

Evolução dos fluidos mineralizantes e modelo genético dos veios de quartzo auríferos em zona de cisalhamento do depósito Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga (PA), Brasil

Ore fluid evolution and genetic model of gold-bearing quartz veins in shear zone of the Ouro Roxo deposit, Tapajós Province, Jacareacanga (PA), Brazil

Ângela Suélem Rocha Veloso¹, Márcio Dias Santos^{1*}, Francisco Javier Rios²

RESUMO: O depósito aurífero Ouro Roxo, localizado no município de Jacareacanga, Província Aurífera do Tapajós, sudoeste do Pará, formou-se em um sistema hidrotermal que gerou veios de quartzo sulfetados, em zona de cisalhamento N-S, dúctil-rúptil, oblíqua, denominada Ouro Roxo-Canta Galo, cortando granitoides calcioalcalinos da Suíte Intrusiva Tropas, de idade paleoproterozoica e hospedeira da mineralização, em rochas localmente milonitizadas. Três tipos de fluidos foram caracterizados como geradores do depósito: 1) fluido aquoso H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ de salinidade baixa a moderada, com temperatura de homogeneização total (Th) = 180-280°C; 2) salmoura H₂O-NaCl-CaCl₂ com Th = 270-400°C, provavelmente portadoras de Cu e Bi, relacionadas geneticamente a um evento magmático contemporâneo ao cisalhamento que sofreu diluição pela mistura com água meteórica, baixando sua salinidade e temperatura (Th = 120-380°C); 3) fluido aquocarbônico de média salinidade, com Th = 230-430°C, que foi interpretado como o fluido mineralizante mais primitivo, provavelmente aurífero, relacionado com o cisalhamento. As condições de temperatura e pressão (T-P) de formação do minério, estimadas conjuntamente pelo geotermômetro da clorita e as isócoras das inclusões fluidas, situam-se entre 315 e 388°C e 2 a 4,1 kb. Dois mecanismos simultâneos provocaram a deposição do minério em sítios de transtensão da zona de cisalhamento: 1) mistura de fluido aquocarbônico com salmoura magmática com aumento de fO₂ e redução de pH; 2) interação entre os fluidos e os feldspatos e minerais ferromagnesianos do granitoide hospedeiro, com reações de hidrólise e sulfetação, provocaram redução de fO₂ e fS₂, com precipitação de sulfetos de Fe juntamente com ouro. O ambiente orogênico, o estilo filoneano do depósito, o controle estrutural pela zona de cisalhamento, a alteração hidrotermal (propilítica + fílica + carbonatação), a associação metálica (Au + Cu + Bi), o fluido mineralizante aquocarbônico associado com salmoura magmática na deposição do minério são compatíveis com um modelo orogênico com participação magmática para a gênese do depósito Ouro Roxo.

PALAVRAS-CHAVE: Província Tapajós; cisalhamento; inclusões fluidas; Ouro Roxo.

ABSTRACT: The Ouro Roxo gold deposit, located near Jacareacanga, Tapajós Gold Province, southwestern Para, Brazil, comprises a hydrothermal system of sulfide quartz veins that was hosted by the calc-alkaline mylonite granitoid Tropas Intrusive Suite of Paleoproterozoic age and controlled by the N-S trending ductile-brittle oblique Ouro Roxo-Canta Galo, crosscutting the granitoid Tropas. Three kinds of fluids were identified as sources of mineralization in the Ouro Roxo deposit: 1) an aqueous fluid within the H₂O-NaCl-MgCl₂-FeCl₂ system, with low-to-middle salinity and homogenization temperature (Th) = 180-280°C; 2) Cu and Bi-bearing H₂O-NaCl-CaCl₂ brines, with Th = 270-400°C, genetically related to a magmatic event coeval to shearing, which underwent dilution by mixing with meteoric water; 3) gold bearing middle-salinity aquocarbonic fluid, with Th = 230-430°C, which was interpreted as ore fluid related to shearing. The T-P conditions of ore formation, estimated by chlorite geothermometer and fluid inclusion isochors, range from 315 to 388°C and 2,0 to 4,1 kb. The two main mechanisms for gold deposition in transtensional sites of the shear zone were: 1) Mixing of aquocarbonic fluid and magmatic brines induced an increasing of fO₂ and decrease of pH; 2) interaction between fluids and feldspars and ferromagnesian minerals of the hoster granitoid which reduced fO₂ and fS₂ during hydrolysis and sulfidation reactions, with precipitation of iron sulfides together with gold. The orogenic environment, the veining style, the structural control by shearing, the hydrothermal alteration (propylitic+philic+carbonatization), the metallic association (Au+Cu+Bi), the association of aquocarbonic ore fluid with magmatic brines in ore deposition, are all consistent with an orogenic model for genesis of the Ouro Roxo deposit with magmatic participation.

KEYWORDS: Tapajós Province; shearing; fluid inclusions; Ouro Roxo; Quartz-vein gold; Orogenic.

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém (PA), Brasil.
E-mail: angelasveloso@yahoo.com.br, mds@ufpa.br

²Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte (MG), Brasil.
E-mail: javier@cdtm.br

*Autor correspondente

Manuscrito ID 29887. Recebido em: 18/01/2013. Aprovado em: 03/09/2013.

INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), entre os municípios de Jacareacanga, Itaituba, Novo Progresso e Castelo dos Sonhos, sudoeste do Estado do Pará, é uma das mais importantes províncias auríferas do Brasil que, nas três últimas décadas do século passado, viveu seu período áureo com a exploração de sua reserva secundária por meio da atividade garimpeira. Com a exaustão dos depósitos residuais, a partir dos anos 1990, a Província Tapajós iniciou um novo ciclo de exploração e exploração voltado para os depósitos primários por meio de mineração empresarial que, devido à magnitude de sua reserva secundária, despertou no setor mineral expectativas alvissareiras, não confirmadas até o momento.

O depósito Ouro Roxo, objeto do presente trabalho, é um dos mais importantes depósitos auríferos da PAT, localizado no

município de Jacareacanga, região das Vilas São José e Porto Rico, às margens do rio Pacu, na parte centro-oeste da PAT (Fig. 1). A exploração garimpeira no depósito Ouro Roxo data do início dos anos 1980, mas foi somente no início dos anos 1990 que começaram os trabalhos de exploração mineral pela Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM). No final da década de 1990, a New Bullet Group Inc. adquiriu a concessão da área Ouro Roxo, a qual foi renegociada em 2004 para a Amerix Precious Metals Corporation. Em 2009, a Amerix repassou os direitos minerários do alvo Ouro Roxo para a Amazon Mineral Explorers. O estudo do depósito Ouro Roxo teve como objetivo a caracterização do sistema de fluidos que participou do processo mineralizante para, juntamente com os dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e estruturais apresentados por Veloso e Santos (2013, p. 22-36), propor um modelo genético consistente para o mesmo.

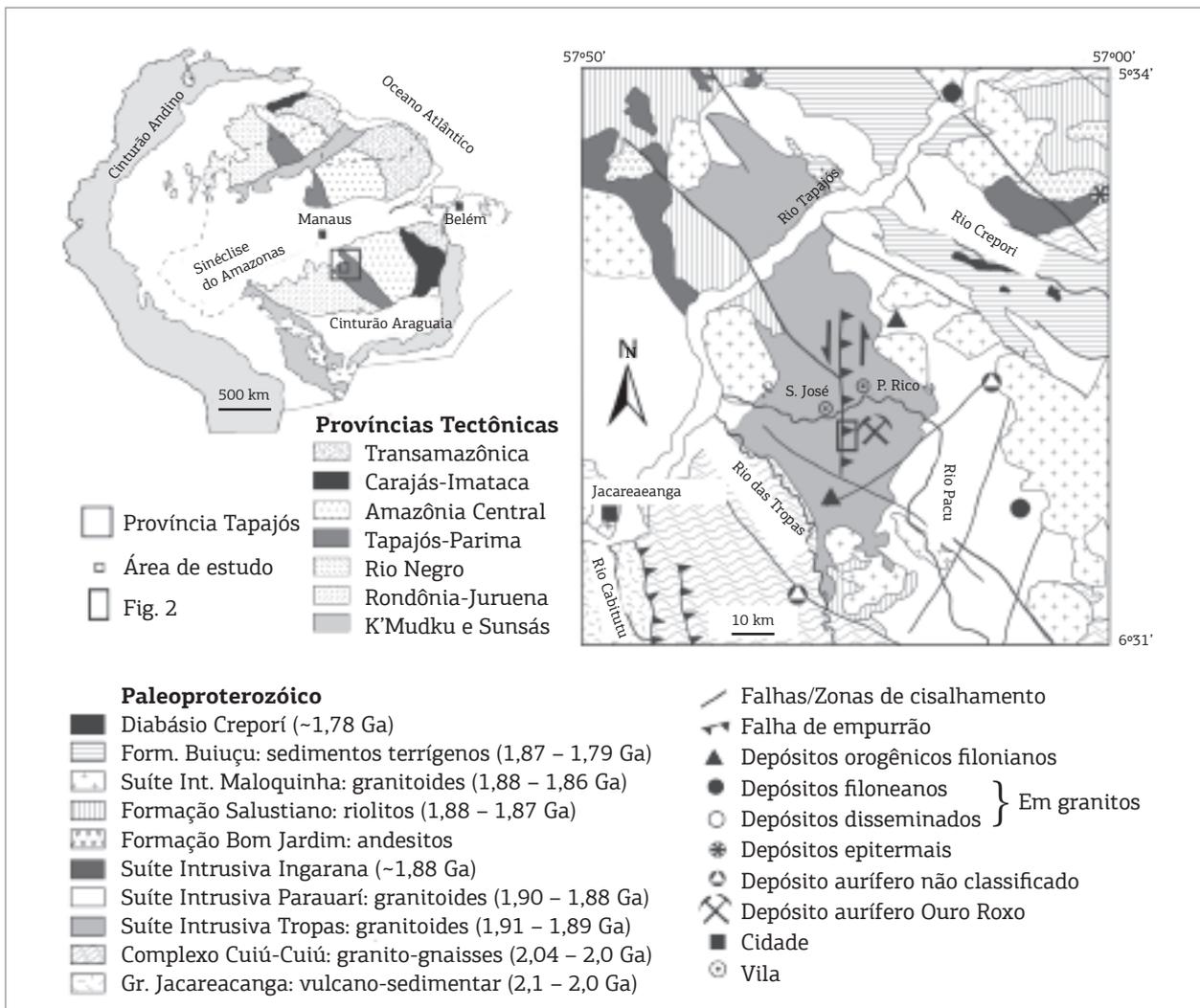


Figura 1. Mapa geológico da porção centro-oeste da Província Tapajós, mostrando a área estudada e sua posição na faixa orogênica Tapajós-Parima e no Cráton Amazônico. Adaptado de Almeida *et al.* (2000), Bahia e Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein e Vasquez (2000), Vasquez e Klein (2000) e Santos *et al.* (2006).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO OURO ROXO

Os corpos mineralizados do depósito Ouro Roxo, nas proximidades das vilas São José e Porto Rico, na parte centro-oeste da PAT, estão hospedados em uma alternância de milonitos e brechas hidrotermalmente alteradas, descrita em Veloso (2011) e Veloso & Santos (2013). Os protólitos destas rochas são granitóides cálcio-alcalinos de composição granodiorítica a tonalítica da Suíte Intrusiva Tropas (Santos *et al.* 2002, 2004), de idade orossiriana, que foram afetados por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil oblíqua, de direção N-S, denominada Ouro Roxo-Cantagalo (ZCOC), visualizada na figura 2, e que enquadra-se no terceiro evento de deformação (D3) da PAT (Klein & Vasquez, 2000).

