multidirectional veinlets (Fig.5D). The transition to brittle-ductile deformation is indicated by microstructures of quartz, such as undulose extinction, deformation lamellae, recrystallization, subgrain formation and quartz and chlorite fibers in pressure shadows of pyrite. Bending of plagioclase twins is also associated with this style (Fig. 5E).

Aplite and pegmatite dykes of granitic composition and chloritized andesite dykes crosscut the tonalites and are only weakly mineralized. Rare unaltered and unmineralized rhyolite dykes are also present and are possibly post-mineralization rocks that are parallel to the host structure (Fig. 4).

## *6.2. Hydrothermal alteration*

The ore-related hydrothermal alteration is predominantly of the fissure-filling type, which is a common feature in low-porosity and low-permeability igneous rocks under brittle conditions. However, when the alteration is more expressive, the partial (selective) to total overprinting of the primary mineralogy and texture is observed, giving a pervasive aspect to the alteration (Fig. 6A). In decreasing order of abundance, sericitization, carbonatization, chloritization, sulfidation, silicification and epidotization are the identified alteration types, in addition to quartz veining.

The sericitic alteration is characterized by the moderate to strong substitution of plagioclase crystals (Fig.6B) and crystallization of sericite in the cores of chlorite crystals as part of the chloritization of biotite. Sericite also occurs in microscopic veinlets and filling fractures (Fig.6C). Chlorite (clinocllore) substitutes the mafic minerals (biotite  $\pm$  amphibole) and occurs also in small veinlets and fractures, where it forms radial aggregates (Fig.6D). Carbonatization is characterized by the substitution of plagioclase by calcite, and by the development of fracture-filling veinlets of calcite along with quartz and sulfides (Fig.6E). Apparently, the carbonatization increases with depth and is a late process with respect to the other alteration types, as depicted from crosscutting relationships with pyrite grains and epidote (Fig.6F). Epidote forms aggregates on mafic minerals (hornblende and/or biotite). In more deformed portions of the host rock, carbonate microveinlets cut across epidotized zones (Fig.6G). The silicification is characterized by precipitation of quartz aggregates in irregular, cm-wide spots (Fig. 6H). Sulfidation is present as dissemination of sulfide minerals and in quartz (Fig. 6I) and chlorite-carbonate veinlets. Pyrite is largely the predominant sulfide mineral, occurring as dissemination in the altered host rocks, in fractures (Fig. 6J) and in quartz  $\pm$  carbonate veinlets. Chalcopyrite, sphalerite, galena and lesser amounts of hessite and bismuthinite occur as inclusions in pyrite grains (Fig. 6L). Semi-quantitative

analysis of sulfide grains have identified subordinate amounts of Pb and Bi in pyrite, Pb in chalcopyrite, Sb, As and Bi in sphalerite, and of As and Bi in galena. No compositional variation is observed in pyrite from different modes of occurrence. Barite has been identified in a few samples, occurring as anhedral microscopic crystals in association with epidote.

The quartz veinlets have multiple orientations and show signs of shearing and recrystallization. In places, they are laminated and present fragments of the host rock (Fig. 6M). In the veinlets, the quartz grains are coarse-grained, subhedral to anhedral and show moderate to strong undulose extinction and, locally, deformation lamellae (Fig. 6N). In places, the veinlets display finer-grained portions with irregular-shaped, recrystallized crystals, and subgrain formation. In these finer-grained portions, sericite ( $\pm$ microcline) and pyrite occur as disseminations (Fig. 6O).

Gold is closely associated with pyrite. It occurs as very fine-grained irregular particles. Most commonly, gold occurs as inclusions in pyrite crystals and subordinately in the rims of, or between, crystals of pyrite, with sharp to curved contacts (Fig. 6P). Free-milling gold occurs in quartz veinlets and is, in places, visible to the naked eye (Fig. 6Q). Ag, Pb and Bi have been detected by SEM-EDS analysis as minor components of the gold particles. Gold has not been found included neither in other sulfide minerals nor in association with gangue minerals.

Several textural and structural characteristics (Figs. 5A-F and 6A-Q) indicate that gold mineralization is associated with a relatively shallow brittle, locally brittle-ductile, event. These include: (1) the locally preserved igneous texture of the host rock, (2) plagioclase crystals with curved twins, (3) quartz crystals showing recrystallization and undulose extinction, (4) presence of locally sheared quartz veins and locally foliated host rocks, (5) radial chlorite and quartz aggregates filling open spaces in the altered

host rock, and (6) the fissure-filling style of the hydrothermal alteration. In addition, the alteration assemblage is consistent with greenschist facies conditions.

## **7. Fluid inclusions**

### *7.1. Types and distribution*

Petrographic and microthermometric investigations have been undertaken in fluid inclusions hosted in cm-thick vein quartz, in mm-thick quartz-carbonate-sulfide veinlets, and in quartz spots of the silicified portions of the host tonalite (Fig.6). Recrystallized portions of the host quartz and crystals with numerous crosscutting fractures do not have fluid inclusions or, if present, the inclusions are too small to be analyzed. Therefore, this study has been performed in the more limpid portions of the host quartz crystals, which present inclusions with workable sizes ( $> 4 \mu\text{m}$ ).

Based on the number of phases at room temperature and on phase changes during freezing runs, three types of fluid inclusions have been identified. The three types of inclusions occur in clusters and trails. In general, the three types occur in a single microscopic domain of the host quartz (Fig. 7A-B). In places, one type predominates over the others. Necking down features are present in all types (Fig.7C). These necked inclusions have been avoided in the microthermometric study. No solid phases have been detected in the three types of inclusions.

Type 1 is the less abundant and consists of one- ( $\text{CO}_2 \text{ vapor}$ ) and two-phase ( $\text{CO}_{2\text{liq}}\text{-CO}_{2\text{vapor}}$ ) fluid inclusions (Fig.7D). These are clear to predominantly dark inclusions with sizes between 4 and 14  $\mu\text{m}$  having various shapes (rounded, rectangular, irregular).



Type 2 is the most abundant type in the majority of studied samples and comprises 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 fluid inclusions (Fig.7E). The aqueous phase is clear and the carbonic phase is commonly dark, which makes occasionally difficult the definition of the number of phases. The inclusions have sizes between 4 and 16  $\mu\text{m}$  and irregular, ellipsoidal and negative crystal morphologies. The  $\text{CO}_2$  phase occupies from 20 to 90% of the cavities.

Type 3 consists of two-phase aqueous inclusions ( $\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}\text{-H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$ ), which are quite clear, with rounded to elongated or irregular shapes (Fig.7F). Their size ranges from 4 to 12  $\mu\text{m}$  and the degree of filling varies from 0.80 to 0.95. This type also includes very small ( $< 4 \mu\text{m}$ ) one-phase inclusions that show metastable behavior.

## 7.2. Microthermometric results

The  $\text{CO}_2$ -bearing fluid inclusions (Types 1 and 2) show  $\text{CO}_2$  melting temperatures ( $T_{\text{mCO}_2}$ ) between  $-56.6^\circ$  and  $-58.4^\circ\text{C}$  (Fig. 8A). This indicates that  $\text{CO}_2$  is the predominant volatile in the carbonic phase and that only minor amounts of other volatiles (in general  $\text{CH}_4$  and/or  $\text{N}_2$ ) are present. The homogenization of  $\text{CO}_2$  ( $T_{\text{hCO}_2}$ ) occurred to the liquid state or by the disappearing of the meniscus between  $14.2^\circ$  and  $31.1^\circ\text{C}$  (Fig.8B). In Type 2 inclusions, the clathrate melting temperature ( $T_{\text{mclat}}$ ) ranges from  $3.1^\circ$  to  $9.2^\circ\text{C}$ , indicating salinities ranging from 11.8 to 1.6 wt.% NaCl equivalent (Collins, 1979) (Fig.8C). In the same type the final homogenization ( $T_{\text{ht}}$ ) varies between  $197^\circ$  and  $406^\circ\text{C}$  (Fig. 8D). Several inclusions have decrepitated between  $288^\circ$  and  $403^\circ\text{C}$ .  $T_{\text{ht}}$  occurred mainly to the liquid state. Only a few inclusions homogenized to the vapor state and, apparently, this fact does not correlate with the  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  ratios. The frequency distribution of  $T_{\text{ht}}$  is bimodal, with peaks at about

280°C and 350°C (Fig.8D). It is noteworthy that most of the lowest values have been recorded in one sample (EK-2F).

In Type 3 aqueous inclusions, limited data of the first melting (eutectic -  $T_{eu}$ ) temperature were recorded in the range -44.7° to -41.1°C, indicating that the aqueous system might contain  $\text{CaCl}_2 \pm \text{MgCl}_2$ . The ice melting temperature ( $T_{mice}$ ) in this type ranges from -0.7° to -6.7°C (Fig.8E), indicating salinities of 1.1 to 10.0 wt.% NaCl equivalent (Bowers and Helgeson, 1983). A few inclusions showed lower  $T_{mice}$ , ranging from -22.5° to -23.2°C (salinity of about 25%, assuming Ca and Na as the present cations). These higher-salinity inclusions are restricted to a single microscopic domain in one sample and, therefore, represent local conditions of entrapment. The  $T_{ht}$  occurred between 90° and 333°C. However, only three inclusions homogenized above 230°C and most of  $T_{ht}$  values concentrate between 120 and 220°C (Fig.8D). In addition, a co-variation is observed between  $T_{mice}$  (i.e., salinity) and the final homogenization in Type 3 (Fig.8F).

### *7.3. Composition and density*

Estimates of fluid compositions and density have been obtained from the microthermometric data and using the equation of state of Brown and Lamb (1986) for types 2 e 3 fluid inclusions. Considering that the presence of other volatiles in the carbonic phase is minor and that it does not have affected significantly the microthermometric properties (especially  $T_{hCO_2}$  and  $T_{mcla}$ ), the composition of Type 2 is:  $X_{CO_2}$ : 0.05-0.66 mol%;  $X_{H_2O}$ : 0.33-0.92 mol%;  $X_{NaCl}$ : 0-0.02 mol%. The density of the carbonic phase ranges from 0.46 to 0.80 g/cm<sup>3</sup>, whereas the bulk density varies between 0.52 and 0.97 g/cm<sup>3</sup>. These values characterize low to moderate

densities for the aqueous-carbonic fluid. The salinity of this type varies from 1.6 to 11.8 wt.% NaCl equivalent.

In Type 3, the chemical system might contain  $\text{CaCl}_2$  and, perhaps,  $\text{MgCl}_2$ . Salinities vary widely, from near zero to 10.1 wt.% NaCl equivalent. Only locally (one microscopic domain), salinities of about 25 wt.% NaCl equivalent have been recorded.

#### *7.4. Origin of the fluid inclusion populations*

The petrographic investigation has shown that the host quartz at Moreira Gomes show moderate to strong undulose extinction, deformation lamellae, subgrains and recrystallized portions (Fig.6A-Q). These features indicate variable intensities of ductile deformation. The fluid inclusions hosted in these quartz samples revealed the presence of post-trapping modifications, such as necking down and partial leaking (Fig.7B). During heating runs only rare decrepitation has been observed. These kinds of inclusions have been avoided during the microthermometric work. Therefore, the fluid inclusions cannot be classified as primary inclusions, in the sense of Roedder (1984), because not all inclusions were preserved during deformation. Notwithstanding, the inclusions that have been preserved from post-entrapment modifications are interpreted to have been trapped and/or re-equilibrated throughout the evolution of the hydrothermal system and of the host structure.

The coexistence of  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  (Type 2) and  $\text{CO}_2$  (Type 1) fluid inclusions in a single microscopic domain, and the similar  $T_h\text{CO}_2$  and  $T_m\text{CO}_2$  values in these two types (Figs. 8A, B), indicate that the inclusions are cogenetic and that they trapped the same fluid during the evolution of the hydrothermal event. Assuming that post-entrapment changes have not modified the properties of the analyzed fluid inclusions

(or, at least, that we have control on this problem), the variation in the CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios and microthermometric data, such as variation in the partial homogenization temperature of CO<sub>2</sub> (density variation) and in the total homogenization temperature of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions indicate that fluid was in a heterogeneous state during entrapment (Diamond, 2003). Therefore, the possibility of phase separation must be investigated.

Strong variation in the CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios associated with the fact that the final homogenization of Type 2 inclusions occurred in both the liquid and vapor states at the same temperature range (Fig. 8D) are indications of unmixing of an originally homogeneous fluid (Ramboz et al., 1982). Comparing the CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios and the density of the carbonic phase in aqueous carbonic-inclusions helps to differentiate immiscibility and selective leakage of water (Huizenga and Touret, 1999). Accordingly, water-rich H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid inclusions produced by phase separation (immiscibility, unmixing) must show lower densities when compared to water-poor inclusions (high CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios). The opposite indicates that the inclusions were formed via selective leakage. This criterion has not been applied to Moreira Gomes, because no co-variation has been observed between ThCO<sub>2</sub> (density) and the CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios. In general, similar densities are observed for variable CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ratios.

The bimodal frequency histogram of homogenization temperatures in Type 2 inclusions is attributed to the local entrapment of the aqueous-carbonic fluid at lower temperature (280°C) conditions.