O depósito Ouro Roxo é constituído por enxame de veios de quartzo sulfetados e, ocasionalmente, também por *podis* de quartzo mineralizados, controlados estruturalmente pela zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo. Os veios e *podis* mineralizados estão sempre envolvidos por um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido e constituído principalmente por fengita + clorita + carbonato + sulfeto (pirita) e minerais-minério disseminados. Os veios e charutos, juntamente com seus halos de alteração, formam corpos mineralizados alojados normalmente ao longo da direção principal do cisalhamento (N-S), descritos em Veloso (2001) e Veloso & Santos (2013).

O quartzo é o principal mineral da ganga. Sete gerações deste mineral foram descritas em Veloso (2011) e Veloso & Santos (2013), das quais cinco são hidrotermais

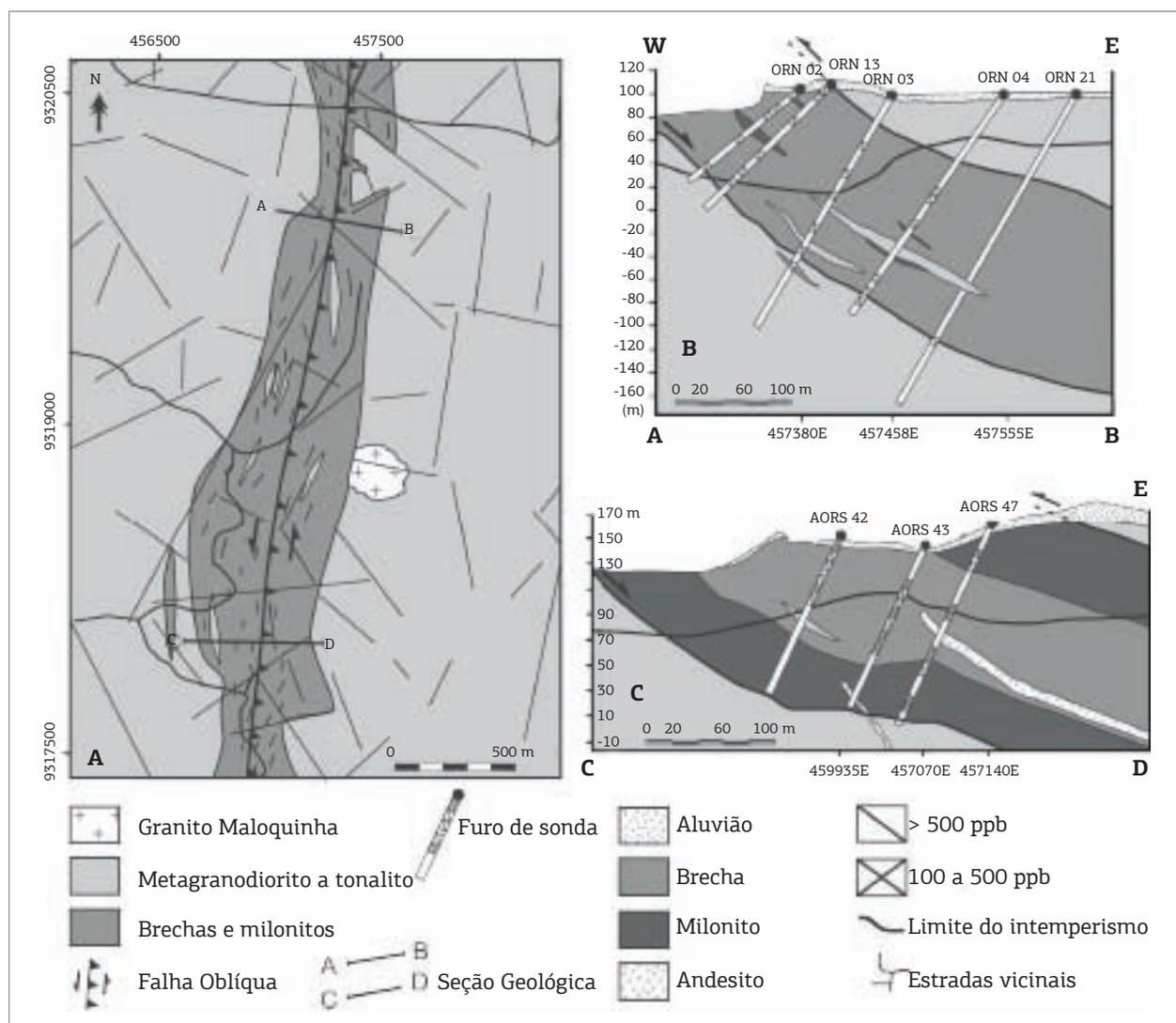


Figura 2. Mapa geológico da região do depósito Ouro Roxo e a zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo em (A), e duas seções geológicas, uma no Ouro Roxo Norte (B) e outra no Ouro Roxo Sul (C), modificado de Souza (2007).

(quartzo3 a 7) que foram precedidas por duas gerações precoces, a primeira representada por cristais estirados contemporâneos com cristais também estirados de pirita1, ambos interpretados como fases magmáticas pré-mineralização afetadas pelo cisalhamento (Fig. 3). A segunda geração de quartzo é metamórfica e ocorre como cristais microcristalinos nas sombras de pressão dos milonitos. A mineralização está relacionada às duas primeiras gerações de quartzo hidrotermal (quartzo3 e 4), associados com cristais anédricos de pirita2, calcopirita1, ouro, bismutinita e bismuto nativo (Fig. 4). A segunda geração de calcopirita substituiu as bordas de cristais de pirita2 (Fig. 5) e a terceira geração de pirita é representada por cristais euédricos pós-mineralização que ocorrem em vênulas tardias. As três últimas

gerações de quartzo hidrotermal (Quartzo5, 6 e 7) são pós-mineralização e não estão associados com sulfetos, a não ser as vênulas com pirita3 contemporâneas às vênulas com quartzo7 microcristalino que cortam o minério e as gerações anteriores de quartzo. Os estudos microtermométricos foram realizados nos quartzos3, 4 e 6.

A figura 4 mostra a sequência paragenética das fases hidrotermais do depósito Ouro Roxo, com as cinco gerações de quartzo (q3, q4, q5, q6 e q7), destacando as duas gerações relacionadas com a mineralização aurífera (q3 e q4). Nessa figura, são mostradas também as fases minerais metamórficas pré-mineralização, associadas com quartzo2 e as fases minerais pós-mineralização (vênulas tardias), associadas com quartzo7.

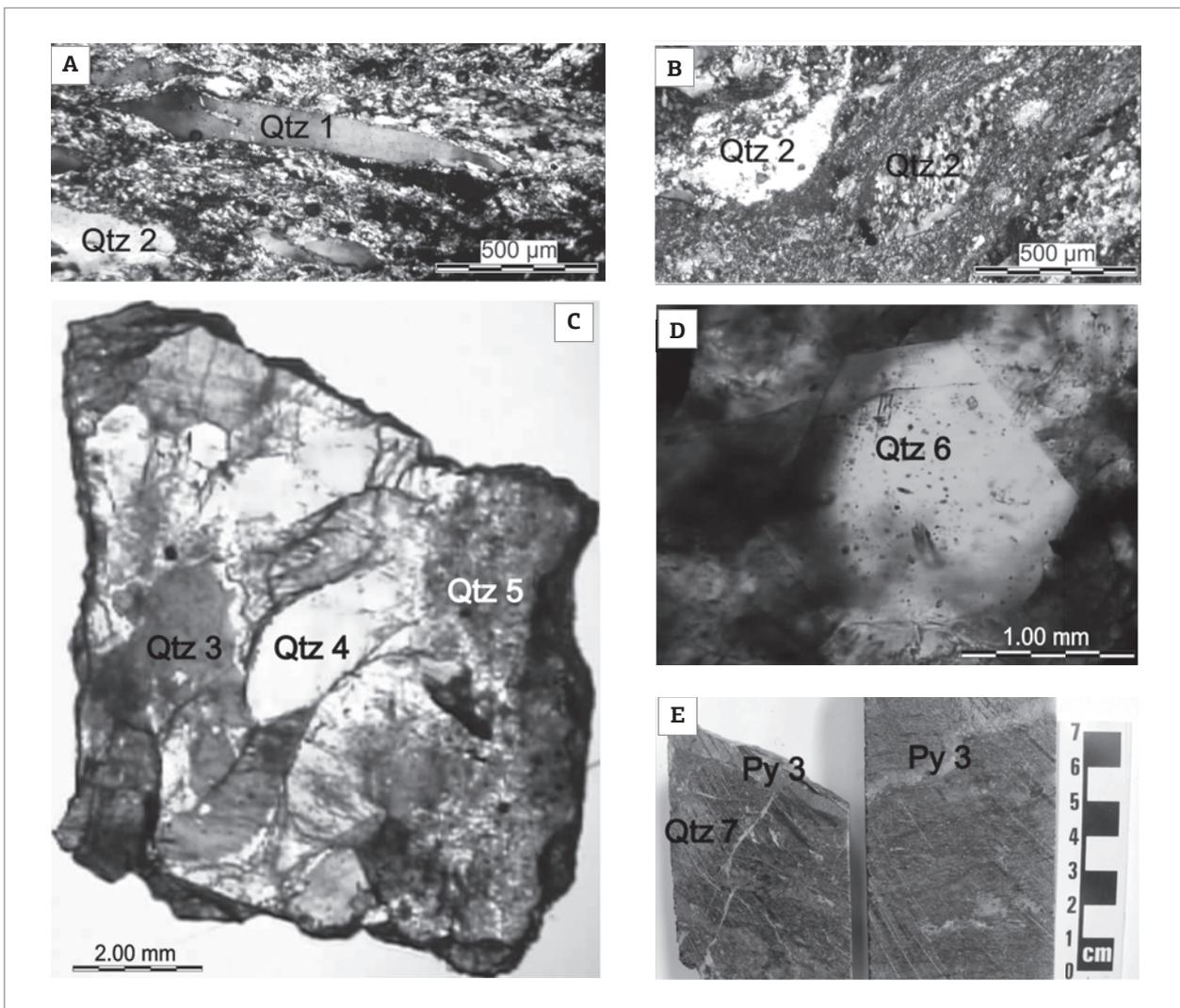


Figura 3. Gerações de quartzo do depósito Ouro Roxo. (A) Quartzo1 estirado, primeira geração (magmática). (B) Quartzo2 microcristalino, segunda geração (metamórfica) em sombras de pressão ao longo de foliação milonítica. (C) Quartzo3 anédrico com bordas corroídas, primeira geração hidrotermal; quartzo4 subédrico com agulhas de turmalina, segunda geração hidrotermal; quartzo5 microcristalino, terceira geração hidrotermal. (D) Quartzo6 euédrico com agulhas de turmalina, quarta geração hidrotermal. (E) Quartzo7, vênulas tardias que cortam o minério sulfetado, quinta geração hidrotermal.