The absence of aqueous inclusions in spatial association with CO<sub>2</sub>-bearing inclusions is not a ubiquitous feature in immiscible systems, but this behavior has already been described elsewhere, especially in orogenic gold systems (Schmidt-Mumm et al., 1997; Klein et al., 2006; Chi et al., 2009; Klein and Fuzikawa, 2010). At Moreira

Gomes, it has been demonstrated that aqueous inclusions are usually present in spatial association with CO<sub>2</sub>-bearing inclusions in the same microscopic domain (Fig. 7A). However, the microthermometric results have shown that there is a significant difference in the trapping temperatures between types 2 and 3 and that Type 2 has much more variable salinity values (Fig. 8F). In consequence, it is more likely that the aqueous Type 3 inclusions are not related to the immiscibility phenomenon. Furthermore, the lack of a continuous of temperature-salinity between aqueous and CO<sub>2</sub>-bearing inclusions rules out mixing. Therefore, the aqueous and CO<sub>2</sub>-bearing inclusions are interpreted to represent the entrapment of different fluids.

On the other hand, the aqueous inclusions show large variation in salinity and some variation in the final homogenization temperatures. Although subtle (because of the lesser T variation), these inclusions show co-variation in the temperature vs. composition space (Fig. 8F). In addition, the extreme values of T<sub>ht</sub> and salinities are concentrated in two samples, whereas the other samples show intermediate values of T<sub>ht</sub> and salinity. This is most likely a consequence of mixing.

## **8. Stable isotopes**

### *8.1. Results*

We have determined the isotope composition of hydrothermal minerals (quartz, chlorite, calcite, and pyrite – sericite flakes are too small and we were not able to separate them) and inclusion fluids from Moreira Gomes. The results are summarized in Table 2. The  $\delta^{18}\text{O}$  values in quartz show strong variation, between +8.1 and +14.3‰. The lowest values correspond to quartz from tiny veinlet that cut across an aplite and

from quartz from silicification spots in the host granite. In both cases, the rocks are only weakly mineralized (<1 ppm Au). The moderate to highest values come from quartz from mineralized veins and veinlets that cut across the hydrothermally-altered host tonalite. Quartz samples from veins show moderate variation in the  $\delta^{18}\text{O}$  values, from +12.0 to +14.0 ‰ and there is no clear relationship between the  $\delta^{18}\text{O}$  values and gold grades. The  $\delta^{18}\text{O}$  values of chlorite are in the range of +3.2 to +5.7, and again the lowest value comes from the weakly mineralized sample, whilst the  $\delta\text{D}$  values vary little, from -49‰ (weakly mineralized) to -44‰ (mineralized). The oxygen isotope composition of calcite is moderately variable, with  $\delta^{18}\text{O}$  values ranging from +8.8 to +10.9‰. In fact, this range of values shows less internal variation, with concentration of values in the +8.8 to +9.9‰ (samples with <1 ppm Au), and +10.3 to +10.9‰ (Fig. 9). It is noteworthy that within this second group the range is the same for samples coming from two different drill holes, but only the samples from drill cc50 are from the mineralized zones. The  $\delta^{13}\text{C}$  values of calcite show little variation (-2.4 to -3.2 ‰). The  $\delta\text{D}$  values of inclusion fluids range from -49 to -23‰ (mostly -31 to -29‰). The  $\delta^{13}\text{C}$  values of the  $\text{CO}_2$  in the same fluids vary between -2.8 and -3.5‰, and a strongly negative result of -23.8‰ has been recorded in one sample. Sulfur isotope compositions of pyrite show relatively small variation in the  $\delta^{34}\text{S}$  values, from -0.29‰ to +3.95‰ (average of  $+2.4 \pm 1$ ‰). No correlation has been observed between these values and depth or with gold grade.

## 8.2. *Isotope thermometry*

Temperatures have been calculated using the oxygen isotope compositions of the hydrothermal minerals and the fractionation equations of Sharp and Kirchner (1994) for

the quartz-calcite pair, and those of Matsuhisa et al. (1979) and Wenner and Taylor (1971) for the quartz-chlorite pair. The quartz-calcite pair yielded temperature values between 233 and 240°C in samples of quartz-carbonate veinlets from drill hole cc50, and between 317°C and 356°C in samples coming from drill holes cc58 and cc69, respectively. The quartz-chlorite pair from samples of drill hole 58 yielded temperatures of 304 and 359°C. These values must be taken with caution because there is no unequivocal proof of petrographic/textural equilibria between quartz and chlorite in the analyzed samples. Nevertheless, the obtained temperatures are in the same range of the fluid inclusion homogenization temperatures, and quartz and chlorite are part of the same hydrothermal event. Regarding the quartz-calcite pair, it clearly exhibits at least two, probably three, temperature populations (Fig. 10), and each population coming from different drill holes.

### *8.3. Fluid composition and sources*

The isotopic composition of the fluid(s) in contact with the hydrothermal minerals has been calculated using mineral-fluid fractionation factors and the main range of homogenization temperatures (280-350°C) of fluid inclusions. The following isotope fractionation equations have been used: quartz-H<sub>2</sub>O (Matsuhisa et al., 1979), chlorite-H<sub>2</sub>O (Graham et al., 1987), and calcite-H<sub>2</sub>O (Ohmoto and Rye, 1979). Following the large variations in the oxygen isotope composition of quartz, the fluid  $\delta^{18}\text{O}$  values range from +0.5 to +9.0‰. Such a large variation might have been produced by different fluids acting in separation or not (mixing), or mineral crystallization at different temperatures (hydrothermal stages). The fluid compositions calculated from chlorite and carbonate show less variation and fall within the same

range yielded by the quartz (Fig. 11A). A major difference is observed between the  $\delta D$  values measured in inclusion fluids (-23 to -49‰) and those calculated from chlorite (-8 to -15‰) (Fig. 11B). Most of the fluid compositions fall within the metamorphic field, and only the samples with the lowest fluid inclusion  $\delta D$  values plot in the magmatic water field of Sheppard (1986) in the  $\delta^{18}O$  vs.  $\delta D$  diagram (Fig. 11B). In addition, the sample with the lowest (magmatic-like)  $\delta D$  values is rich in  $CO_2$ -bearing fluid inclusions and contains only little aqueous inclusions. The  $\delta^{18}O$  vs.  $\delta D$  diagram also shows that the distribution of fluid compositions follows a trend from high  $\delta^{18}O$ -low  $\delta D$  to low  $\delta D$ -high  $\delta^{18}O$  values.

The  $\delta^{13}C$  values of the fluid  $CO_2$ , calculated from calcite, range from -1.4 to -0.6‰ (at 280°C) and 0.0 to -0.8‰ (at 350°C). The  $\delta^{13}C$  values of fluid inclusion  $CO_2$ , which is a direct measure of the carbon isotope composition of the (paleo) hydrothermal fluid, are in the range of -3.5 to -2.8‰. A few hypotheses are envisaged: (1) calcite has precipitated from a fluid that had a carbon isotope composition that was slightly different from that of the fluid inclusion  $CO_2$ , (2) low-temperature alteration/re-equilibration of calcite, and (3) the temperatures used to calculate the fluid composition from calcite analyses are not relevant. If we assume that calcite has precipitated from the same  $CO_2$ -bearing fluid that has been trapped in the fluid inclusions, then the equilibrium temperatures should be 173-197°C and 182-206°C for samples EK2L and EK2M, respectively. These temperature values have been found only in aqueous inclusions. Regardless of the chosen hypothesis, the  $CO_2$   $\delta^{13}C$  values are rather higher than those of magmatic, mantle and crustal sources ( $\sim -5$ ‰ – Taylor, 1986), and lower than those of marine carbonate ( $\sim 0$ ‰ – Ohmoto, 1986). Marine carbonates are not known in the Tapajós Province. A possible explanation for the measured values is closed-system  $CO_2$ -degassing from a crystallizing magma, since  $CO_2$  is slightly



enriched in  $^{13}\text{C}$  relative to its source magma (Taylor, 1986). One sample presented a highly negative  $\delta^{13}\text{C}$  value of -23.8‰, which indicates organic provenance. At this moment, however, we do not have an explanation for this behaviour, because organic sources (e.g., carbon-bearing sedimentary rocks) have not been reported for the study region so far.

The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite (-0.29‰ to +3.95‰) are more likely derived from magmatic sulfur, either from felsic magmas or from leaching of magmatic sulfides in crustal rocks. Marine and sedimentary sulfur have, respectively, more positive and more negative values than those found at Moreira Gomes (Campbell and Larson, 1998).

## **9. Discussions**

### *9.1. Evolution of the hydrothermal system*

The data obtained in this study suggest that the hydrothermal system at Moreira Gomes evolved in at least three stages (Fig. 12). (1) Considering the stable isotope composition of the fluid and the absence of a known metamorphic event at the time of ore deposition, we assume that the hotter aqueous-carbonic fluid is of magmatic derivation. This fluid started to be trapped at about 400°C (highest homogenization temperatures of Type 2 fluid inclusions) and the main trapping occurred at 320-350°C, probably due to phase separation. Chlorite was mainly formed at this stage, mostly in equilibrium with sericite, quartz and pyrite. This is consistent with petrographic data, the peak of homogenization temperatures of Type 2 fluid inclusions (Fig. 8D), and with the quartz-chlorite equilibrium temperature. Pressure was lower than 2.1 kbar, as indicated by the isochore relationships (Fig. 13). Assuming lithostatic conditions, depths

down to 6-7 km are inferred for this process. (2) With the cooling of the hydrothermal system and intensive earlier exsolution of the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> magmatic fluid, this fluid became depleted in CO<sub>2</sub> (e.g., Lowenstern, 2001; Baker, 2002). Accordingly, it is possible that the hotter and more saline aqueous fluid (Type 3 inclusions present in sample EK2C – Fig. 8D) represents this late trapping stage of the initial immiscible H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid that was trapped at about 280°C (Fig. 8D). Petrographic evidence indicates that epidote, and probably barite, formed in this stage. (3) Mixing of the aqueous (partially aqueous-carbonic) fluid (~270-290°C, >6% NaCl) with a cooler and less saline fluid (90-100°C, <2-3% NaCl) is indicated by the trend observed in the salinity versus homogenization temperature of fluid inclusions (Fig. 8F). Pressure conditions at this stage were similar to that of the first stage, up to 2 kb (Fig. 13). The main carbonatization phase is associated with this stage, as given by petrographic evidence and the isotope equilibrium temperature of the quartz-calcite pair. Locally (e.g., sample EK2P), the cooler and less saline fluid has been trapped as individual aqueous fluid inclusions. More likely, this fluid is from meteoric origin, as indicated by the isotopic data (Fig. 11B), and might have isotopically re-equilibrated part of the chlorite.

## *9.2. Gold transport and deposition*

Based on the hydrothermal mineral assemblage, with presence of calcite and white mica (sericite) and absence of K-feldspar, the fluid pH at Moreira Gomes is thought to have been neutral to slightly alkaline (cf. Romberger, 1990). In addition, the absence of hematite and the coexistence of chlorite and pyrite and the  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite indicate reducing conditions for the fluid (see Kerrich, 1987; Romberger, 1990;

Hayashi and Ohmoto, 1991). Small barite crystals were recognized only locally and their textural relationships with sulfide minerals are uncertain. Notwithstanding, the presence of barite indicates that slightly oxidizing conditions have been attained at least locally.

The physico-chemical conditions described above, along with the fluid inclusion properties, the presence of pyrite and absence of significant amounts of base metals indicate that  $\text{H}_2\text{S}$  (or  $\text{HS}^-$ ) might have been the predominant sulfur species in the mineralizing fluid, and that  $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$  might have been the gold transporting complex (Shenberger and Barnes, 1989; Benning and Seward, 1996).

At Moreira Gomes, gold occurs mainly as inclusions in pyrite crystals and subordinately as free-milling particles. This might indicate different mechanisms of precipitation. Phase separation of immiscible fluids, probably induced by magma degassing and minor pressure fluctuation, and mixing of fluids have reasonably been identified in our study. Increasing of the fluid pH by sericitization of the K-feldspar, and reduction of the sulfur activity by precipitation of sulfide minerals via fluid-mafic minerals (Fe-Mg-bearing minerals, such as biotite, amphibole and magnetite) reaction might have occurred in response to fluid-rock interaction.

The abundant occurrence of  $\text{CO}_2$ -bearing fluid inclusions and of calcite shows that the fluid was rich in  $\text{CO}_2$ . Removal of  $\text{CO}_2$  from the fluid to form fluid inclusions and by dissociation to form carbonate according to the reaction  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ , would raise the pH of the solution and the activity of the carbonate ion in the solution (raise in the  $f\text{CO}_2$  of the solution) favoring the precipitation of calcite (Rimstidt, 1997). This causes variation in the redox conditions of the fluid and destabilization of the bisulfide complex. However, at Moreira Gomes sericitization and

sulfidation appear to be directly related to gold precipitation, whereas carbonatization is considered to be a late alteration process.

In summary, it appears that the gold deposition at Moreira Gomes occurred in response to concurrent and sometimes conflicting (pH variations, for instance) mechanisms, involving phase separation, mixing and fluid-rock reactions. We interpret that the main phase of gold deposition was associated with the precipitation of the predominant hydrothermal mineral assemblage, formed by quartz, chlorite, sericite, and pyrite. This was related to the end of the first stage of hydrothermal evolution that occurred mainly at 320-350°C, <2.1 kbar, and 6-7 km in depth.