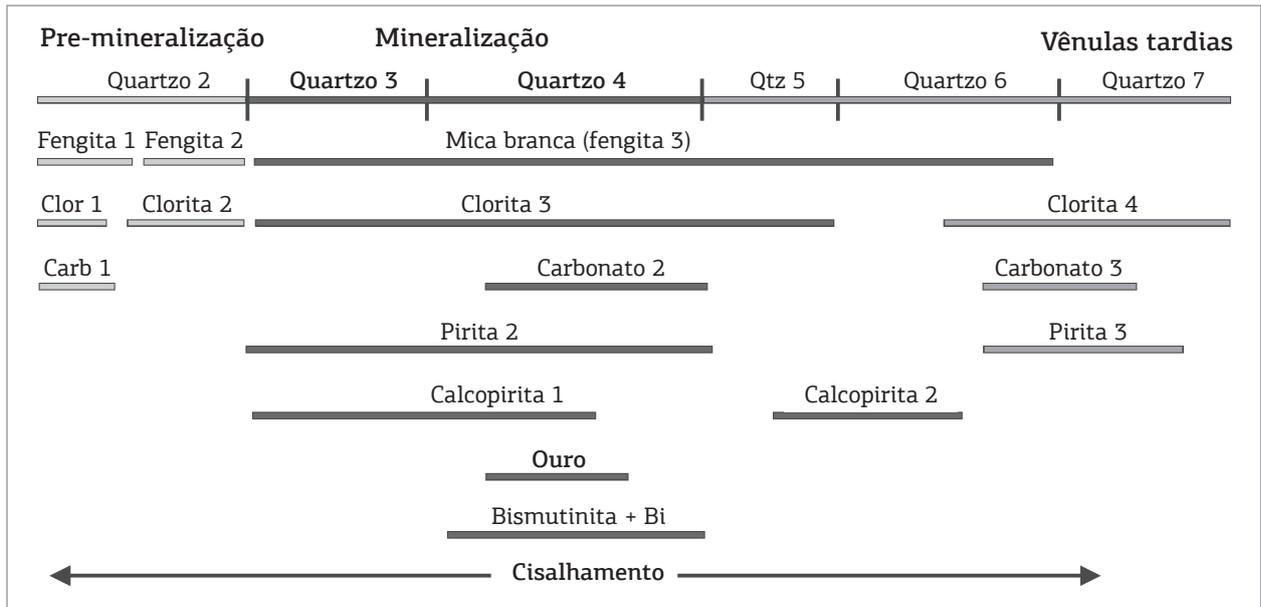


Figura 4. Sequência paragenética das fases hidrotermais do depósito Ouro Roxo, mostrando as cinco gerações hidrotermais de quartzo (q3, q4, q5, q6 e q7), com destaque para as duas gerações (q3 e q4) associadas com a mineralização aurífera (barra escura). Fases pré-mineralização, associadas com quartzo2 (barra clara). Fases pós-mineralização, associadas com q5, q6 e q7 (barra cinza média).

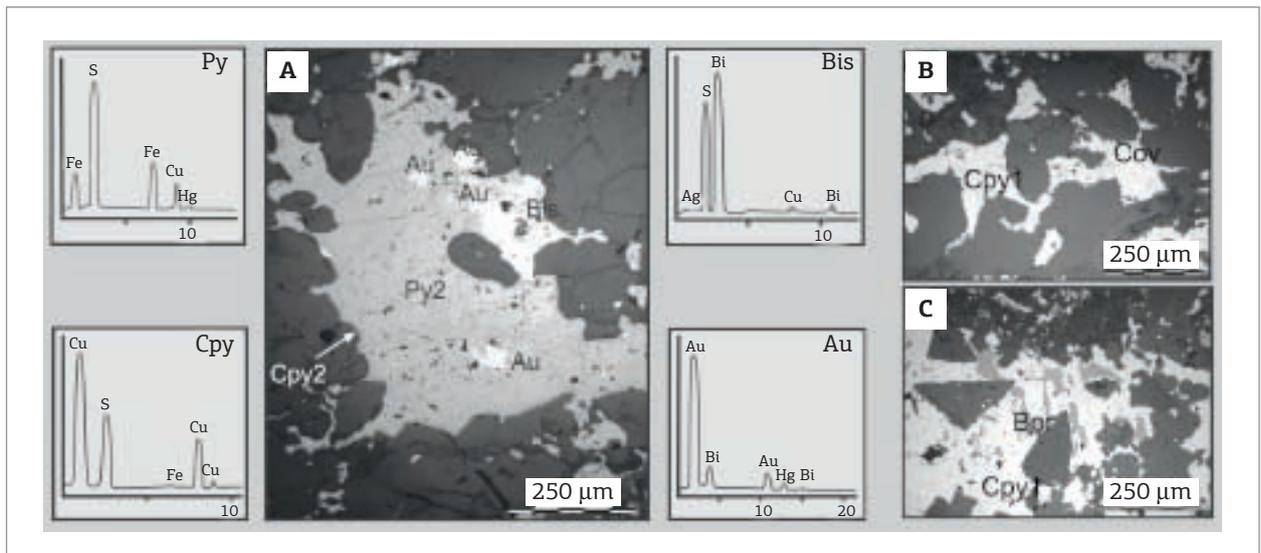


Figura 5. Cristal de pirita2 substituído nas bordas por calcopirita2 e com inclusões de ouro associado com bismutinita e bismuto nativo (A). Calcopirita1 substituída por covelita (B) e por bornita (C).

MATERIAIS E MÉTODOS

O sistema de fluidos geradores do depósito Ouro Roxo foi investigado por meio do estudo das inclusões fluidas observadas ao microscópio em lâminas bipolidas de cristais de quartzo dos veios mineralizados. As inclusões foram petrograficamente descritas e classificadas e, posteriormente, submetidas a medições microtermométricas no laboratório de Metalogênese do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) e no laboratório de microtermometria do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (CDTN) da Universidade Federal de Minas

Gerais (UFMG), utilizando nos dois laboratórios uma platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio petrográfico. Para calibrações foram utilizadas inclusões fluidas sintéticas de Bubbles INC, blacksburg, VA, USA (H₂O, critical density, H₂O + CO₂ -10 mole % CO₂, H₂O- NaCl 10 e 25 wt% NaCl).

Os ensaios microtermométricos nos dois laboratórios citados permitiram a determinação da densidade e salinidade das inclusões fluidas e das temperaturas do ponto eutético (Te), da fusão do gelo (Tf_{gelo}), da fusão do CO₂ (Tf_{CO₂}), da fusão do clatrato (Tf_{clat}), da dissolução da halita (TDH), de homogeneização do CO₂ (Th_{CO₂}) e de homogeneização total (Th) das inclusões.

As condições de temperatura e pressão de formação do depósito Ouro Roxo foram estimadas com base nos dados microtermométricos e complementados com um geotermômetro independente. As temperaturas foram baseadas na proporção catiônica do alumínio tetraédrico da clorita (A^{IV}), que permite calcular a temperatura de cristalização por meio da equação $T=321,98 A^{IV}-61,92$, conforme estabelecido por Cathelineau & Neiva (1985) e Cathelineau (1988). Para tanto, 21 microanálises de clorita em lâminas polidas e previamente metalizadas com carbono foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) em uma microsonda Jeol JXA-8600, cujas condições operacionais usadas nas análises de WDS foram: tensão de aceleração 15 Kv, corrente de feixe 5 μ m e tempo de contagem do feixe de 10 s. Os valores da pressão do fluido hidrotermal do depósito foram obtidas a partir das isócoras das inclusões fluidas e calculadas com o auxílio do programa MacFlincon 1.4.

PETROGRAFIA E MICROTERMOMETRIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Os estudos microtermométricos dos fluidos mineralizantes do depósito Ouro Roxo foram realizados em cristais de quartzo de veios mineralizados encaixados em milonitos na direção principal (N-S) do cisalhamento e amostrados ao longo dos furos de sondagem do depósito. Os melhores candidatos a representar o(s) fluido(s) mineralizante(s) do depósito Ouro Roxo são inclusões fluidas (IF) primárias e pseudosecundárias bem preservadas em cristais de quartzo das gerações 3 e 4. As massas microcristalinas do quartzo5 contêm inclusões, porém o tamanho muito reduzido das IF inviabilizou a obtenção de medidas microtermométricas nestes cristais. As IF salinas do quartzo6 foram estudadas, porém descartadas como possíveis representantes do fluido mineralizante por ser esta geração posterior a mineralização e por apresentar predomínio de IF secundárias. Os quartzos 1 e 2 também não foram estudadas microtermometricamente, uma vez que estas duas gerações de quartzo são anteriores a mineralização. Petrograficamente, foram identificados três tipos de inclusões fluidas nas gerações q3 e q4 de quartzo, quando observadas a temperatura ambiente: 1) IF aquosas não saturadas, normalmente bifásicas (H_2O líquida + H_2O vapor); 2) IF aquosas saturadas trifásica ou polifásica (H_2O líquida + H_2O vapor + 1 ou mais cristais de saturação); 3) IF aquocarbônicas bi ou trifásica (H_2O líquida + CO_2 líquido + CO_2 vapor, nem sempre presente em temperatura ambiente).

A salinidade das IF aquosas não saturadas foi calculada pela equação de Bodnar (1993) a qual utiliza a temperatura de fusão do gelo ($T_{f_{gelo}}$) para o cálculo da salinidade no sistema H_2O -NaCl, enquanto que para as IF aquosas saturadas foi utilizada a equação de Sterner *et al.* (1988), a qual utiliza a temperatura de fusão da halita (TDH) e/ou silvita (TDS) para o cálculo da salinidade no sistema H_2O -NaCl-KCl. As duas equações podem ser utilizadas também para outros sistemas sendo, porém, a salinidade calculada em % peso equivalente de NaCl. A salinidade das IF aquocarbônicas foi calculada pela equação de Bozo *et al.* 1973 (in Parry, 1973). A densidade (d) dos fluidos contidos nas IF foi calculada com o auxílio do programa McFlincon, versão 1.4 (Brown & Lamb, 1989), utilizando-se, para as IF aquosas, as $T_{f_{gelo}}$ e T_h (IF não saturadas) e $T_{f_{gelo}}$ e TDH (IF saturadas) e, para as IF aquocarbônicas, foram utilizadas as T_hCO_2 e a porcentagem volumétrica da fase aquosa (grau de preenchimento F) e da fase carbônica (VG).

Inclusões aquosas não saturadas

As inclusões fluidas aquosas não saturadas ocorrem como IF bifásicas (L+V) subarredondadas ou alongadas, primárias, pseudosecundárias e secundárias. As IF primárias ocorrem de maneira isolada no interior dos cristais de quartzo3 (Fig. 6A), com grau de preenchimento (F) entre 0,85 e 0,8 e tamanhos entre 10 e 20 μ m. As IF pseudosecundárias ocorrem alinhadas em fraturas cicatrizadas em quartzo3 e 4 (Figs. 6B e D), com F entre 0,85 e 0,7 e tamanhos inferiores a 5 μ m, o que torna sua observação uma tarefa difícil. As IF secundárias ocorrem em trilhas retilíneas, comumente agrupadas em feixes que atravessam os limites dos cristais de quartzo3 e 6, com F entre 0,8 e 0,85 e tamanhos diminutos, entre 5 e 8 μ m (Figs. 6C e E). As temperaturas do ponto eutético (T_e) das IF aquosas não saturadas situaram-se em dois intervalos distintos, entre -34 e -43°C em quartzo3 e entre -58 e -66°C em quartzo4 e 6, compatíveis, segundo Borizenco (1977), respectivamente, com os sistemas H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂ e H_2O -NaCl-CaCl₂ (Fig. 7A). A tabela 1 exibe todos os parâmetros microtermométricos obtidos para as IF aquosas não saturadas, cujas frequências são visualizadas na figura 7.