### *9.3. Genetic model*

The orogenic, intrusion-related, porphyry-type, and high- and low-sulfidation epithermal classes have already been proposed to individual gold deposits and showings in the Tapajós Gold Province (Dreher et al., 1998; Jacobi, 1999; Klein et al., 2001b, 2004; Juliani et al., 2002, 2005, 2012; Coutinho, 2008; Borges et al., 2009; Echeverri-Misas et al., 2013; Santiago et al., 2013; Veloso and Santos, 2013; Villas et al., 2013). According to Santos et al. (2001), the orogenic deposits are subdivided into: (1) turbidite-hosted deposits emplaced in ductile structures and (2) magmatic arc-hosted veins emplaced in ductile-brittle structures. The same authors subdivided the intrusion-related type in (3) epizonal quartz veins emplaced in brittle and extensional faults, and (4) epizonal disseminations and stockworks. To Coutinho (2008) all deposits are mesozonal to epizonal orogenic. Both authors included the Cuiú-Cuiú deposits/showings in the orogenic class. The Guarim prospect has been included in the same class by Klein et al. (2001 b). Recently, the Tocantinzinho deposit, which shares

several characteristics with Moreira Gomes, in terms of host rocks, structural style, and alteration patterns, has been interpreted as an intrusion-related deposit (Santiago et al., 2013; Villas et al., 2013).

Available geological and geochronological data indicate that ore deposition at Moreira Gomes is clearly epigenetic and quite younger (~1.86 Ga) than the the emplacement of the host granitoids (1.99 Ga – Silva Júnior et al., in preparation). Despite the fluid composition and P-T conditions determined in our study, which are similar to those of orogenic gold deposits, the absence of a metamorphic event at the time of ore formation (the metamorphism in the Tapajós domain is inferred to have occurred at about 2.0-1.95 Ga – Santos et al., 2001; Klein et al., 2002), appears to rule out the interpretation of Moreira Gomes as an orogenic gold deposit. Alteration and structural styles, low base metal contents and fluid composition also rule out porphyry-epithermal systems (e.g., Seedorf et al., 2005; Simmons et al., 2005).

Intrusion-related gold deposits, both the classical oxidized and reduced types, must be clearly linked to a causative intrusion (Sillitoe and Thompson, 1998; Thompson and Newberry, 2000; Lang and Baker, 2001; Hart, 2007; Robert et al., 2007). This link has been established to the south of the Tapajós domain, in the Serrinha deposit of the Alta Floresta region (Moura et al., 2006). In the Cuiú-Cuiú goldfield, a causative intrusion has not been identified to date and a good definition of the redox state of the granitoid magmas in this region has not been attained as well.

In our interpretation, Moreira Gomes is the product of a magmatic-hydrothermal (intrusion-related?) gold system in which low-salinity, CO<sub>2</sub>-bearing aqueous fluids have been degassed in early stages of fluid-magma evolution at depths of about 6-7 km; with the evolution of the system the fluid became depleted in CO<sub>2</sub> and slightly more saline (e.g., Baker, 2002) and, eventually, the magmatic-derived fluid mixed with cooler and

diluted meteoric waters. The age of ore deposition (1.86 Ga – Silva Júnior et al., in preparation) suggests that the magmatic-hydrothermal system might be related to the calc-alkaline Parauari Intrusive Suite, although the transitional to predominantly alkaline Maloquinha Intrusive Suite cannot be discarded. Clearly, detailed mapping (although the area is strongly weathered), rock and ore geochemistry, and a better definition of the tectonic setting of the Cuiú-Cuiú region would help the interpretation of a deposit model for Moreira Gomes and the whole Cuiú-Cuiú goldfield.

## 10. Conclusions

The Moreira Gomes gold deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield is a structurally-controlled tonalite-hosted gold deposit. Available data indicate that the host tonalite belongs to the magmatic arc/post-collision Creporizão Intrusive Suite (1997 Ma) and that gold deposition occurred at about 1.86 Ga.

The petrographic, fluid inclusion and stable isotope data of our study indicate that the deposit formed from a magmatic-hydrothermal system that evolved in at least three stages, each one characterized by different fluid types, alteration minerals, and physico-chemical conditions:

- (1) Exsolution of a magmatic-derived CO<sub>2</sub>-bearing aqueous fluid of low salinity and low to moderate density. The main hydrothermal assemblage, associated with gold precipitation, is composed of chlorite, sericite, quartz and pyrite, and formed between 400°-350°C and up to 2.1 kbars, and down to 6-7 km in depth.
- (2) Cooling and continuous exsolution of CO<sub>2</sub> from the magmatic fluid resulting in a slightly more saline aqueous fluid (possibly by phase separation, although a separate aqueous fluid cannot be ruled out). Chlorite, sericite, quartz and pyrite (Au?) continued

to form, but epidote is the main hydrothermal phase in this stage, which occurred at slightly lower temperatures (350°-280°C) and similar pressures in relation to the stage 1 fluid.

(3) Mixing of stage 2 aqueous fluid with a cooler and diluted meteoric fluid, which was responsible for the main phase of calcite precipitation.

Precipitation of gold occurred by concurring mechanisms such as phase separation, cooling, mixing, and fluid-rock reactions. Although a magmatic-hydrothermal system is relatively well constrained by our data, Moreira Gomes does not show the classic (end-member) features of oxidized or reduced intrusion-related gold systems.

## **Acknowledgements**

RFSA thanks CAPES (*Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior*) for scholarship and ELK acknowledges the Brazilian *Conselho Nacional para o Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq) for research Grant (process 306723/2009-3). Dennis Moore (Magellan Minerals) is thanked for allowing access to the project area, drill cores and exploration data, and Fabiano Lima de Souza (formerly Magellan Minerals) is thanked for support during field work and sampling. The paper is an outcome of the *Metalogênese do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará* (MCT/CNPq process n° 475614/2010-0) project, and is also a contribution to the Instituto de Geociências da Amazônia-GEOCIAM/CNPq). The authors acknowledge the comments of Dr. Jochen Kolb and of an anonymous reviewer.

## References

- Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Brito, M.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. (Org.), Contribuições à Geologia da Amazônia, Belém, 2, 57-112, SBG.
- Baker, T., 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97, 1111–1117.
- Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, [CD-ROM].
- Benning, L.G., Seward, T.M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150 to 400°C and 500 to 1,500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1849-1871.
- Bowers, T.S., Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 1247–1275.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1986. Mixing of H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> in fluid inclusions. Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 847-852.
- Borges, R.M.K. Dall’Agnol, R., Lamarão, C.N., Figueiredo, M.A.B. M., Leite, A.A.S., Barros, C.E.M., Costi, H.T., 2009. Petrografia, química mineral e processos



- hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, 375-393.
- Campbell, A.R., Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: Richards, J.P., Larson, P.B. (Eds.), *Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Mineralogy*, 10, 173-193.
- 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. Virginia Tech, Blacksburg*, 309-326.
- Collins, P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435-1444.
- Chaves, C.L., Moura E.M. (in press). *Geologia e recursos minerais da Folha Cuiú-Cuiú, SB.21-X-C-IV. Escala 1:100.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém.*
- Chi, G., Liu, Y., Dubé, B., 2009. Relationship between CO<sub>2</sub>-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry* 24, 504-516.
- Coutinho, M.G.N., 2008. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 420 p.*
- Coutinho, M.G.N., Souza, E.C., Guimarães, M.T., Liverton, T., Walsh, J.N., 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. In: Coutinho, M.G.N. (Ed.), *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 137-196.*

- Coutinho, M.G.N., Fallick, A.E., 2008. Sistema Hidrotermal. In: Coutinho, M.G.N. (Ed.), *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 265-296.
- Cox, S.F., Sun, S.S., Etheridge, M.A., Wall, V.J., Potter, T.F., 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*, 90, 1722-1746.
- Crawford, M.,L ., Hollister, L.S., 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: Walther J.V., Wood B.J. (Eds.), *Fluid rock interaction during metamorphism*. Physical Geochemistry, Springer, Berlin, 5,1-35.
- Diamond, L.W., 2003. Glossary: Terms and Symbols used in Fluid Inclusion Studies. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32, 10.
- Dreher, A.M., Vlach, S.R.F., Martini, S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 3, 397-404.
- Dubessy, J., 1994. Single components systems: phase diagrams and their application to fluid inclusions. In: De Vivo B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg, 95-115.
- 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).

- Graham, C.M., Viglino, J.A., Harmon, R.S., 1987. Experimental study of hydrogen isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *American Mineralogist*, 72, 566-579.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., 1993. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions: Contributions to Mineralogy and Petrology, 114, 489-500.
- Hart, C., 2007. Reduced intrusion-related gold deposits. In: Good fellow W.D (Ed), Mineral deposits of Canada. Geological Association of Canada, Special Publication, 5, 95–112.
- Hayashi, K.I., Ohmoto, H., 1991. Solubility of gold in NaCl- and H<sub>2</sub>S-bearing aqueous solutions at 250–350°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2111-2126.
- Huizenga, J.M., Touret, J.L.R., 1999. Fluid inclusions in shear zones, the case of the Umwindsi shear zone in the Harare-Shamva-Bindura greenstone belt, NE Zimbabwe. *European Journal of Mineralogy*, 11, 1079-1090.
- 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., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D., 2002. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, 119,225-256.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Silva, R.H.C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. Neumann, R., Alcover Neto, A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable - isotope constraints. *Chemical Geology*, 215, 95-125.

- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B., Fernandes, C.M.D., 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian Craton, Brazil. In: International Geology Congress, 12, IUGS, [CD-ROM].
- Kerrich, R., 1987. The stable isotope geochemistry of Au–Ag vein deposits in metamorphic rocks. In: Kyser, T.K. (Ed.), Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Germany, 287-336.
- Kerrich, R., 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: Bursnall, J.T. (Ed.), Mineralization and Shear Zones. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 6, 129-197.
- Klein, E.L., Almeida, M.E., Vasquez, M.L., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L. E.S., Ferreira, A.L., 2001a. 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. Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília. [CD-ROM].
- Klein, E.L., Santos, R.A., Fuzikawa, K., Angélica, R.S., 2001b. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36, 149-164.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Carvalho, J.M.A., 2002. Geology of Paleoproterozoic gneiss and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 44, 544-558.

- Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 59-66.
- Klein, E.L., Harris, C., Renac, C., Giret, A., Moura, C.A.V., Fuzikawa K., 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil. *Mineralium Deposita* 41, 160-178.
- Klein, E.L., Carvalho, J. M. A., 2008. Recursos Minerais. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Orgs.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém, 217-262.
- Klein, E. L., Fuzikawa, K. 2010. Origin of the CO<sub>2</sub>-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 37, 31–40.
- Kyser, T.K., O’Neil, J.R., 1984. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2123-2133.
- Lafon, J.M., Coutinho, M.G.N., 2008. Isótopos radiogênicos de chumbo. In: Coutinho, M.G.N. (Ed.), *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 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.
- Lang, J.R., Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36, 477-489.
- Lowenstern, J.B., 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita* 36, 490-502.
- 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.
- McCuaig, T.C., Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12, 381-453.
- McMahon, A. M. P.G., 2011. Resource Estimate and Technical Report for the Cuiú Cuiú Project Tapajós Region, North-Central Brazil, 134.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olivo, G.R., Kyser, T.K. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution. *Economic Geology*, 101, 585-605.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley, J.W., Taylor Jr., H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 16, 491-559.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, 509–567.

- 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: Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos, SBG.
- 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.
- Rimstidt, J.D., 1997. Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes, H.B. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Jon Wiley & Sons, 487-515.
- Robert, F., 1996. Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canadian Geological Survey. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil cooperation project for sustainable development in the mineral sector, 35.
- 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.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B.T., Dobak, P.J., McEwan, C.J., Rowe, R.R., Zhou, X. 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types. In: Milkereit, B. (ed) *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 691-711.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 12, 644.
- Romberger, S.B., 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Robert, F. (Ed.), *Greenstone Gold and Crustal Evolution NUNA Conference*, 61-66.

- Santiago, E.S.B., Villas, R.N., Ocampo, R.C., 2013. The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós Province, State of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, 43,1, 185-208.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E, Groves, D.I., McNaughton, N.J., Flecher, I.R., 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3, 453-488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36, 278-299.
- Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 13, 73-109.
- Santos, R.A., Coutinho, M.G.N., 2008. Geologia estrutural. In: Coutinho, M.G.N. (Ed.), *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 97-135.
- Savin, S.M., Epstein, S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 25-42.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett Jr., J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D. 2005. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 251-298.
- Schmidt-Mumm, A., Oberthur, T., Vetter, U., Blenkinsop, T.G., 1997. High CO<sub>2</sub> content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*, 32, 107-118.



- 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.
- Shenberger, D.M., Barnes, H.L., 1989. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2, 269-78.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J.W., Taylor Jr., H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 16, 165-184.
- Sillitoe, R.H., Thompson, J.F.H., 1998. Intrusion related vein gold deposits: Types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology*, 48, 237-250.
- Silva Júnior, C.A.S., Klein, E.L., Galarza, M.A., Moore, D. J. Zircon geochronology and Pb isotope constraints on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. In preparation
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology* 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, 485-522.

- Taylor, B.E. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (eds) Stable isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, 185-225.
- Thompson, J.F.H., Newberry, R.J., 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Economic Geology Review*, 13, 377–400.
- Valley JW, Kitchen N, Kohn MJ, Niendorf CR, Spicuzza MJ (1995) UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 5223-5231.
- 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: SBG, Simpósio de Geologia da Amazonia, 6, 471-474.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Ricci, P.S.F., 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, 3, 67-84.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Klein, E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds), *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. CPRM, Belém.

- 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.
- Vityk, M.O., Bodnar, R.J., 1995. Textural evolution of fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 309-323.
- Wilkins, R.W.T. , Barkas, J.P., 1978. Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, 293-299.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
- Wenner, D.B., Taylor Jr., H.P., 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32, 165-168.

## Figure Captions

Figure 1 – Location of the Tapajós Gold Province in relation to the geochronological provinces of the Amazonian Craton (according to Vasquez et al., 2008, modifying Santos et al., 2003).

Figure 2 – Geological map of the Tapajós Gold Province (modified from Klein et al., 2001b), with location of the Cuiú-Cuiú region.

Figure 3 – Geological map of the Cuiú-Cuiú region (adapted from Chaves and Moura, in press)

Figure 4 – Simplified geological map of the Moreira Gomes deposit (Adapted from McMahon, 2011)

Figure 5 – Aspects of the host rocks at the Moreira Gomes gold deposit. (A) Unaltered host rock; original color is preserved. (B) Hydrothermally-altered host rock; original color and texture modified. (C) Photomicrograph of a host tonalite with preserved igneous texture. (D) Photomicrograph showing fractured crystal of plagioclase. (E) Photomicrograph of plagioclase crystal with deformed twins. Mineral abbreviations: Pl: plagioclase, Bt: biotite, Ttn: titanite, Qtz: quartz, Hbl: hornblende.

Figure 6 – Aspects of the hydrothermal alteration at Moreira Gomes. (A) Pervasive hydrothermal alteration; (B) strong sericitization of plagioclase crystals; (C) sericite filling fractures; (D) radial aggregates of chlorite crystals; (E) quartz-carbonate veinlet; (F) pyrite crystal crosscut by carbonate veinlet; (G) epidote zone crosscut by carbonate veinlet; (H) aggregates of quartz crystals; (I) quartz-sulfide veinlets; (J) fracture-filling pyrite; (L) pyrite crystal with inclusions of other sulfide minerals; (M) laminated quartz vein; (N) deformation lamellae in quartz crystals; (O) fine-grained quartz in veinlets; (P) modes of occurrence of the gold particles; (Q) visible gold in quartz vein. Mineral abbreviations: Pl: plagioclase; Bt: biotite; Ser: sericite; Ttn: titanite; Qtz: quartz; Hbl: hornblende; Gn: galena; Ccp: chalcopyrite; Py: pyrite; Au: gold.

Figure 7 – Aspects of the fluid inclusions. (A-B) Mode of occurrence of the three types of fluid inclusions (1-2-3) in a single microscopic domain; (C) necking down features; (D) two-phase carbonic inclusion; (E) three-phase aqueous carbonic inclusion; (F) two-phase aqueous inclusion.

Figure 8 – (A-E) Histograms of the microthermometric data of the fluid inclusions; (F) Tht vs. salinity diagram for types 2 and 3 fluid inclusions. L stands for liquid, V stands for vapor.

Figure 9 –  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  diagram for the hydrothermal calcite of the Moreira Gomes deposit.

Figure 10 – Diagram comparing the  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz, calcite and chlorite. The solid and dashed lines represent equilibrium temperatures between quartz and calcite. See text for explanation.

Figure 11 – (A) Oxygen isotope composition of the fluid in equilibrium with, quartz, chlorite and calcite. (B) Oxygen and hydrogen isotope composition of the fluid in equilibrium with quartz and chlorite, and hydrogen isotope composition of inclusion fluids extracted from quartz of the Moreira Gomes deposit. The magmatic and metamorphic fields are as defined by Sheppard (1986) and the kaolinite line by Savin and Epstein (1970).

Figure 12 – Diagram tentatively showing the temporal evolution of the mineral associations in the different hydrothermal stages.

Figure 13 – Pressure-temperature diagram showing isochores covering the range of compositions and densities of aqueous-carbonic (thick solid lines) and aqueous (thick dotted lines) inclusions from Moreira Gomes. The dashed curve represents the solvus for  $X\text{CO}_2 = 10$  and 6 wt % NaCl equiv. (Bowers and Helgeson, 1983). Vertical lines show the temperature variations obtained from isotope geothermometry and fluid inclusion (FI) homogenization temperatures. Mineral abbreviations: qtz: quartz; cc: calcite; chl: chlorite.