Inclusões aquosas saturadas

Ocorrem como IF trifásicas (L+V+S) e mais raramente polifásicas, subarredondadas a ligeiramente alongadas, pseudosecundárias (em quartzo4) e primárias (em quartzo6), com F entre 0,5 e 0,65 e tamanhos entre 4 e 10 μ m (Figs. 8A e B). As IF trifásicas contêm somente um cristal de saturação euédrico (cúbico) compatível com haletos, provavelmente halita, enquanto que as IF polifásicas podem conter até três fases sólidas (L+V+S1+S2+S3), sendo os cristais euédricos (cúbicos) provavelmente halita,

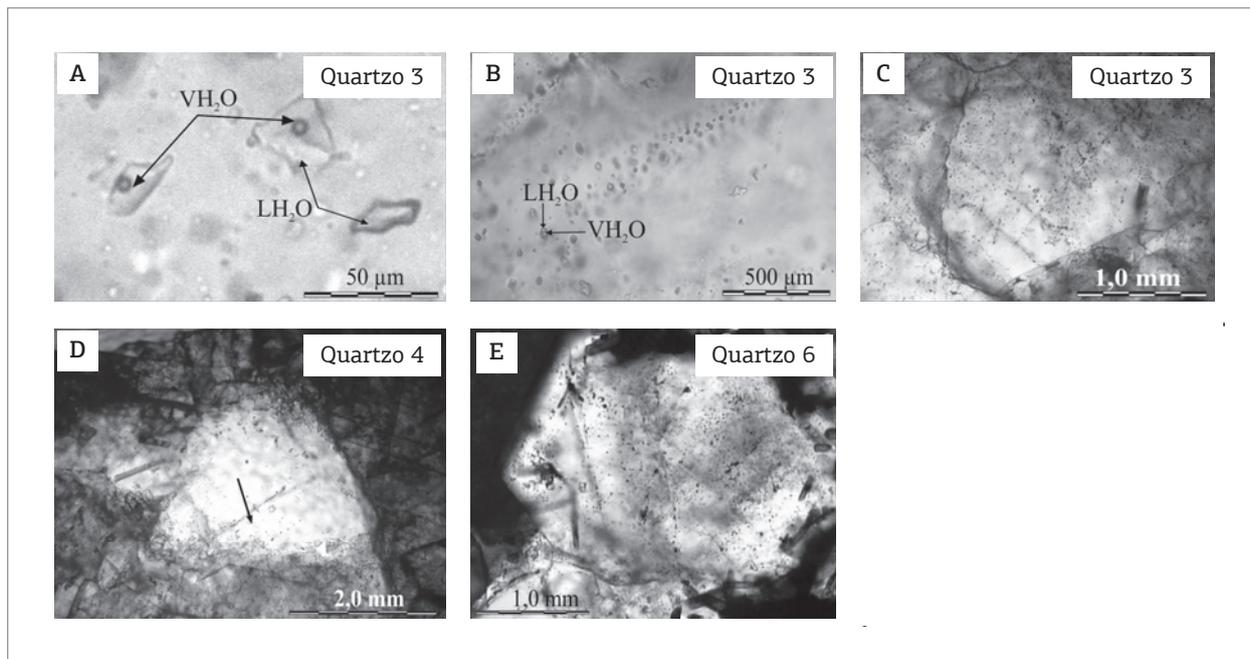


Figura 6. Fotomicrografias de inclusões fluidas (IF) aquosas não saturadas bifásicas em veios mineralizados do depósito Ouro Roxo. (A) IF primárias; (B e D) IF pseudosssecundárias; (C e E) IF secundárias.

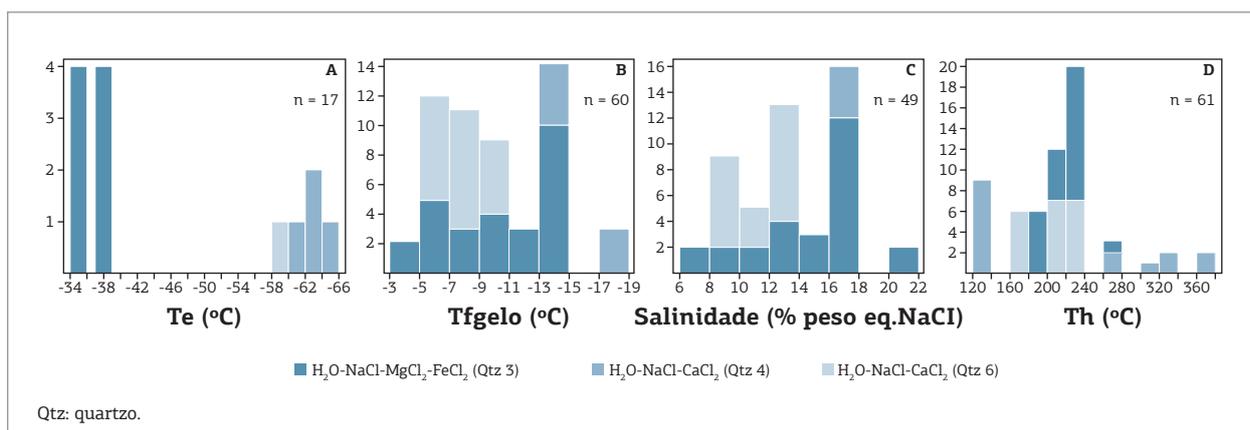


Figura 7. Histograma de frequência referente às inclusões fluidas (IF) aquosas não saturadas em quartzo das gerações 3,4 e 6 do depósito Ouro Roxo. (A) Ponto eutético (Te); (B) fusão do gelo (Tfgeo); (C) salinidade; (D) temperatura de homogeneização (Th).

e os cristais subédricos, com formas mais arredondadas e alongadas, possivelmente silvita (Figs. 8A e B).

As temperaturas do ponto eutético (Te) foram difíceis de serem obtidas, porém quando observadas variaram entre -60 a -66°C (tabela 2 e figura 8c), compatíveis com o sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Davis *et al.* 1990, Fig. 9C). Segundo esses autores, valores anômalos, inferiores a -60°C (Tabela 2), podem ser relacionados a fenômenos de meta-estabilidade do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ ou presença de cátions incomuns (por exemplo, Li e Sr), ou ainda transições de fases do gelo hexagonal em fluidos de idêntica composição (Walker & Samson 1998). A provável presença de cristais de silvita (KCl) e a ocorrência de mica branca na

paragênese hidrotermal indicam que o potássio pode ser um componente importante do fluido aquoso saturado e possivelmente do não saturado também. A tabela 2 exhibe todos os parâmetros microtermométricos obtidos para as IF aquosas saturadas. Os cristais de halita fundem antes da temperatura de homogeneização total (Th) das IF que ocorre sempre no estado líquido (tabela 2). As frequências das Th são visualizadas na figura 8D.

A composição das IF aquosas saturadas, expressa pelos conteúdos de NaCl e $CaCl_2$ em % peso (Tabela 2), foi obtida por meio do esquema proposto por Williams-Jones e Samson (1990) que utiliza as Tfgeo e TDH plotadas no diagrama ternário $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Fig. 9). Os valores da Tfgeo são

Tabela 1. Principais resultados microtermométricos obtidos a partir das inclusões fluidas aquosas não saturadas do depósito Ouro Roxo

Parâmetros	Sistema de fluidos aquosos não saturados		
	H ₂ O-NaCl-MgCl ₂ -FeCl ₂		H ₂ O-NaCl-CaCl ₂
Geração/Qtz	Quarto 3	Quarto 4	Quarto 6
Nº de IF	70	81	90
F	0,7 a 0,85	0,7 a 0,85	0,8 a 0,85
Tipo de IF	P/P-S/S	P-S	S
Te (°C)	-34 a -43	-58 a -66	
Tfgelo (°C)	-3,1 a -15,3	-13 a -18	5 a -11
Densidade (g/cm ³)	0,89 a 1,0	0,89 a 0,96	
Salinidade (% peso equiv. NaCl)	6 a 18	16 a 22	8 a 14
Th (°C)	160 a 270	240 e 370	100 e 220

Qtz: quartzo; IF: inclusões fluidas; P: primária; P-S: pseudossecundária; S: IF secundária; F: grau de preenchimento Te: ponto eutético; Tfgelo: temperatura de fusão do gelo; Th: temperatura de homogeneização.

Tabela 2. Principais resultados microtermométricos obtidos para as inclusões fluidas aquosas saturadas do depósito Ouro Roxo

Parâmetros	Fluido aquoso saturado						
	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂						
Geração/Qtz	Quarto 4				Quarto 6		
Nº de IF	36				15		
Tipo de IF	P-S				P		
F	0,4 a 0,6				0,4 a 0,65		
Te (°C)	-60 a -66°C e -74 a -76				-60 a -64		
Densidade (g/cm ³)	1,11 a 1,12				1,13 a 1,14		
Th (°C)	260 e 420				260 e 350		
	Inclusão				Inclusão		
	1	2	3	4	5	6	7
Tfgelo (°C)	32,3	35,2	33,5	39,0	31,7	33,4	28,7
TDH (°C)	190,0	163,7	218,2	186,1	163,8	176,3	173,2
NaCl	19,5	22,0	16,0	15,0	17,0	17,5	19,5
CaCl ₂	22,0	22,0	24,5	26,0	22,0	24,5	19,5
NaCl/CaCl	0,45	1,0	0,66	0,57	0,57	0,71	1,0
Salinidade (% peso equiv. NaCl)	31,38	30,21	32,82	31,20	30,21	30,75	30,48

Qtz: quartzo; IF: inclusões fluidas; P-S: pseudossecundária; P: primária; Te: ponto eutético; Th: temperatura de homogeneização; Tfgelo: temperatura de fusão do gelo; TDH: temperatura de dissolução da halita.

plotados sobre a linha cotética entre os campos gelo+líquido e hidrohalita+ líquido e, a partir desses pontos, traça-se uma linha até o ponto de composição da hidrohalita na linha H₂O-NaCl. O cruzamento dessas linhas com as isotermas de TDH definem os pontos que representam as proporções percentuais de NaCl e CaCl₂. Os valores das salinidades calculadas de sete

IF (4 do quartzo₄ e 3 do quartzo₆), pela equação de Sterner *et al.* (1988), situam-se entre 30,2 e 32,8% peso equiv. NaCl, especificados na Tabela 2. As frações molares de halita, NaCl/(NaCl+CaCl₂), normalmente inferiores a 0,5 (Tabela 2), indicam um fluido rico em cálcio, que resultou em expressiva carbonatação das rochas hospedeiras do minério.