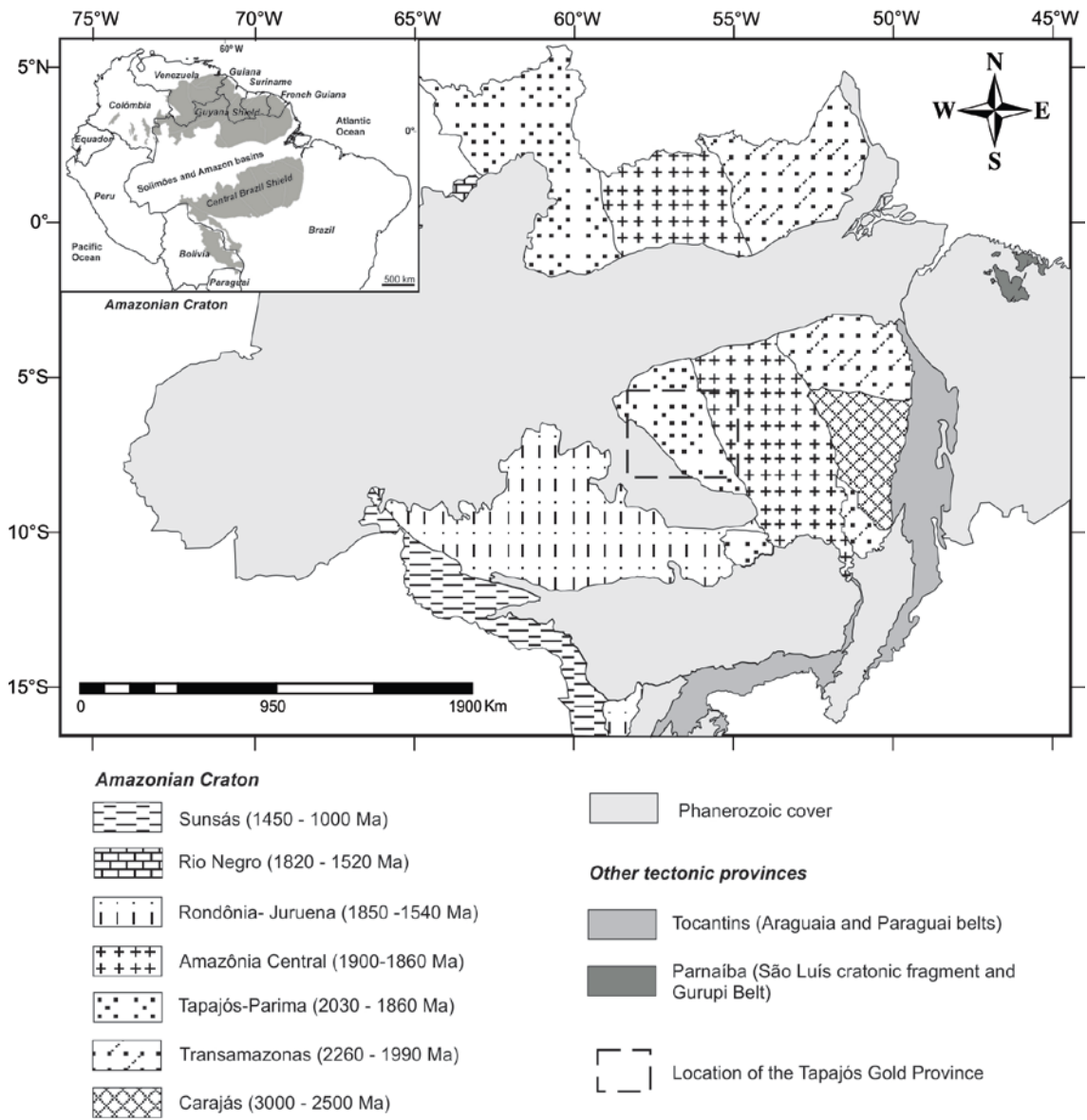


Figure 1

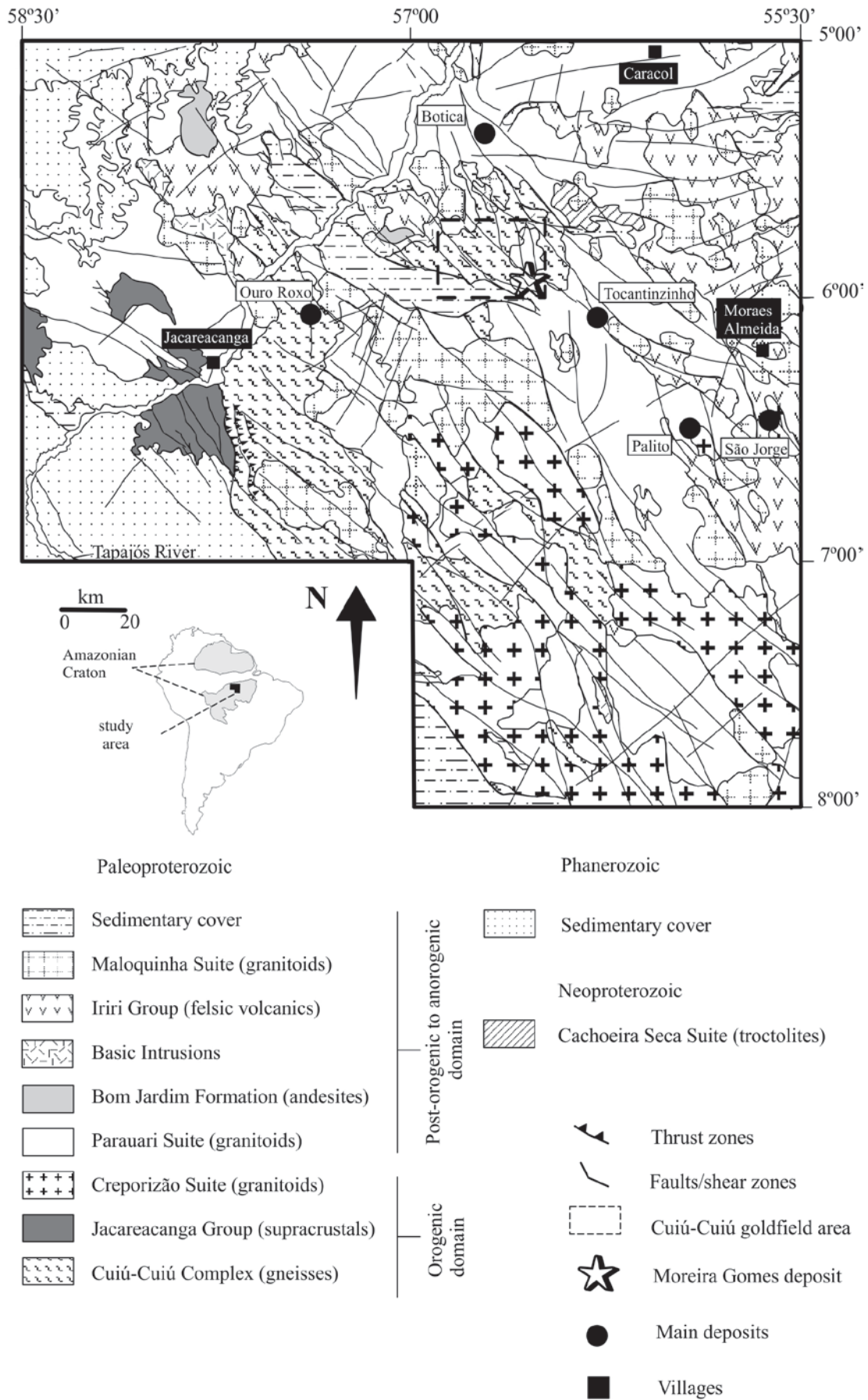


Figure 2



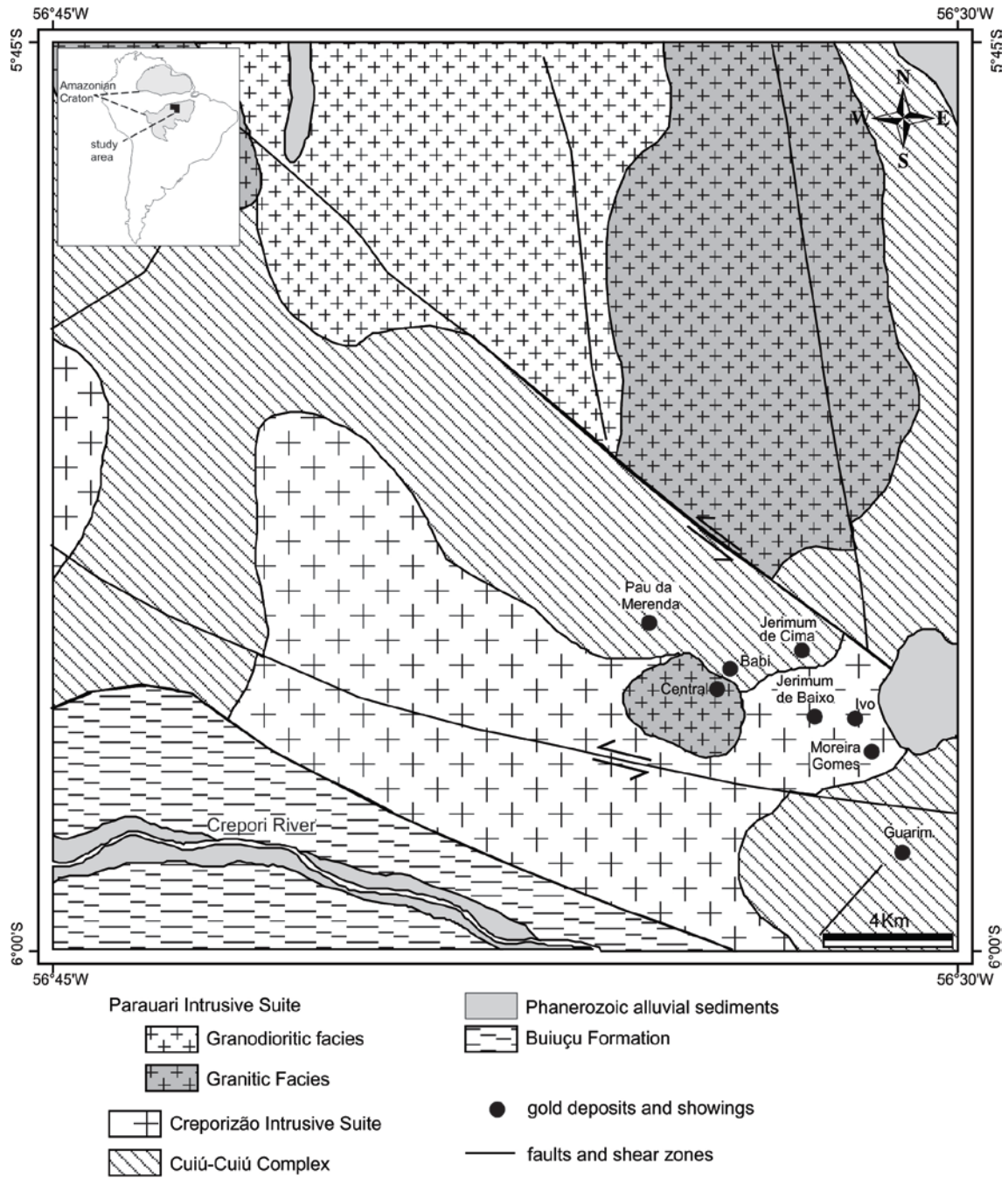


Figure 3

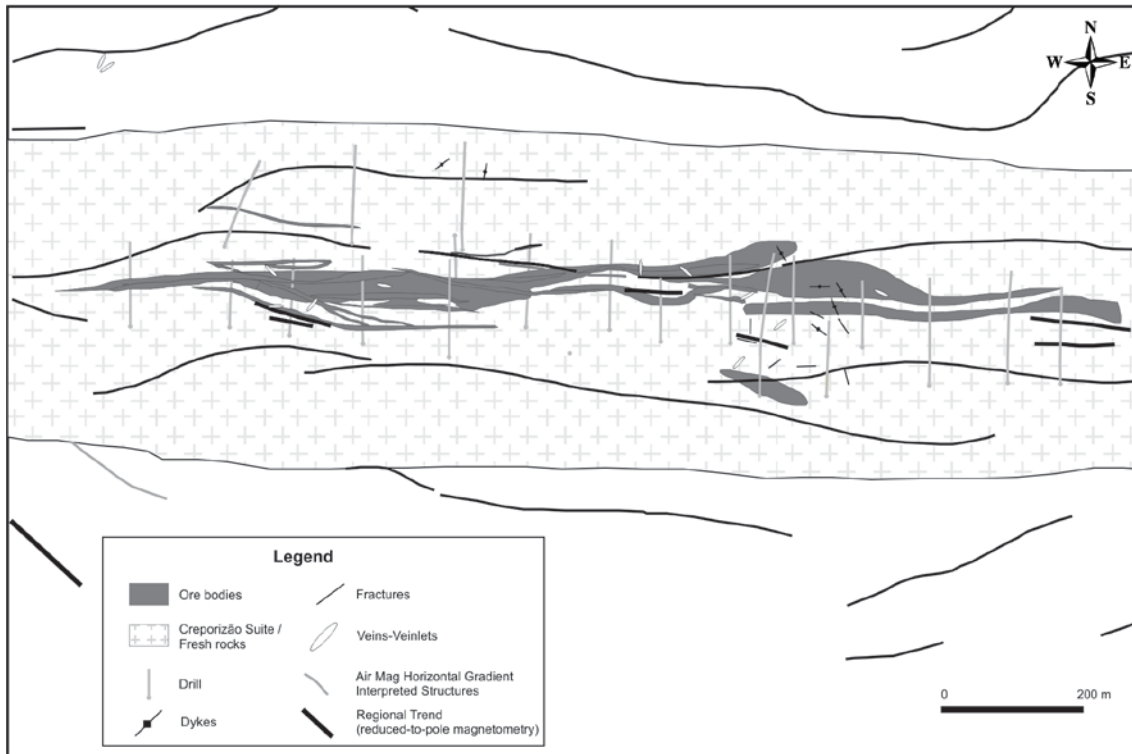


Figure 4

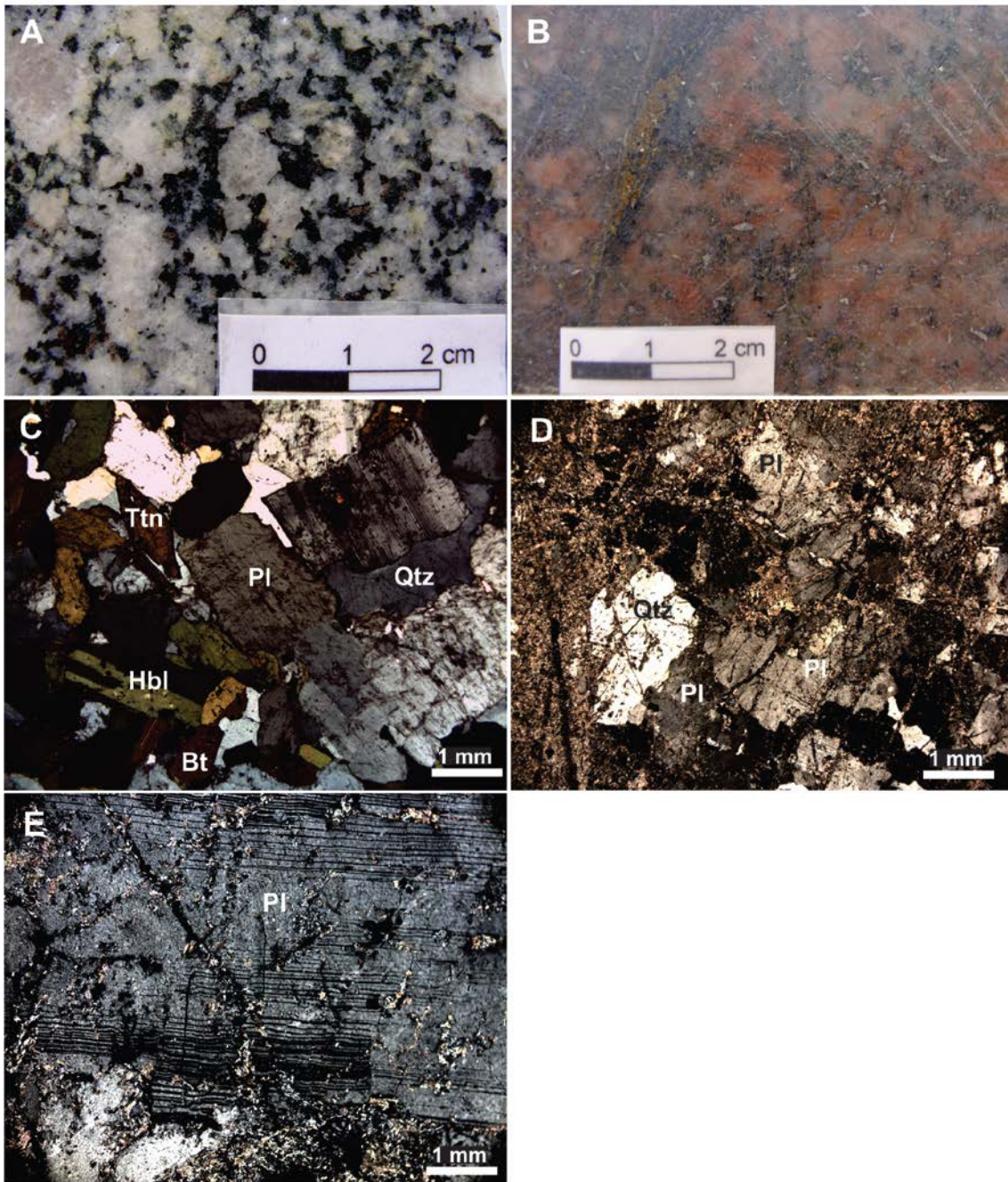


Figure 5

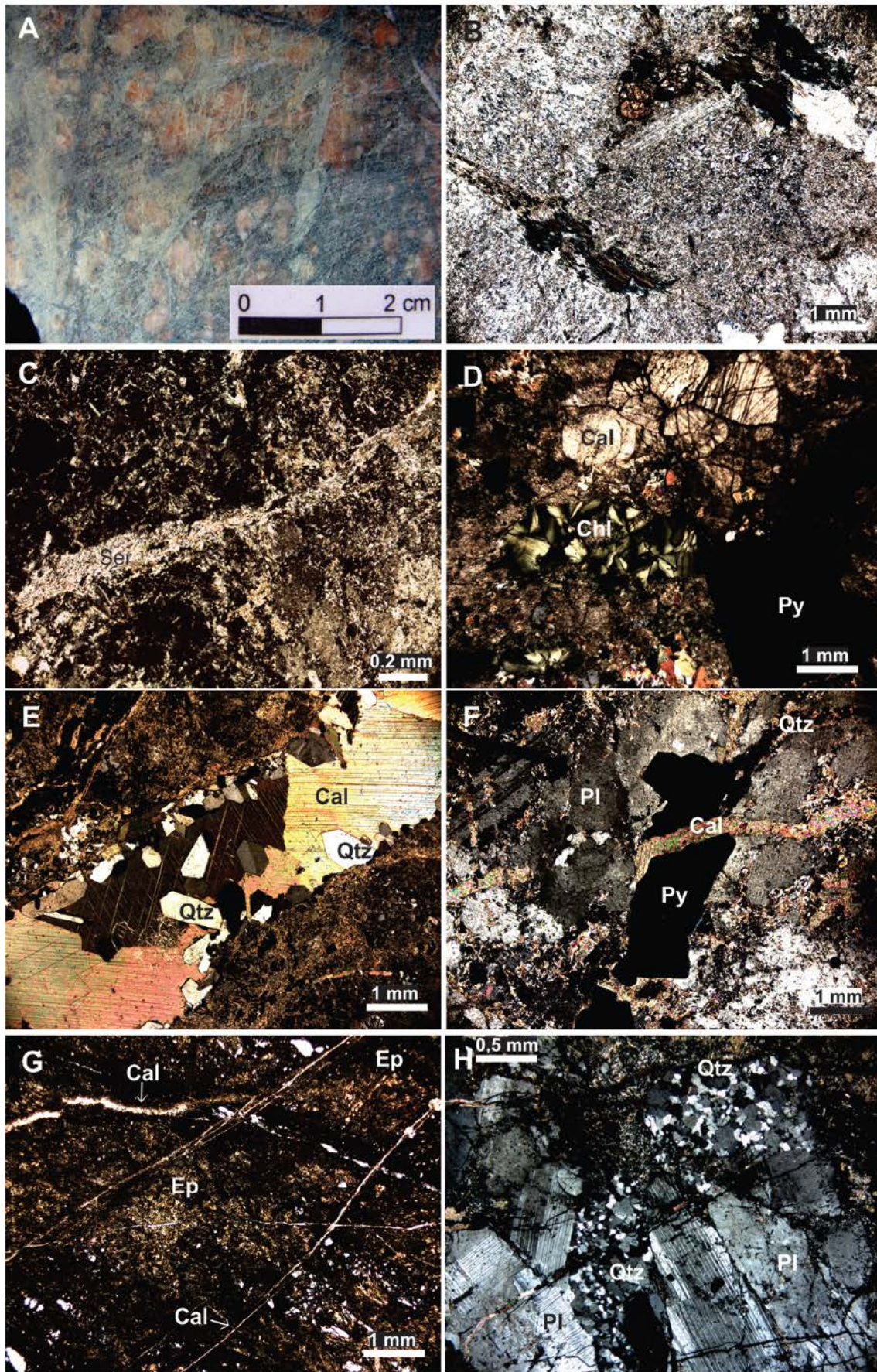


Figure 6

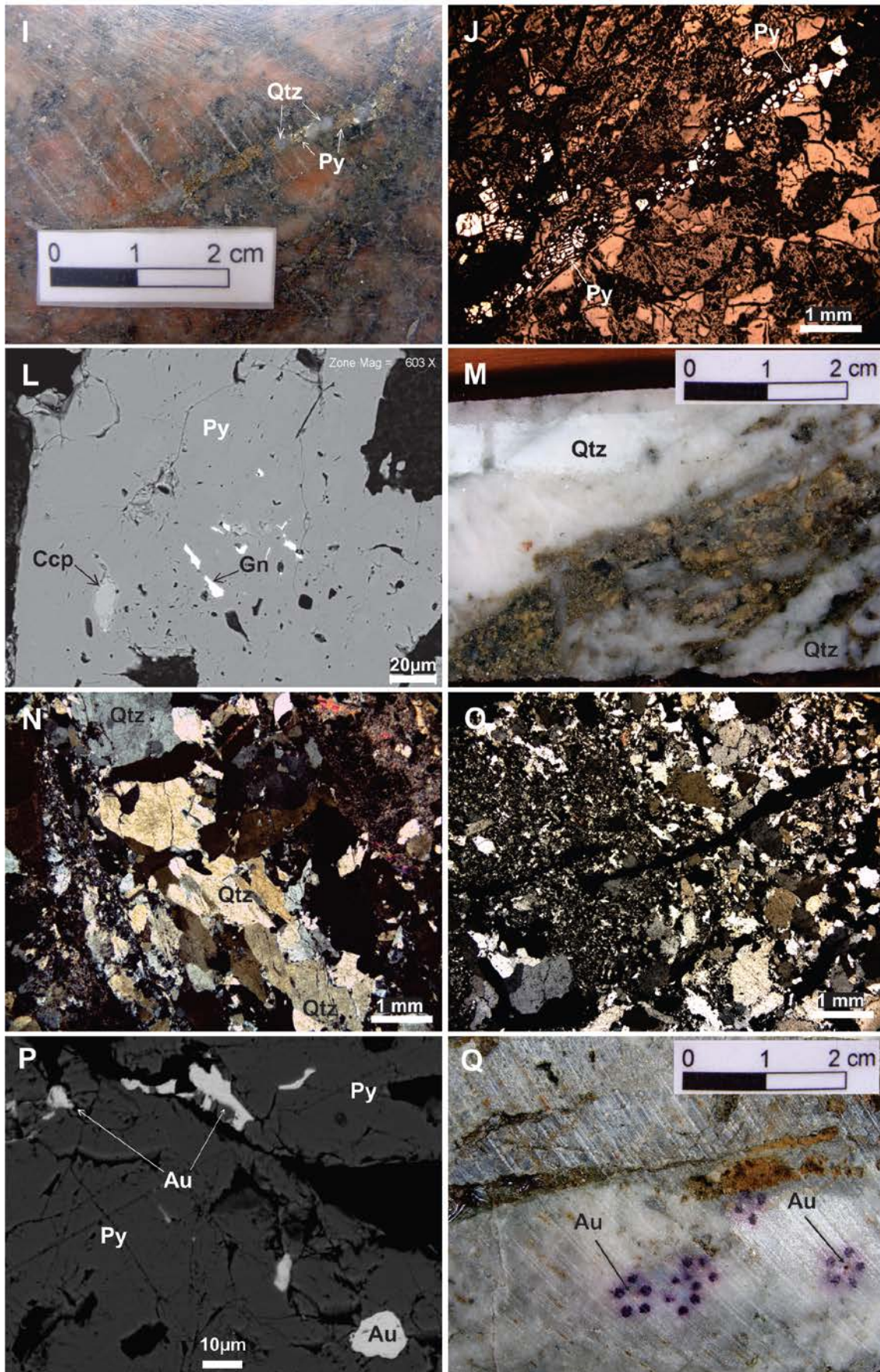


Figure 6 continued

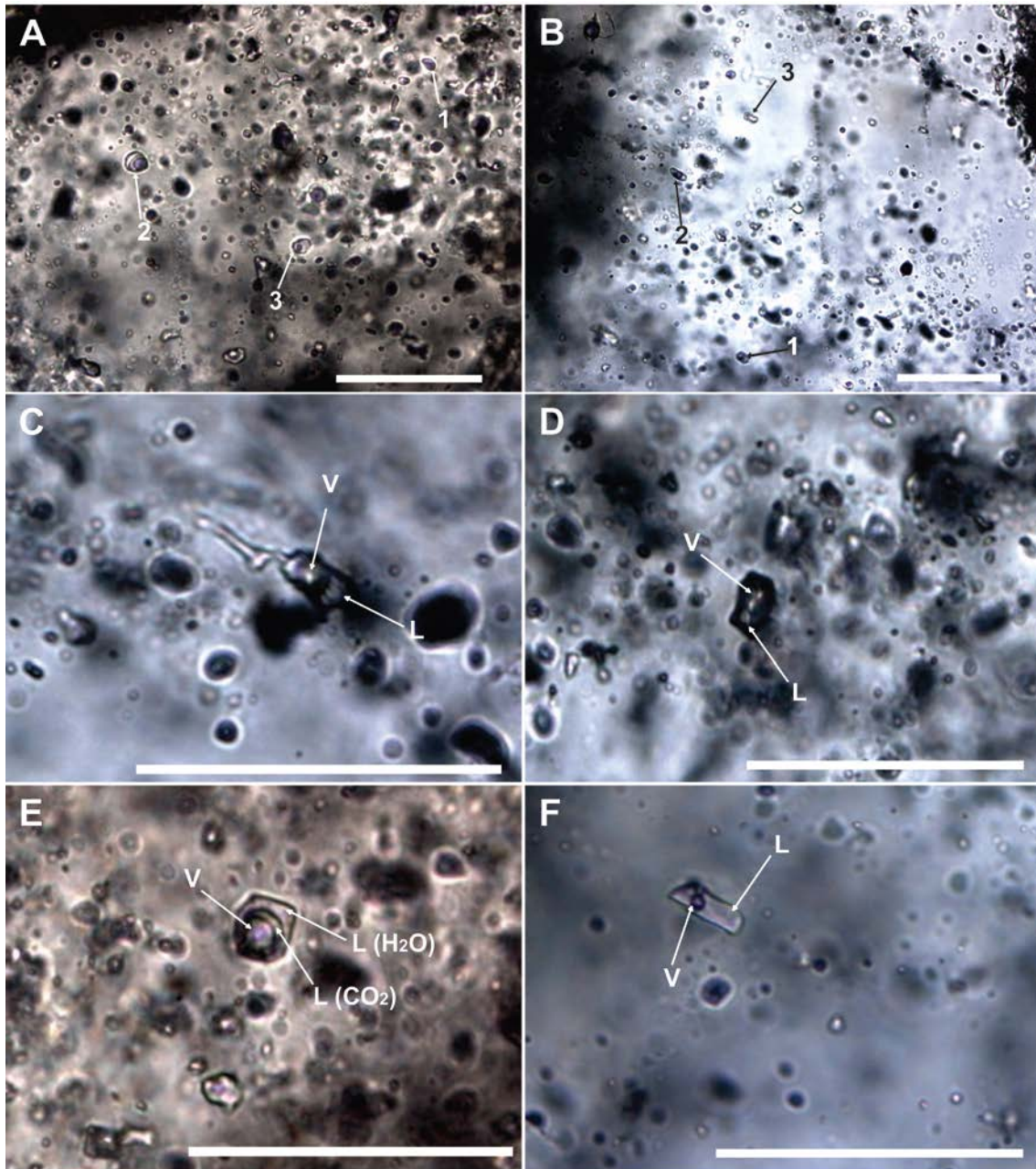


Figure 7

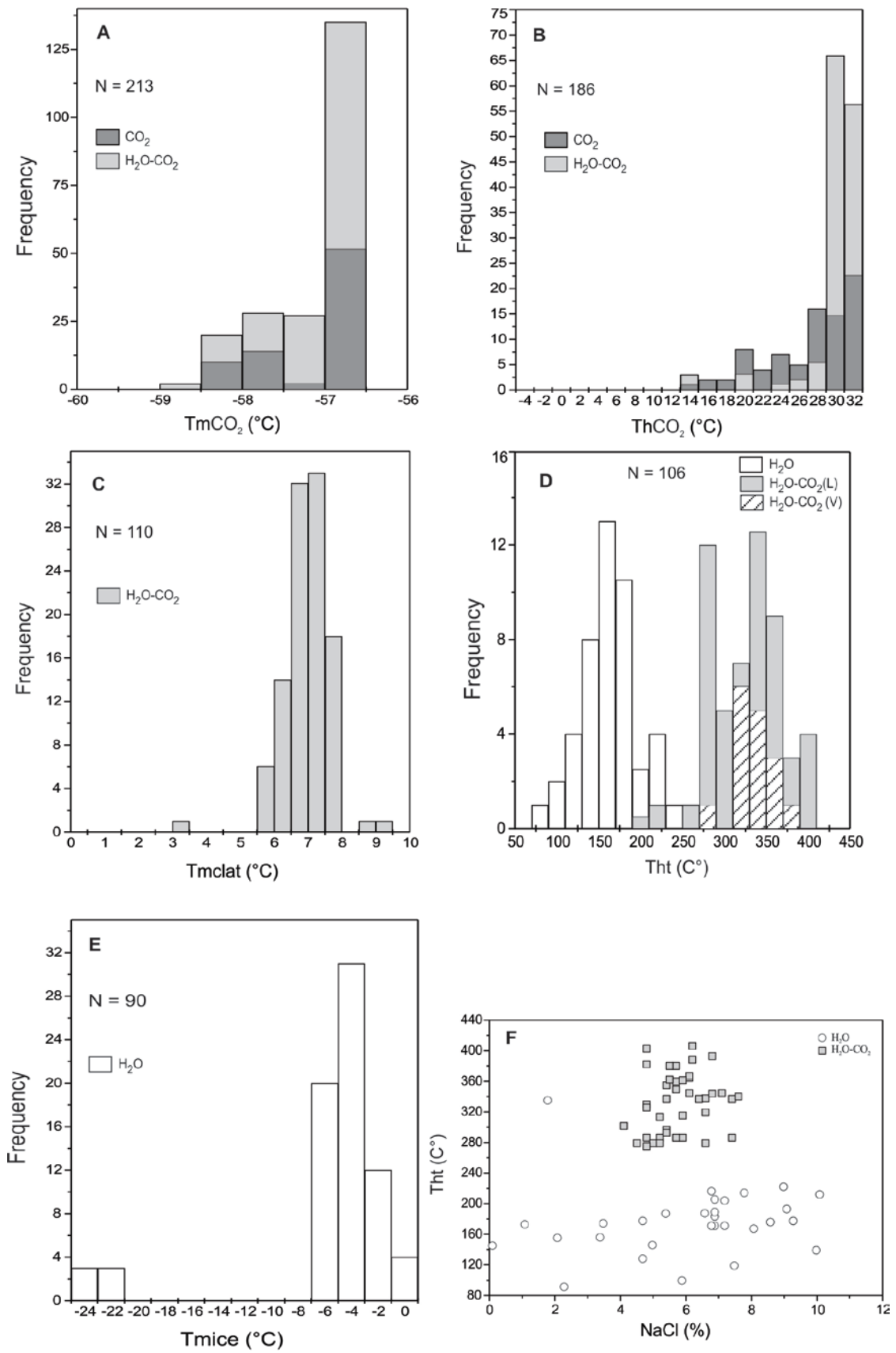


Figure 8

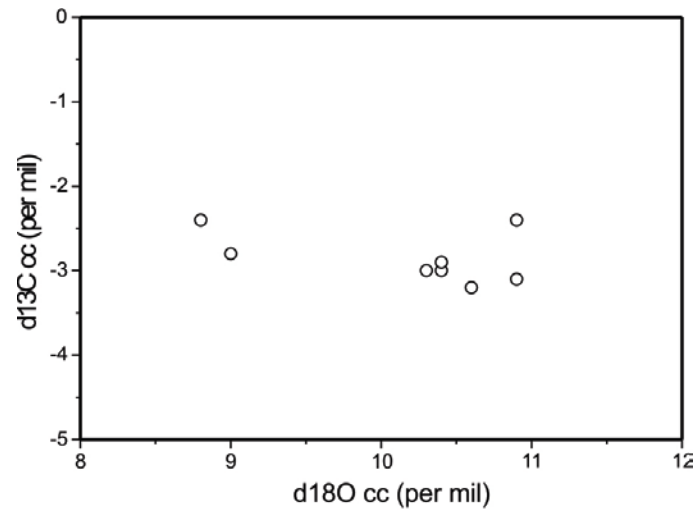


Figure 9

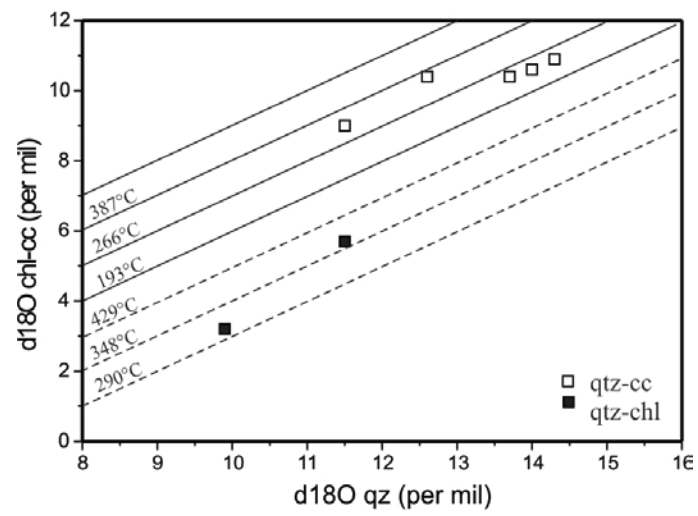


Figure 10



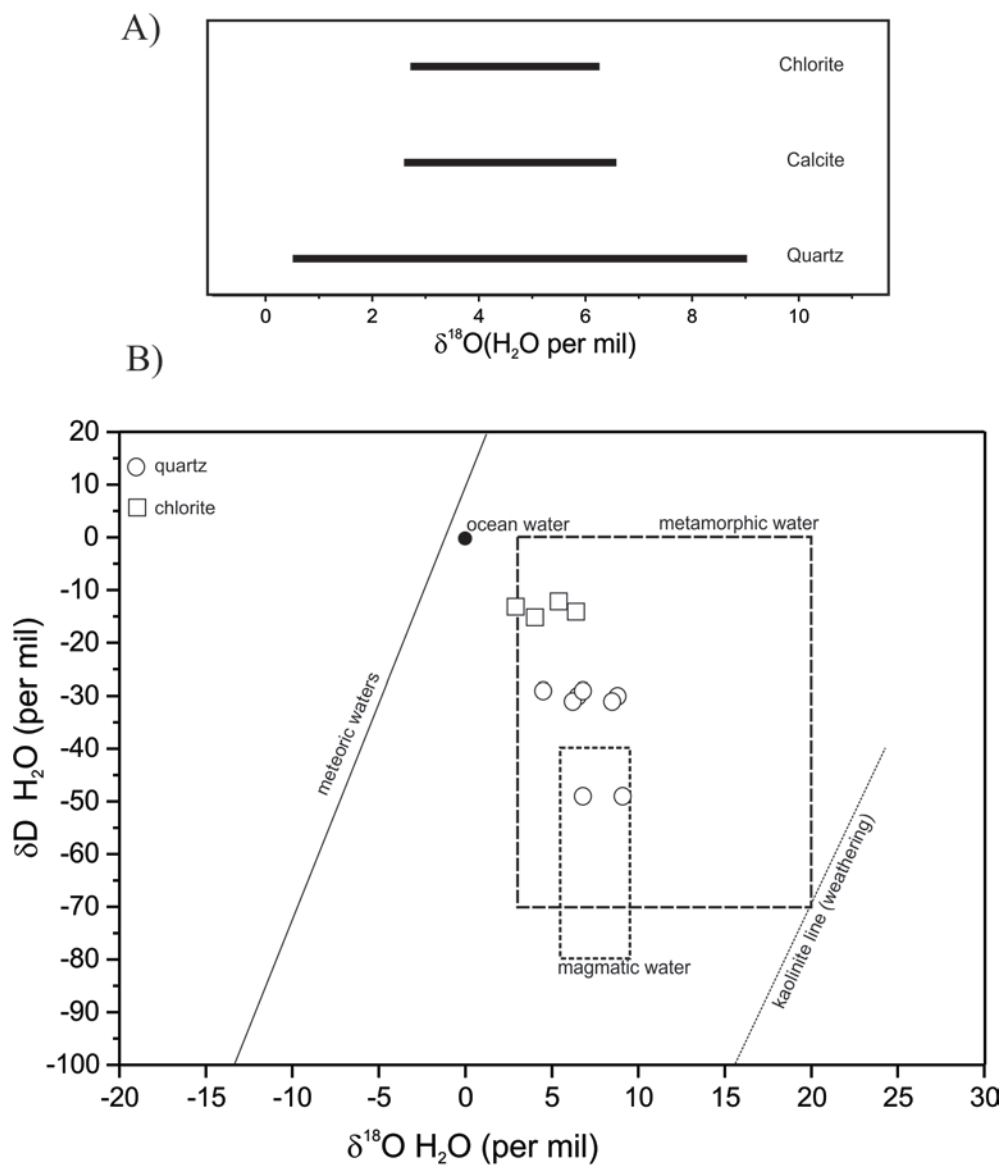


Figure 11

Mineral Stage	Magmatic	Hydrothermal		
		1°	2°	3°
Quartz	██████████	██████████	—————	—————
Plagioclase	██████████			
K-feldspar	██████████			
Biotite	██████████			
Hornblende	██████████			
Chlorite		██████████	—————	----- ?
Sericite		██████████	—————	----- ?
Epidote		-----	—————	
Calcite			? -----	—————
Pyrite		██████████	—————	----- ?
Galena		—————	----- ?	
Sphalerite		—————	----- ?	
Chalcopyrite		—————	----- ?	
Hessite		—————	----- ?	
Bismuthinite		—————	----- ?	
Barite			----- ?	----- ?
Au		? —————	----- ?	
T°C		↓ 400	↓ 320	↓ 280

Figure 12

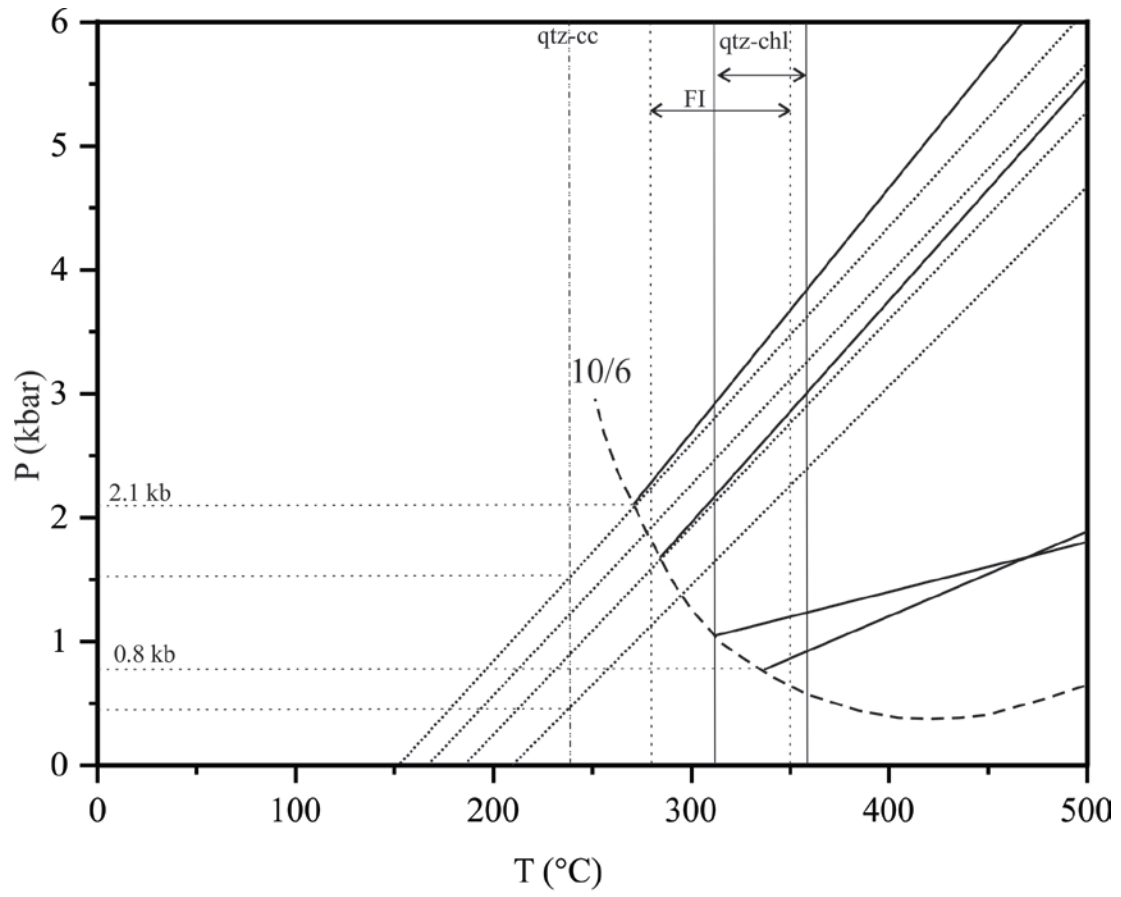


Figure 13

**Table 1:** Fluid characteristics available for some deposits and showings of the Cuiú-Cuiú goldfield

	Guarim	Pau da Merenda	Jerimum de Cima	Almerita
<b>fluid types</b>	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O	nd	nd
<b>% NaCl</b>	5	6.5	nd	nd
<b>T (°C)</b>	270-320	220-320	nd	nd
<b>P (kbar)</b>	0.9-2.9	nd	nd	nd
<b>log <i>f</i>O<sub>2</sub></b>	-29.4 to -34.5	nd	nd	nd
<b>log <i>f</i>S<sub>2</sub></b>	-10 to -11	nd	nd	nd
<b>depth (km)</b>	4-7	nd	nd	nd
<b>δ<sup>18</sup>O (‰)</b>	+11.2	nd	+13.9 to +6.8	+10.2
<b>δD (‰)</b>	-31	nd	-80	-21
<b>reference</b>	1,2	3	2	2

nd: not determined. FI: fluid inclusion, qtz: quartz, chl: chlorite. Key to references: 1 – Klein et al. (2001b); 2 – Coutinho (2008); 3 – Queiroz and Klein (2012).

**Table 2:** Stable isotope results

drill ref.	sample	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (quartz)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (chlorite)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (calcite)	$\delta\text{D}$ ‰ (chlorite)	$\delta\text{D}$ ‰ (FI)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (calcite)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (FI)	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ (pyrite)
CC58_10/130.77	CE3B	9.9	3.2		-49				2.35
CC58_10/133.66	CE3C	8.1							
CC58_10/158.6	CE3D	11.5	5.7	9.0	-48		-2.8		3.71
CC58_10/172.75	CE3E								3.95
CC69_09/72.4	EK1B			10.9			-2.4		
CC69_09/74	EK1D	12.0				-29		-23.8	1.96
CC69_09/77.1	EK1F								2.48
CC69_09/84.2	EK1G			10.3			-3.0		3.05
CC69_09/87.1	EK1H	12.6		10.4	-44		-3.0		2.80
CC69_09/90.3	EK1J			8.8			-2.4		
CC50_09/151.5	EK2A								-0.29
CC50_09/160.6	EK2C								3.93
CC50_09/163.1	EK2E								1.84
CC50_09/165.1	EK2F	14.3		10.9		-49	-3.1		2.99
CC50_09/167.1	EK2G								2.68
CC50_09/169.9	EK2H								1.47
CC50_09/171.5	EK2I								1.83
CC50_09/172.1	EK2J								1.76
CC50_09/173.5	EK2K	12.5							2.64
CC50_09/174.9	EK2L	14.0		10.6		-30	-3.2	-3.5	
CC50_09/175	EK2M	13.7		10.4		-31	-2.9	-3.2	2.84
CC50_09/175.7	EK2N								2.30
CC50_09/177.25	EK2O								2.34
CC50_09/179	EK2P					-23		-2.8	
CC50_09/186.2	EK2R								1.18

Abbreviations: FI: fluid inclusion

## 5 SUMÁRIO CONCLUSIVO

Trabalhos anteriores interpretaram os depósitos e prospectos do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú como hospedados em rochas do complexo homônimo e como pertencentes à classe dos depósitos orogênicos de ouro. Informações mais recentes, incluindo as produzidas neste trabalho permitem concluir o que se segue.

- O depósito de ouro Moreira Gomes do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú é um depósito controlado por estrutura de orientação leste-oeste vinculada à estruturação principal NW-SE que é a mais comum na Província Tapajós. Os dados disponíveis indicam que o tonalito hospedeiro pertence à Suíte Intrusiva Creporizão (1997 Ma) provavelmente formada em arco magmático/ambiente pós-colisão e que a deposição de ouro ocorreu há cerca de 1,86 Ga.
- O sistema hidrotermal que operou no depósito Moreira Gomes é caracterizado como de natureza magmático-hidrotermal e evoluiu em pelo menos três etapas distintas:

(1) exsolução de um fluido aquoso portador de CO<sub>2</sub>, de baixa salinidade e de densidade baixa a moderada e de derivação magmática. A principal assembleia hidrotermal associada à precipitação de ouro é composta por clorita, sericita, quartzo e pirita, e foi formada entre 400°-350°C e até 2,1 kbar, e até 6-7 km de profundidade.