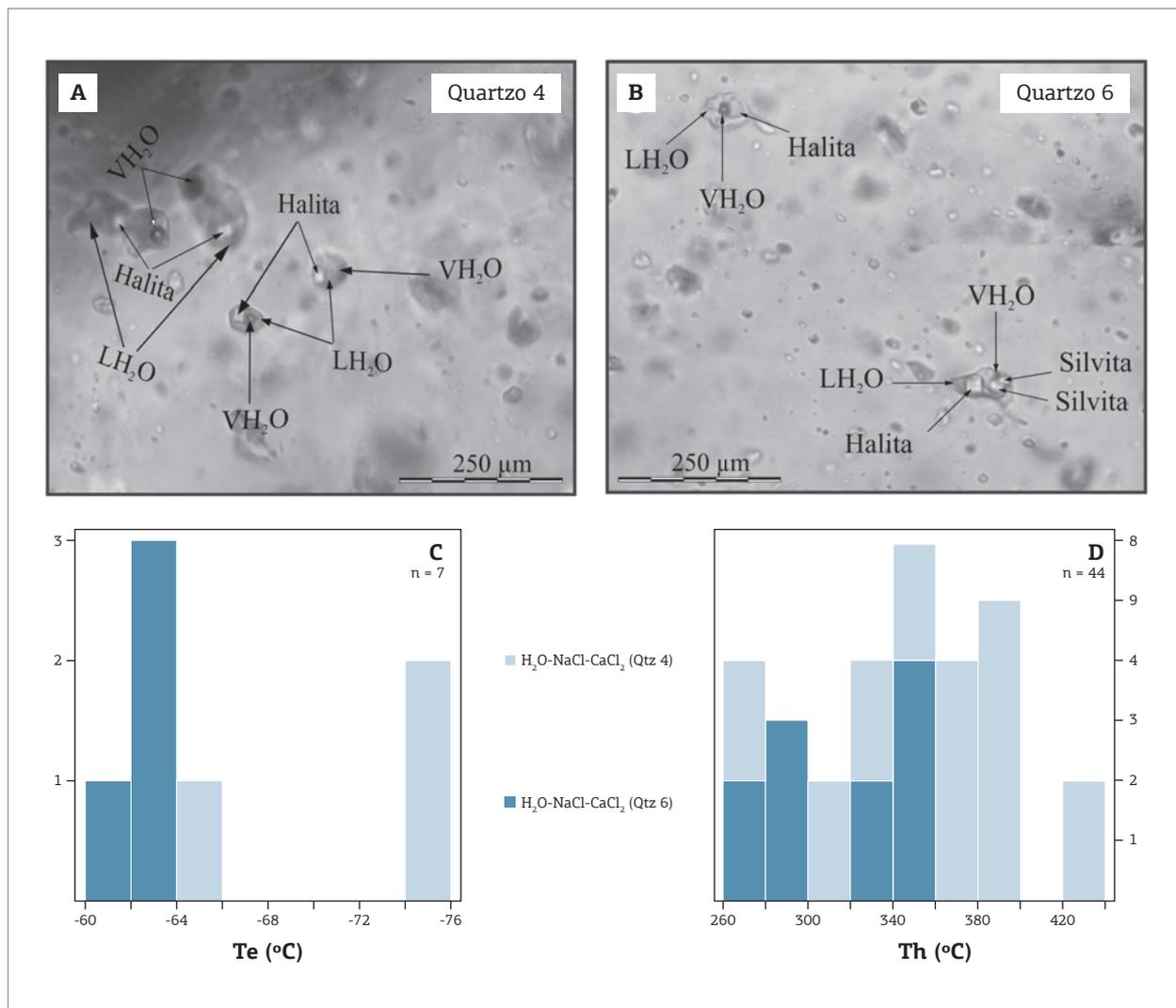


Figura 8. Fotomicrografias de inclusões fluidas (IF) aquosas saturadas em quartzo 4 (A) e quartzo 6 (B). Histograma de frequência referente às IF aquosas saturadas em quartzo 4 e 6; (C) temperaturas do ponto eutético (Te); (D) temperatura de homogeneização (Th).

Inclusões aquocarbônicas (sistema H₂O-CO₂-NaCl)

As inclusões fluidas aquocarbônicas primárias ocorrem em cristais de quartzo das gerações 3 e 4. Foram estudadas 128 IF aquocarbônicas (69 em q3 e 59 em q4), as quais ocorrem de maneira aleatória no interior dos cristais de quartzo das duas gerações, tanto como IF bifásicas como trifásicas (Fig. 10A e B), com formas irregulares, ligeiramente alongadas, tamanhos entre 6 e 15 μm e F quase invariável (em torno de 0,6).

A fase carbônica das IF aquocarbônicas, tanto trifásicas como bifásicas, homogeneiza-se para o CO₂ líquido. A ThCO₂ das IF trifásicas foi obtida com um pequeno aquecimento das inclusões até o desaparecimento do CO₂ gasoso entre 24,2 e 31,7°C. No caso das IF bifásicas, as mesmas foram submetidas a um pequeno resfriamento até aparecer

a bolha de CO₂ gasoso, após o que, com um pequeno aquecimento, a homogeneização da fase carbônica foi alcançada com ThCO₂ entre 25,4 e 29,6°C. As medidas da temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂) situaram-se entre -57,9 e -56,9°C nas duas gerações de quartzo (Fig. 11A), mostrando um pequeno abaixamento em relação ao ponto de fusão do CO₂ puro (-56,6°C), o que indica uma participação discreta de outros gases na fase carbônica, provavelmente metano. No diagrama TfCO₂ versus ThCO₂, a quantidade de metano nas IF aquocarbônicas foi estimada aproximadamente em 4 a 9 mol% nas duas gerações de quartzo (Fig. 11D).

O ponto eutético (Te) para as IF aquocarbônicas foi de difícil observação e uma única medida obtida de -36,9°C, em cristal de quartzo 4, pode indicar a possível participação de FeCl₂ no fluido. As medidas de fusão do gelo (Tf_{gelo}) situaram-se entre -5 e -11°C nas duas gerações de quartzo

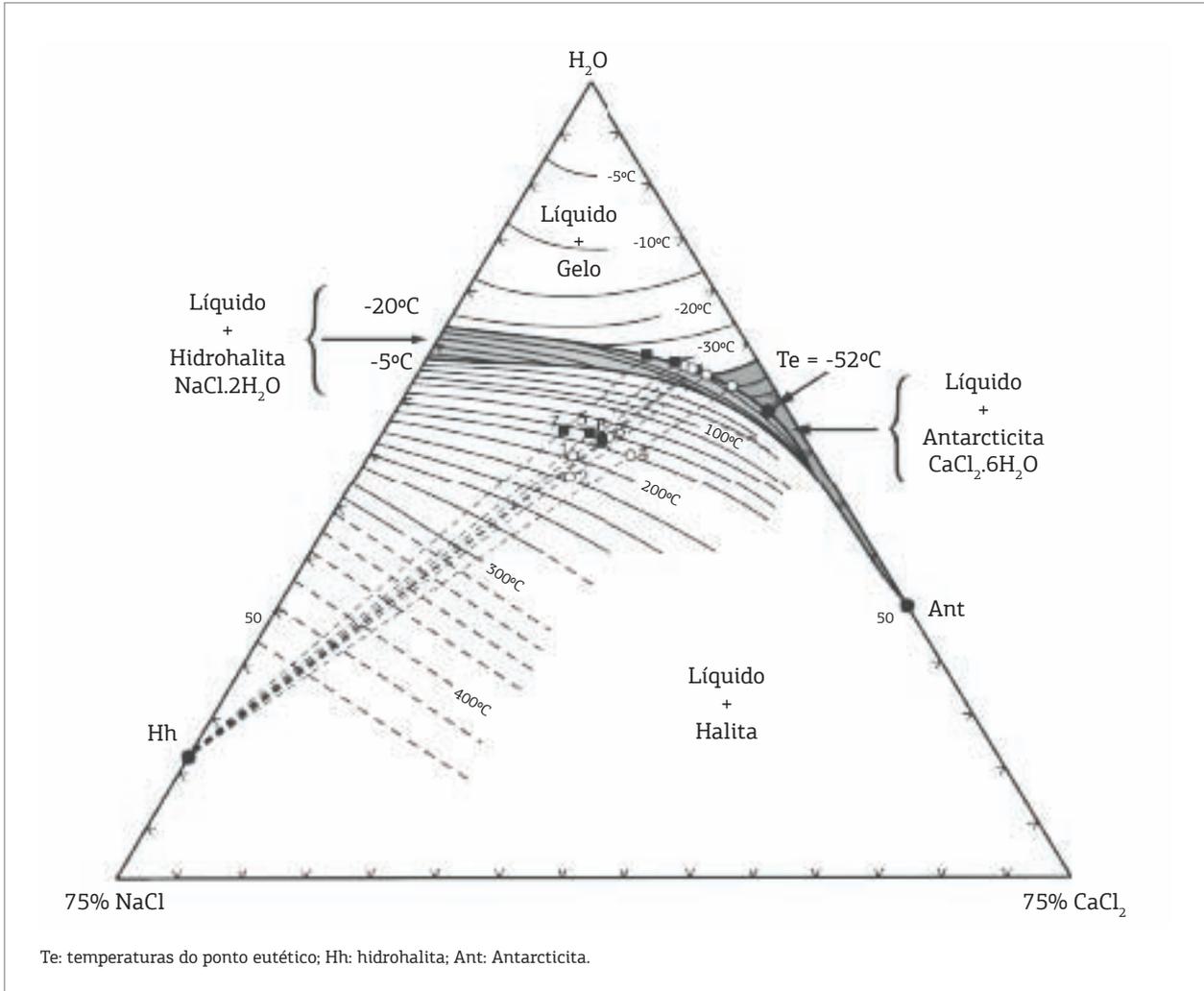


Figura 9. Inclusões fluidas aquosas saturadas saturadas do quartzo4 (círculo) e do quartzo6 (quadrado) plotadas no diagrama $H_2O-NaCl-CaCl_2$. Campos e isotermas segundo Williams-Jones 2 Samson (1990). As composições dessas amostras, calculadas a partir do diagrama, estão representadas na Tabela 2.

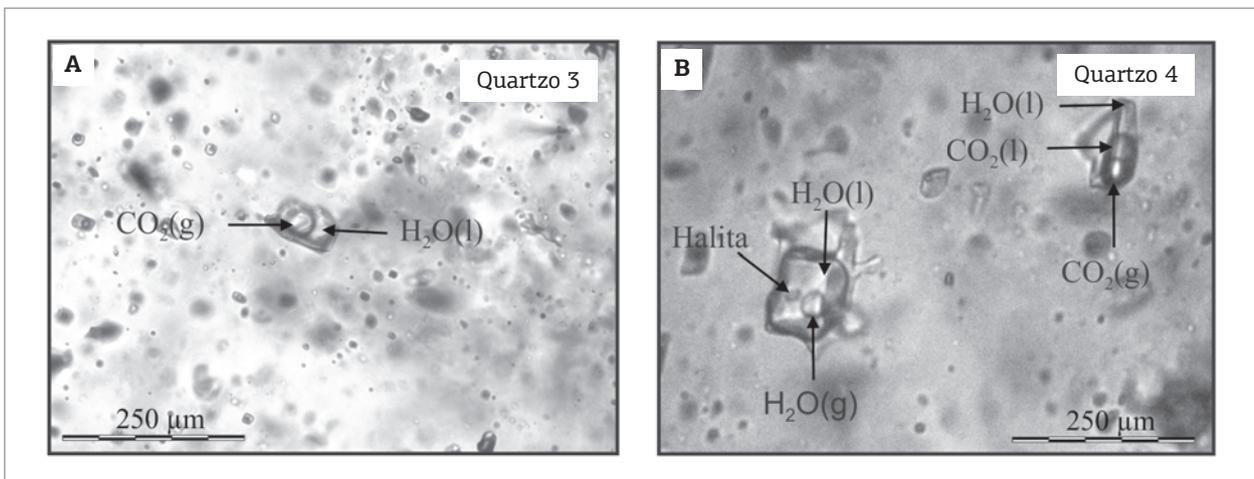


Figura 10. Fotomicrografia de inclusões fluidas aquocarbônicas bifásicas em A e trifásicas em B.