(2) Refriamento e contínua exsolução de CO<sub>2</sub> a partir do fluido magmático resultou em um fluido aquoso ligeiramente mais salino (possivelmente pela separação de fase, embora a participação de um fluido aquoso distinto, ou seja, mistura, não possa ser excluída). Clorita, sericita, quartzo e pirita (Au?) continuaram a se formar, mas epidoto foi a principal fase hidrotermal nesse estágio. Essa fase ocorreu em temperaturas ligeiramente mais baixas (350°-280°C) e pressões semelhantes em relação ao primeiro estágio.

(3) A mistura de fluido aquoso do estágio 2 com um fluido meteórico mais frio e diluído, foi responsável pela principal fase de precipitação de calcita.

- A assembleia hidrotermal (presença de calcita e sericita e ausência de feldspato potássico; ausência de hematita e a coexistência de clorita e pirita e os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em pirita), indica que o pH do fluido em Moreira Gomes era neutro a ligeiramente alcalino em condições predominantemente reduzidas .
- Em Moreira Gomes, ouro ocorre principalmente como inclusões em cristais de pirita e subordinadamente como partículas livres. Os dados coletados sugerem os seguintes pontos a respeito da precipitação do ouro.
- A deposição ocorreu em resposta mecanismos às vezes conflitantes (mudanças de pH, por exemplo) que envolveram a separação de fase, resfriamento, mistura e reações fluido-rocha.
- Com bases nas condições físico-químicas, juntamente com as propriedades de inclusões fluidas e a assembleia hidrotermal, interpreta-se que  $\text{H}_2\text{S}$  (ou  $\text{HS}^-$ ) podem ter sido as espécies predominantes de enxofre no fluido mineralizante, e que  $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$  poder ter sido o complexo transportador de ouro.
- O ouro esta associado com a precipitação da assembléia mineral hidrotermal predominante (quartzo, clorita, sericita e pirita), relacionado com o fim do primeiro ciclo da evolução hidrotermal, estimado entre 320-350° C, <2,1 kbar, e 6-7 km de profundidade.
- Com relação à interpretação sobre a classe de depósitos à qual pertence Moreira Gomes, embora o sistema magmático-hidrotermal seja relativamente bem delimitado por dados desse estudo, Moreira Gomes não mostra as características clássicas (*end-member*) de sistemas auríferos relacionados a intrusões oxidadas ou reduzidas.