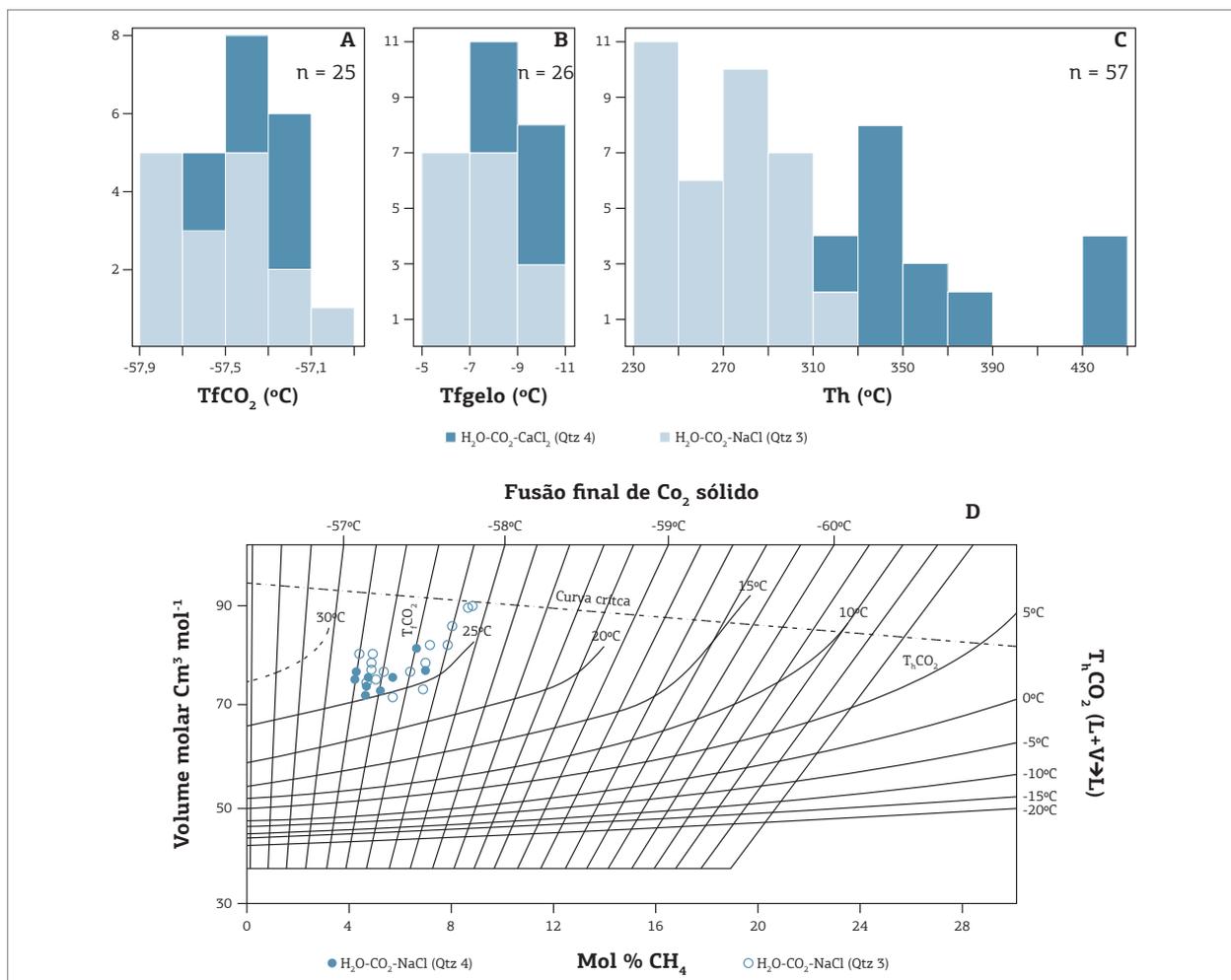


Figura 11. Histograma de frequência da temperatura de fusão do CO₂ - ThCO₂ (A), temperatura de fusão do gelo - Tf gelo (B) e temperatura de homogeneização total - Th (C) das IF aquocarbônicas em quartzo3 e 4. Diagrama TfCO₂ versus ThCO₂ para determinação molar de CO₂-CH₄ a partir da TfCO₂ e ThCO₂ para o estado líquido, das IF aquocarbônicas em quartzo3 e 4 (D), modificado de Shepher *et al.* (1985).

(Fig. 11B). A fusão do clatrato (Tfclat) foi observada em apenas 3 IF aquocarbônicas do quartzo₄, com valores de Tfclat entre -6,1 e -8,5°C, pois a proximidade do índice de refração desse hidrato com o da água dificultou a sua observação. A salinidade das IF aquocarbônicas foi calculada, a partir das Tfclat, pela equação de Bozzo *et al.* 1973 (*apud* Parry 1986), com base no sistema H₂O-CO₂-NaCl, cujos valores obtidos situaram-se entre 19,8 e 20,4% peso equiv. NaCl. A temperatura de homogeneização total (Th) das IF aquocarbônicas sempre ocorreu para a fase aquosa, com valores de Th entre 230 e 440oC (Fig. 11C).

GEOTERMÔMETRO DA CLORITA

Para definir a temperatura e pressão de formação do depósito Ouro Roxo é necessário complementar os dados

microtermométricos do fluido mineralizante com um geotermômetro independente. Para tanto foi utilizado o geotermômetro da clorita estabelecido por Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988), baseado na proporção catiônica do alumínio tetraédrico da clorita (Al^{IV}) que permite calcular sua temperatura de cristalização por meio da equação $T = 321,98 Al^{IV} - 61,92$.

Foram realizadas 21 microanálises pontuais, em microsonda eletrônica, nas 4 gerações seguintes de clorita hidrotermal reconhecidas no depósito Ouro Roxo: clorita1 (no protólito granitoide), clorita2 (nos milonitos), clorita3 (associada com minério sulfetado nos veios mineralizados) e clorita4 em vênulas tardias (detalhes petrográficos em Veloso, 2011 e Veloso e Santos, 2013). A temperatura de cristalização da clorita é calculada a partir de uma composição anidra, com base em 14 (ou 28) átomos de oxigênios, desprezando-se as 4 moléculas de água da fórmula geral

(Fe⁺²,Mg,Mn,Ca)_{6-x}(Al^{VI},Fe⁺³)_x(Si_{4-x}Al^{IV}_x)O₁₄·4H₂O. Os dados analíticos das cloritas do depósito Ouro Roxo mostraram que suas composições situam-se na transição clinocloro-chamosita, com Al^{IV} entre 0,97 e 1,41 e a seguinte variação composicional: (Mg_{0,40-0,66}Fe⁺²_{0,60-0,33}4,45-4,9)(Al^{VI}_{0,96-1,0}Fe⁺³_{0,4-0,0}Ti⁺⁴_{0,2-0,0})_{1,49-1,1}(Si_{2,59-3,03}Al^{IV}_{1,41-0,97})O₁₀(OH)₈.

As temperaturas obtidas pela equação de Cathelineau (1988) foram também corrigidas com as equações de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995), para compensar as variações da fração molar do ferro bivalente que, segundo estes dois últimos autores, influencia na

temperatura de cristalização da clorita. A Tabela 3 exhibe as temperaturas de cristalização das cloritas calculadas pelas três equações, sendo as mais elevadas obtidas pela equação de Cathelineau (1988) e as mais baixas pela equação de Zang & Fyfe (1995). As temperaturas obtidas pela equação de Kranidiotis e MacLean (1987) são intermediárias entre aquelas obtidas pelas outras duas equações, porém mais próximas das temperaturas obtidas pela equação de Cathelineau (1988). Em razão dessa discrepância, optou-se pelos valores calculados a partir da equação de Cathelineau (1988).

Tabela 3. Temperaturas de cristalização da clorita hidrotermal do depósito aurífero Ouro Roxo, calculadas com base nas equações de Cathelineau (1988), Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995), a partir de análises químicas da clorita em microsonda eletrônica

Amostras AlIV/14(O)		Fe+2/ (Fe+2+Mg)	Cathelineau (1988) ¹		Kranidiotis & MacLean (1987) ²			Zang & Fyfe (1995) ³			
			Al ^{IV} /14(O)	T (°C)	Al ^{IV} /28(O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (°C)	Al ^{IV} /28(O)	Al ^{IV} _{Corr}	T (°C)	
Gran	Clo1	1	0,33	0,97	250,40	1,94	2,17	248,02	1,94	1,95	224,59
		2	0,33	1,05	276,16	2,11	2,34	266,04	2,11	2,12	242,64
Milonito	Clorita2	3	0,44	1,13	301,92	2,25	2,56	289,36	2,25	2,16	246,89
		4	0,43	1,19	321,24	2,38	2,68	302,08	2,38	2,30	261,76
		5	0,45	1,20	324,46	2,39	2,70	304,20	2,39	2,29	260,70
		6	0,44	1,22	330,90	2,43	2,74	308,44	2,43	2,34	266,01
		7	0,43	1,22	330,90	2,44	2,74	308,44	2,44	2,36	268,13
		8	0,46	1,22	330,90	2,44	2,76	310,56	2,44	2,33	264,95
		9	0,45	1,26	343,77	2,51	2,83	317,98	2,51	2,41	273,44
Veio mineralizado	Clorita3	10	0,34	1,17	314,80	2,34	2,58	291,48	2,34	2,34	266,01
		11	0,37	1,26	343,77	2,52	2,78	312,68	2,52	2,49	281,94
		12	0,57	1,35	372,75	2,71	3,11	347,66	2,71	2,51	284,06
		13	0,58	1,37	379,19	2,75	3,16	352,96	2,75	2,54	287,25
		14	0,57	1,38	382,41	2,76	3,16	352,96	2,76	2,56	289,37
		15	0,59	1,39	385,63	2,79	3,20	357,20	2,79	2,57	290,43
		16	0,56	1,40	388,85	2,80	3,19	356,14	2,80	2,61	294,68
Vênulas	Clorita4	17	0,57	1,32	363,09	2,64	3,04	340,24	2,64	2,44	276,63
		18	0,59	1,33	366,31	2,66	3,07	343,42	2,66	2,44	276,63
		19	0,54	1,34	369,53	2,68	3,06	342,36	2,68	2,50	283,00
		20	0,54	1,37	379,19	2,74	3,12	348,72	2,74	2,56	289,37
		21	0,60	1,38	382,41	2,76	3,18	355,08	2,76	2,53	286,19

⁽¹⁾ Equação de Cathelineau (1988): T(°C) = 321,98 Al^{IV} - 61,92. Al^{IV} calculado para 14(O).

⁽²⁾ Equação de Kranidiotis & MacLean (1987): T(°C) = 106 Al^{IV}_{Corr} + 18. Al^{IV} calculado para 28(O)

Al^{IV}Corr = Al^{IV}+0,7Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg). ⁽³⁾ Equação de Zang & Fyfe (1995): T(°C) = 106,2 Al^{IV}_{Corr} + 17,5.

Al^{IV} calculado para 28(O), Al^{IV}_{Corr} = Al^{IV}-0,88Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg)+0,2992.

Al^{IV} = Al tetraédrico calculado (sem correção). Al^{IV}_{Corr} = Al tetraédrico corrigido.

Os dados analíticos e geotermométricos das cloritas mostram que o processo hidrotermal começou provavelmente no início do cisalhamento, formando clorita1 (clinocloro), em temperaturas baixas (250 a 275°C), com fração molar do Fe⁺² igual a 0,33 (Fig.12), que ocorre nos granitoides encaixantes dos corpos mineralizados. Com a progressão do cisalhamento, começou a formar clorita2 (clinocloro) nos milonitos, em temperaturas entre 300 e 345°C, com fração molar do Fe⁺² entre 0,43 e 0,46 (Fig. 12). No ápice do processo hidrotermal, formaram-se os veios mineralizados juntamente com clorita3 (clinocloro-chamosita), com fração molar do Fe⁺² entre 0,34 e 0,59 e temperaturas entre 315 e 388°C (Fig. 12) que deve representar o intervalo de temperaturas de formação do minério. No declínio do processo hidrotermal formaram-se vênulas tardias de clorita4 (chamosita), em temperaturas entre 365 e 380°C, com fração molar do Fe⁺² entre 0,54 e 0,60 (Fig. 12), que cortam os corpos mineralizados. A evolução termal e composicional das cloritas durante o processo hidrotermal no depósito Ouro Roxo evidencia um aporte contínuo de ferro reduzido

no sistema, proveniente da decomposição dos minerais ferromagnesianos do granitóide hospedeiro do minério, que favoreceu a formação de clorita chamosita e pirita juntamente com o minério.

Os valores da pressão de aprisionamento dos fluidos mineralizantes do depósito Ouro Roxo foram corrigidas a partir das isócoras das inclusões fluidas e das temperaturas de cristalização das cloritas hidrotermais dos veios mineralizados (Fig. 13). Aplicando-se o intervalo de temperaturas de cristalização da clorita3 (315 e 388°C), associada com o minério, no diagrama das isócoras, as linhas de temperatura interceptam as isócoras do fluido aquocarbônico (A4) e das salmouras (S4 e S6) a pressões mínima e máxima de 2,05 e 4,15kb que correspondem, aproximadamente, a profundidades entre 7 e 14km. As condições de temperatura e pressão (T-P) de formação do depósito Ouro Roxo (área cinza no diagrama da figura 13), situadas no campo de estabilidade da muscovita + clorita e entre os campos da biotita e ilita, indicam condições mesozonais para a formação do depósito, compatível com o domínio dúctil-rúptil caracterizado pela intercalação de milonitos e brechas que hospedam os corpos mineralizados.

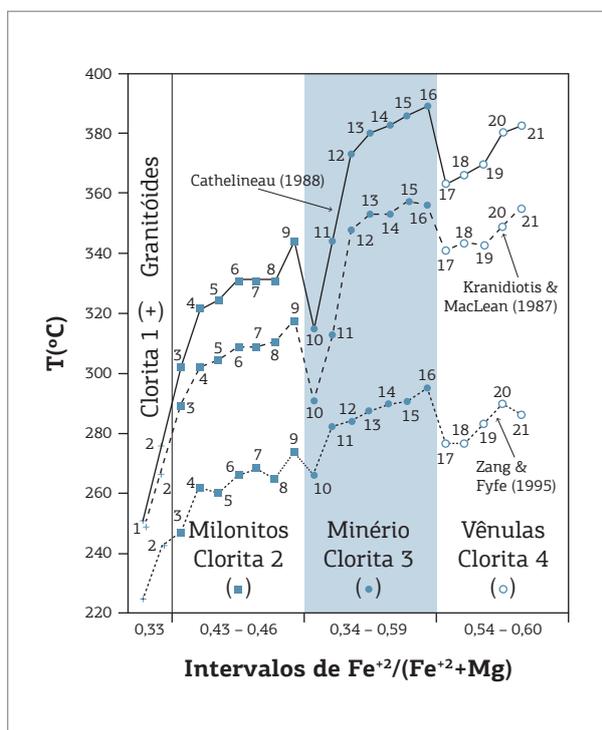


Figura 12. Temperaturas de cristalização das quatro gerações de clorita hidrotermal do depósito aurífero Ouro Roxo, calculadas com base nas equações de Cathelineau (1988), Kranidiotis e MacLean (1987) e Zang e Fyfe (1995), a partir de análises químicas da clorita em microsonda eletrônica, conforme dados da tabela 3. Intervalos da fração molar de Fe⁺² no eixo horizontal.

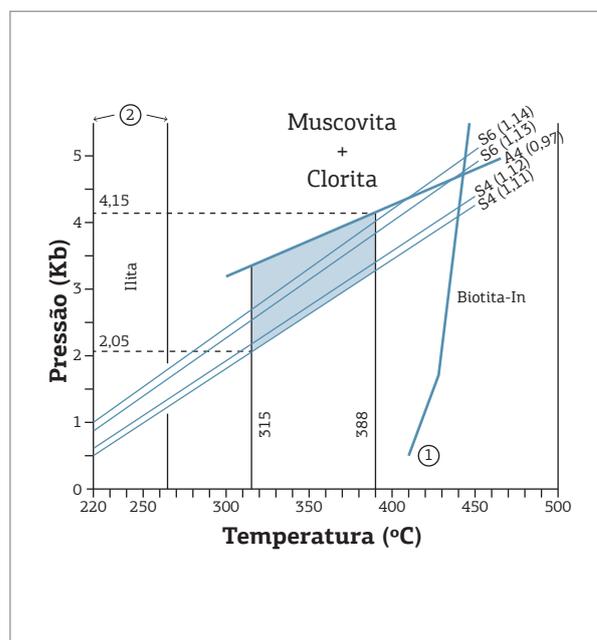


Figura 13. Condições de pressão e temperatura – P-T (área cinza) para a formação do depósito aurífero Ouro Roxo, no campo de estabilidade da muscovita + clorita. As temperaturas de 315 e 388°C foram calculadas pelo geotermômetro da clorita. As isócoras S4 e S6 são de salmouras em quartzo 4 e 6, respectivamente, enquanto que a isócora A4 é de inclusão fluida aquocarbônica em quartzo 4 (entre parênteses, os valores das densidades das inclusões fluidas). Linha 1 segundo Nitsch (1970) e linha 2 segundo Hoffman e Hower (1979).

DISCUSSÃO

Origem e evolução do sistema de fluidos

As características petrográficas e os dados microtermométricos das inclusões fluidas estudadas mostraram que um fluido aquocarbônico de média salinidade e dois fluidos aquosos, um do sistema H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂ de baixa a média salinidade e outro do sistema H_2O -NaCl-CaCl₂ (saturado e não saturado), compõem o sistema de fluidos do depósito aurífero Ouro Roxo.

As características semelhantes das inclusões fluidas aquocarbônicas em quartzos 3 e 4, com mesma composição e pequena variação de F, evidenciam tratar-se do mesmo fluido, possivelmente homogêneo quando aprisionado (Ramboz *et al.* 1982). O conteúdo de CO₂ nas IF aquocarbônicas (até 40% de CO₂) pode ser explicado pelas reações de hidrólise durante a alteração hidrotermal da rocha hospedeira (alterações propilítica e fílica) que consumiram água do fluido mineralizante, enriquecendo-o em CO₂. O caráter primário das IF e a associação do minério com o quartzo 4 evidenciam a contemporaneidade do fluido aquocarbônico com estas duas gerações de quartzo hidrotermal e com o minério. O controle estrutural dos corpos de minério pela zona de cisalhamento evidencia também uma contemporaneidade entre zona de cisalhamento, o minério e o fluido aquocarbônico, características que permitem considerá-lo como possível fluido mineralizante. As IF do quartzo 3 podem representar amostras do fluido em condições mais rúpteis (menor profundidade) do que as IF em quartzo 4, como maior Th (330 a 440°C), provavelmente captadas em condições mais dúcteis (maior profundidade). Entretanto a relação genética entre a zona de cisalhamento e o fluido aquocarbônico é duvidosa. A salinidade do fluido aquocarbônico do depósito Ouro Roxo (19 a 20% peso equiv. NaCl) é muito elevada quando comparada aos depósitos auríferos tipo *lode* orogênico, tipicamente relacionados à zonas de cisalhamento (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2001, 2005). Além disso, os fluidos aquocarbônicos de origem metamórfica dos depósitos orogênicos são normalmente mais enriquecidos em CH₄ e N₂.

Quanto aos fluidos aquosos, é possível diferenciá-los, no diagrama Te *versus* salinidade (Fig. 14A), em dois sistemas químicos: 1) fluido H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂ em cristais de quartzo 3, com Te entre -34,8 e -42,8°C e salinidade média; 2) fluido H_2O -NaCl-CaCl₂ em cristais de quartzo 4 e 6, com Te entre -58 e -66,4°C. Tanto IF não saturadas, com salinidade média, como IF saturadas ocorrem nesse sistema. No fluido saturado, a temperatura de dissolução da halita (TDH), nas duas gerações de quartzo, é menor que a temperatura de homogeneização (Th), o que pode caracterizar o aprisionamento do fluido como homogêneo (Fig. 14B).

Por outro lado, a ocorrência de dois fluidos primários (aquocarbônico e aquoso) nos cristais de quartzo 3 e 4 é compatível com um aprisionamento heterogêneo dos dois fluidos.

No diagrama Th *versus* salinidade (Fig. 14B), observa-se que as IF não saturadas do sistema H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂, em quartzo 3, apresentam uma variação na salinidade (6 a 18% % peso NaCl eq.) que pode ser explicada por meio de possível mistura com fluidos de salinidade diferente, mas de temperatura similar. A distribuição das IF aquosas do sistema H_2O -NaCl-CaCl₂, em quartzo 4 e 6, formando um alinhamento diagonal no diagrama da Figura 14B, evidencia uma possível diluição provavelmente causada por mistura com fluido mais frio e de menor salinidade presente no quartzo 6. A distribuição vertical na distribuição dos pontos do quartzo 6 (Fig. 14B) indica, provavelmente, que as inclusões foram afetadas por processo de estrangulamento, invalidando, portanto, qualquer interpretação a partir das medidas nessas inclusões.

As significativas diferenças nas propriedades PVTX dos fluidos aquosos, reconhecidos nos veios mineralizados do depósito Ouro Roxo, demonstram tratar-se de dois fluidos distintos, conforme observado no diagrama da Fig. 14B. O fluido do sistema H_2O -NaCl-MgCl₂-FeCl₂, que ocorre em quartzo 3, com salinidade variável, é de origem controversa, podendo ter sido exsolvido do fluido aquocarbônico original por imiscibilidade, mas os poucos dados das inclusões aquocarbônicas em quartzo 3 dificultam essa interpretação. As características das IF aquosas do sistema H_2O -NaCl-CaCl₂, que ocorrem em quartzo 4 e 6, indicam tratar-se de um único fluido, o qual passou por diluição. As salmouras foram interpretadas como de origem magmática, relacionadas à fase residual de um magmatismo granítico, aproximadamente contemporâneo à zona de cisalhamento. A ocorrência das salmouras juntamente com fluido aquocarbônico, ambos como IF primárias em cristais de quartzo 4, pode ser interpretada pelo menos de duas maneiras. Primeiro, mistura dos dois fluidos, provocando diluição das salmouras e aumento da salinidade do fluido aquocarbônico. Essa mistura de fluidos pode ter ocorrido à época de cristalização do quartzo 4, e as salmouras continuaram sua atividade durante a cristalização do quartzo 6, em menor temperatura, quando o fluido aquocarbônico não estava mais em atividade, conforme indicado no diagrama da Fig. 15. A segunda possibilidade seria uma aprisionamento heterogêneo de um fluido magmático originalmente composto por H_2O + CO₂ + NaCl. Segundo Baker (2002) e Lang & Baker (2001), a perda de água por evaporação do fluido magmático pode provocar imiscibilidade entre a fase aquosa salina e a fase carbônica, resultando em salmoura e fluido aquocarbônico aprisionados de modo heterogêneo. Esse mecanismo poderia explicar a associação íntima entre fluido aquocarbônico de salinidade média e salmoura em cristais de quartzo 4 no depósito Ouro Roxo. O caráter primário das IF das salmouras em cristais de quartzo 4, juntamente com o fluido aquocarbônico e com o minério, permite considerar também as salmouras como possível fluido mineralizante. O granito Maloquinha, de idade 1,88 a 1,87Ga, que ocorre na área do depósito Ouro Roxo, parece ser um bom candidato para a fonte das salmouras.