## REFERÊNCIAS

- Almeida C.A.S., Collyer T.A., Pereira J.L., Seabra A.S., Furtado A.M.M., Soubés L.F. 1977. *Projeto Santarém-Cachimbo – Pesquisa Mineral. Pólo Amazônia/Pólo Tapajós. Relatório Final de reconhecimento*. Belém, SUDAM/IDESP, 175 p.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology, Resume*, p. 34-37.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews.*, **17**:1-29.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Macambira M.J.B. 1999. Caróçal Granite: 207Pb/206Pb zircon evaporation age in post-collisional granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. *In: The Second South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentina*, p. 3–6.
- Almeida M. E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.). 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. *In: M.E. Almeida (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. CPRM, Brasília, [CD-ROM].
- Almeida M.E., Ferreira A.L., Brito M.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: N.J. Reis & M.A.S. Monteiro (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia*, **2**: 57-112.
- Amaral G. 1974. Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Andrade F.G & Urdininea J.S.A. 1972. *Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim: relatório preliminar*. Belém, SUDAM/Departamento de Recursos Naturais, 162 p.
- Andrade A.F.D., Santiago A.F., Melo C.F., Matos E.B de O., Bizinella G.A., Moreira H.P.L., Oliveira J.R., Moura P.A., Lopes R., Rosa Filho S.S., Neves S.A.C., Prazeres W.V. 1978. *Projeto Tapajós–Sucunduri: relatório de integração geológica*. Manaus, DNPM/CPRM. 175 p.
- 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*. Belo Horizonte, 40, *Anais*, p. 502.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracal SB.21-X-C. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. CPRM, Brasília, [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 1,500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **60**:1849-1871.
- Borges R.M.K. Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B. M., Leite A.A.S., Barros, C.E.M., Costi H.T., 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências.*, **39**: 375-393.
- 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*: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica. Salvador, 6, *Anais*, 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. Córdoba-Argentina, 2, *Extend Abstracts*, p. 40-43.
- Bowers T.S., Helgeson H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **47**: 1247–1275.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1986. Mixing of H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> in fluid inclusions. Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **50**: 847-852.
- Campbell A.R. & Larson P.B. 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. *In*: Richards J.P & Larson P.B. (eds.) *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*. Rev. Mineral., 10, p.: 173-193.
- Cathelineau M. & Marignac C. 1994. Use of fluid inclusions for a better understanding of intracontinental geothermal activities. *In*: B. De Vivo. & M.L. Frezzotti (eds.) *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg, p.: 309-326.
- Chaves C.L. & Moura E.M. (no prelo). *Geologia e recursos minerais da Folha Cuiú-Cuiú, SB.21-X-C-IV. Escala 1:100.000*. CPRM, Belém.
- Chi G., Liu Y., Dubé B. 2009. Relationship between CO<sub>2</sub>-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry*, **24**: 504-516.
- Collins P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, **74**: 1435-1444.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In*: Congresso de Geologia Chileno. Arica-Chile, 2, *Actas*, p. 137-148.
- Coutinho M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, 420 pp.

- Coutinho M.G.N. & Fallick A.E. 2008. Sistema Hidrotermal. *In: M.G.N. Coutinho (ed.) Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, p.: 265-296.
- Coutinho M.G.N., Souza E.C., Guimarães M.T., Liverton T., Walsh J.N. 2008. Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. *In: M.G.N. Coutinho (ed.) Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, p.: 137-196.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully mine, Central Victoria, Australia. *Economic Geology*, **90**: 1722-1746.
- Crawford M.L., Hollister L.S. 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. *In: J.V. Walther & B.J. Wood (eds.) Fluid rock interaction during metamorphism. Physical Geochemistry*, Springer, Berlin, **5**, 1-35.
- Dall'Agnol R., da Silva C.M.G., Scheller T. 1999. Fayalite hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implication for the Uatumã volcanism. *In: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Gramado, 1, *Boletim de resumos*, p. 31.
- Diamond L.W. 2003. Glossary: Terms and Symbols used in Fluid Inclusion Studies. *In: I. Samson A., Anderson., D. Marshall (eds.) Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, p.:363-372.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**: 397-404.
- Dubessy J. 1994. Single components systems: phase diagrams and their application to fluid inclusions. *In: B. De Vivo & M.L. Frezzotti (eds.) Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg, p.: 95-115.
- Echeverri-Misas C.M., Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Mineralização de Au-Cu do tipo pórfiro na Província Aurífera do Tapajós: implicações metalogenéticas. *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, [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, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 130 p.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21 - Tapajós. *In: C. Schobbenhaus et al. (eds.) Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de informações geográficas-SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM. Brasília, [CD-ROM].
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. (orgs.). 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga*

- (SB.21-Y-B). *Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000*. Nota explicativa e mapas. CPRM. Brasília, [CD-ROM].
- Forman J.H.A., Nardi J. I. S., Marques J. P. M., Lima M. I. C. 1972. *Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá: relatório preliminar*. Belém, Sudam/ Departamento de Recursos Naturais. 62 p.
- Graham C.M., Viglino J.A., Harmon R.S. 1987. Experimental study of hydrogen isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *American Mineralogist* ., **72**: 566-579.
- Hall D.L. & Sterner S.M. 1993. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*., **114**: 489-500.
- Hayashi K.I. & Ohmoto, H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H<sub>2</sub>S-bearing aqueous solutions at 250–350°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **55**: 2111-2126.
- Hart C. 2007. Reduced intrusion-related gold deposits. In: Good fellow W.D (ed), *Mineral deposits of Canada*. Geological Association of Canada, *Special Publication.*, **5**: 95–112.
- Huizenga J.M. & Touret J.L.R. 1999. Fluid inclusions in shear zones, the case of the Umwindsi shear zone in the Harare-Shamva-Bindura greenstone belt, NE Zimbabwe. *European Journal of Mineralogy.*, **11**: 1079-1090.
- Jacobi P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo Proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**: 277–279.
- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research.*, **119**: 225–256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S. Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable - isotope constraints. *Chemical Geology.*, **215**: 95-125.
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler, B., Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. In: IUGS, International Geology Congress, 12, [CD-ROM].
- Kerrick R. 1987. The stable isotope geochemistry of Au–Ag vein deposits in metamorphic rocks. In: T.K. Kyser (ed.) *Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids*. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Germany, p.: 287-336.
- Kerrick R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: J.T. Burnsall (ed.) *Mineralization and Shear Zones*. Geological Association of Canada Short Course Notes, 6, p.: 129-197.

- Klein E.L. & Vasquez M.L. (Org). 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000. CPRM, Brasília, [CD-ROM].
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L. E.S., Ferreira A.L. 2001a. *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.* Nota explicativa e mapas, CPRM, Brasília, [CD-ROM].
- Klein E.L., Santos, R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S., 2001b. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the brittle-style Guarim lode-gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita.*, **36**:149-164.
- Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2002. Geology of Paleoproterozoic gneiss and granitoid-hosted gold mineralization in Southern Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review.*, **44**:544-558.
- Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Carvalho J.M.A. 2004. Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências.*, **34**: 59-66.
- Klein E.L., Harris, C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil. *Mineralium Deposita.*, **41**:160-178.
- Klein E.L. & Carvalho J. M. A. 2008. Recursos Minerais. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*, CPRM, Belém, p.:217-262.
- Klein E. L. & Fuzikawa K. 2010. Origin of the CO<sub>2</sub>-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitanga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geology Reviews.*, **37**: 31–40.
- Klein, E.L., Almeida, M.E., Rosa-Costa, L.T. 2012b. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission (<http://www.largeigneousprovinces.org>).
- Kyser T.K. & O’Neil J.R. 1984. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**:2123–2133
- Lafon J.M., Coutinho M.G.N. 2008. Isótopos radiogênicos de chumbo. In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, 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.
- Lang J.R. Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita.*, 36: 477-489.
- Lowenstern J.B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita.*, 36: 490-502.
- 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.
- McCuaig T.C. & Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews.*, **12**: 381-453.
- McMahon A. M. P.G. 2011. *Resource Estimate and Technical Report for the Cuiú Cuiú Project Tapajos Region, North-Central Brazil*, 134p.
- Melo A.F.F. et al. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório final*. Manaus: CPRM/DNPM, I-A, 356 p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olivo G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-Related Paleoproterozoic, Serrinha Gold Deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion and Stable Isotope Constraints on Genesis and Evolution. *Economic Geology.*, **101**: 585-605.
- Ohmoto H. & Rye R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Jon Wiley & Sons, p.:509-567.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: J.W. Valley., H.P. Taylor Jr., J.R. O'Neil (eds.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy.*, **16**: 491-559.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim: relatório final*. Manaus: CPRM/DNPM, 8, 614 p.
- Prazeres W.V., Santos A.J., Campos M.J.F., Cavalcante O.A. 1979. *Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha*. Manaus-Amazonas, DNPM/CPRM, *Final Report*, I-A, 301 p.
- Prazeres W.V. 1979. *Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha: relatório final. Texto*. Manaus: DNPM/CPRM, I-A, 301 p.
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Geological Survey of Western Australia, Springer, Australia, 1249 pp.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Ameida M.E. 1998. Geologia, petrologia e geoquímica preliminar da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, Província Mineral do Tapajós, sudoeste do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, 40, *Anais*, p. 468.

- Queiroz J.D.S. 2013. Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, com base em inclusões fluidas. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, 83 p.
- Queiroz J.D.S. & Klein E.L. 2012. Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, 46, Anais, [CD-ROM].*
- 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., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, 6, Resumos expandidos, p. 519-522.*
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. *In: Barnes H.B. (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Jon Wiley & Sons, 487-515.*
- 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.
- Robert F. 1996. Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canadian Geological Survey. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil cooperation project for sustainable development in the mineral sector, 35.
- Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X. 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types. *In: Milkereit, B. (ed.) Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p.: 691-711.*
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, **12**:644.
- Romberger S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In: F. Robert (ed.), Greenstone Gold and Crustal Evolution, NUNA conference. p.:61-66.*
- Santiago E.S.B., Villas R.N., Ocampo R.C. 2012. Depósito aurífero Tocantinzinho, Província Tapajós (PA): granito hospedeiro, alteração hidrotermal e química mineral. (Submetido à Revista Brasileira de Geociências).
- 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**: 185-208.
- Santos, D.B. Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M. B., Basei M.A.S. Texeira J.B.G. 1975. Folha SB.21 – Tapajós. Geologia. Projeto Radam. DNPM. Rio de Janeiro. *Levantamento Recursos Naturais*, **7**:15-116

- Santos J.O.S. & Loguercio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (EscudoBrasil-Central e as bacias do Alto-Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C. C Schobbenhaus, D.A., Derze G.R., Asmus H.E (Coord.) *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Escala 1:250.000. Brasília. DNPM, p. 93-127.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E, Groves D.I., McNaughton N.J., Flecher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research.*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita.*, **36**: 278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton 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., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research.*, **13**: 73-109.
- Santos R.A. & Coutinho M.G.N. 2008. Geologia estrutural. In: M.G.N. Coutinho (ed.) *Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional para Ouro em SIG*. CPRM, Rio de Janeiro, p.: 97-135.
- 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: M.L. Costa & R.S. Angélica (Coord.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. 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.
- Schmidt-Mumm A., Oberthur T., Vetter, U., Blenkinsop T.G. 1997. High CO<sub>2</sub> content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids?. *Mineralium Deposita.*, **32**: 107-118.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett Jr., J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 251-298.
- 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.
- 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.

- Shenberger D.M. & Barnes, H.L. 1989. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **53**: 269-78.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow.
- Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. *In*: J.W. Valley, H.P. Taylor Jr., O'Neil J.R (eds.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy., **16**:165-184.
- Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. 1998. Intrusion related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology.*, **48**: 237-250.
- 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 (Cuiú-Cuiú), Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, 46, [CD-ROM].
- Silva Júnior C.A.S., Klein E.L., Galarza M.A., Moore D. J. (em preparação) Zircon geochronology and Pb isotope constraints on the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil.
- Simmons S.F., White N.C., John D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 485-522.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira J.B.M., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In*: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. The Thirty-first International Geological Congress, Rio de Janeiro. p. 41-95.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Neto V.M., Bartorelli A., Carneiro C., Brito-Neves B (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p.:471-485.
- Taylor B.E. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S. *In*: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. *Reviews in Mineralogy*, 16, p.:185-225.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research.*, **42**: 213-227.
- Thompson J.F.H. & Newberry R.J. 2000. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. *Economic Geology Review.*, **13**: 377-400.



- Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., Niendorf C.R., Spicuzza M.J. 1995. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: strategies for high precision and accuracy with laser heating. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **59**: 5223-5231.
- 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*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazonia, Belém, 6, p. 471-474.
- Vasquez M.L. & Klein E.L (Org). 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. CPRM. Brasília, [CD-ROM].
- Vasquez M.L, Klein E.L, Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Ricci P. dos S.F., Quadros, M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province – Amazonian Craton – Brazil. *In*: International Geology Congress, 31, *Abstracts*, [CD-ROM].
- Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: E.L Klein., M.L. Vasquez., L.T. Rosa-Costa (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, Belém, p.:67-84.
- Vasquez, M.L. & Ricci, P.S.F. 2002. Caracterização dos lamprófiro da Província Tapajós. *In*: Simp. sobre vulcanismo e ambientes associados. Belém, 2, *Resumo*, p. 91.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. CPRM. Belém, [CD-ROM].
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. *In*: M.L. Vasquez. & L.T. Rosa-Costa (eds) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Belém, CPRM, p.:39-112.
- Veloso A.S.R. 2011. Geologia e metalogênese do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga, PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 105 p.
- 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**: 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.
- Vityk M.O. & Bodnar R.J. 1995. Textural evolution of fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, **121**:309-323.

- Wenner D.B. & Taylor Jr H.P. 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, **32**:165-168.
- Wilkins R.W.T. & Barkas J.P. 1978. Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, **65**: 293-299.
- Wilkinson J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos.*, **55**: 229-272.