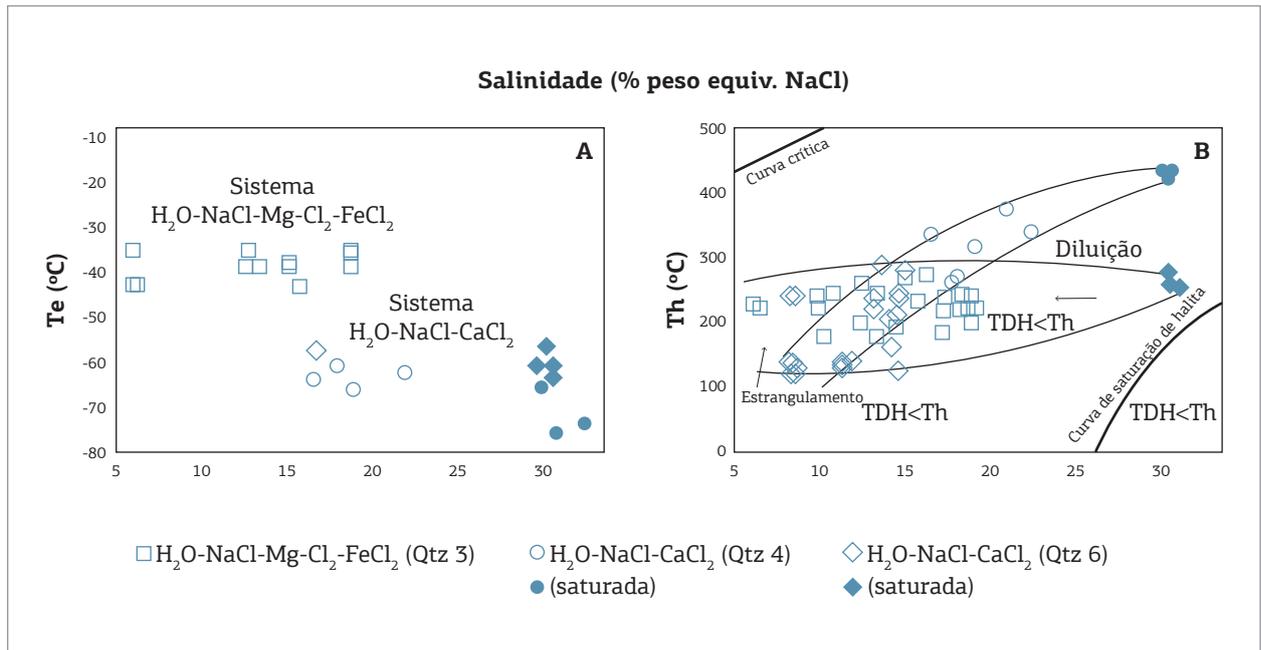


Figura 14. Diagramas do ponto eutético Te (A) e da temperatura de homogeneização Th (B) versus salinidade dos fluidos aquosos, em quartzo 3, 4 e 6, no sistema Ouro Roxo em (A) e mostrando dois sistemas com base no Te e variação da salinidade desde fluidos não saturados até saturados. A variação de salinidade dos fluidos no quartzo 3, a diluição dos fluidos nos quartzos 4 e 6 e o estrangulamento nas inclusões do quartzo 6 em (B).

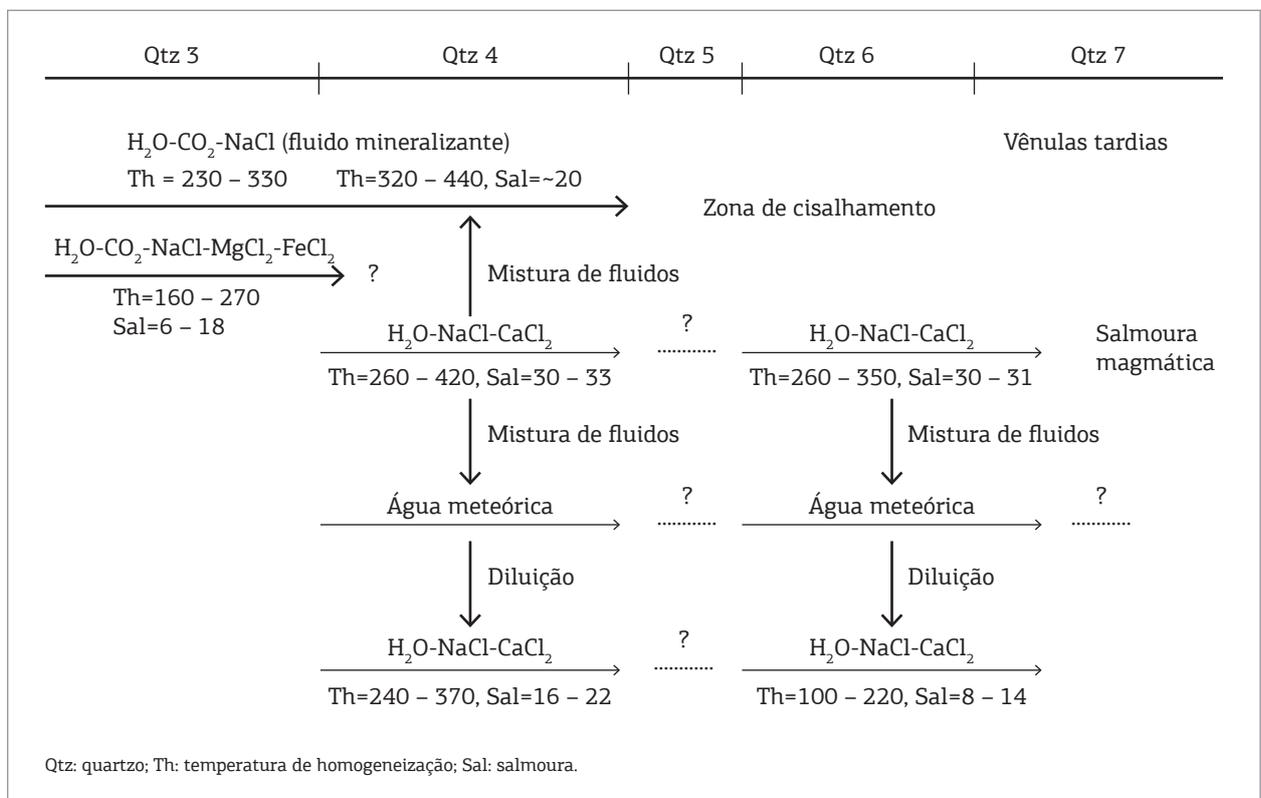


Figura 15. Evolução do sistema de fluidos do depósito Ouro Roxo, mostrando os fluidos mineralizantes (aquocarbônico e salmouras magmáticas) e os processos de mistura e diluição que afetaram os fluidos do sistema Ouro Roxo.

Água menos salina, provavelmente meteórica, deve ter infiltrado no sistema hidrotermal à época de cristalização do quartzo⁶, posteriormente à formação do depósito, quando o mesmo já se encontrava mais próximo da superfície, e se misturou com as salmouras que sofreram nova diluição, provocando, por outro lado, aumento da salinidade da água meteórica, como demonstram as inclusões aquosas secundárias de baixa salinidade do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂, presentes no quartzo⁶ (Fig. 15). A evolução dos fluidos nas respectivas gerações de quartzo do depósito Ouro Roxo pode ser visualizada no gráfico da Fig. 15.

Mecanismo de transporte e deposição do ouro

A solubilidade dos metais nas soluções hidrotermais é sensivelmente afetada pela variação da fugacidade de oxigênio e do enxofre (fO₂ e fS₂) e pH, atribuindo ao estado redox dos fluidos grande importância no controle do transporte e deposição dos metais.

A paragénesesulfetada da mineralização do depósito Ouro Roxo, a ausência de óxidos hidrotermais e a presença de outros gases, principalmente metano (entre 4 e 9 mol%) no fluido aquocarbônico (Fig. 11D), demonstram a natureza redutora do fluido mineralizante, indicando que o enxofre presente nas soluções se encontrava, em grande parte, na forma reduzida (H₂S ou HS⁻). Os trabalhos experimentais têm demonstrado que, nessas condições, os complexos de enxofre reduzido, como os tiocomplexos AuHS⁻² e/ou HAu(HS)₂⁰, são os principais ligantes durante o transporte do ouro. A predominância de mica branca na paragénesesulfetada indica que o pH dos fluidos mineralizantes tornou-se neutro a levemente alcalino (Romberger 1988, 1990). Esses dados indicam que o fluido mineralizante do depósito Ouro Roxo pode ser caracterizado como uma solução aquosa predominantemente redutora, rica em CO₂, neutra a levemente alcalina e T = 315 – 388°C. Por outro lado, as condições mais oxidantes e ácidas registradas nas salmouras do sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ (isócoras S4 e S6, Fig. 13) devem ter favorecido a atividade do cloro, tendendo a formar complexos clorados. No entanto, os trabalhos experimentais de Henley (1973) demonstraram que os complexos clorados são eficientes no transporte do ouro somente em temperaturas superiores a 400°C. As temperaturas abaixo de 400°C registradas na clorita do depósito Ouro Roxo limitam a atuação dos complexos clorados nesse depósito para o transporte do ouro. Entretanto, os complexos clorados podem ter sido importantes no transporte dos outros metais do minério (Cu e Bi) pelas salmouras.

A precipitação do ouro ocorre quando a solubilidade dos complexos é diminuída até a sua desestabilização. Processos que podem atuar nos sistemas hidrotermais e afetar os parâmetros físico-químicos dos fluidos mineralizantes e consequentemente provocar a deposição do ouro são: resfriamento dos fluidos (Norton & Cathles 1979), interação fluido-rocha (Groves &

Phillips 1987), imiscibilidade de fluidos (Sibson *et al.* 1988) e mistura de fluidos (Nesbitt & Muehlenbachs 1989). As principais mudanças nos parâmetros físico-químicos dos tiocomplexos Au(HS)₂⁻ e HAu(HS)₂⁰, provocadas pelos processos anteriormente citados, são aumento da fO₂ e diminuição da fS₂ e do pH.

Os dados petrográficos e de inclusões fluidas do depósito Ouro Roxo evidenciam que a interação fluido-rocha com reações de hidrólise e sulfetação e a mistura de fluidos aquocarbônicos e salmouras magmáticas (ou imiscibilidade entre estes fluidos) foram os principais mecanismos responsáveis pela desestabilização dos complexos auríferos e, consequentemente, pela deposição do ouro. A interação entre os fluidos e os feldspatos e minerais ferromagnesianos do granitóide hospedeiro, resultou em reações de hidrólise, com alteração fílica e propílica, associadas com sulfetação, que provocaram redução de fO₂ e fS₂. Por outro lado, a mistura (ou imiscibilidade) entre os fluidos aquocarbônicos e as salmouras (H₂O-NaCl-CaCl₂), observada em quartzo⁴, provocou aumento de fO₂ e diminuição de pH. O aumento da fO₂ e redução conjunta de fS₂, provocada pela alteração hidrotermal, associada com diminuição de pH, provocada pela mistura dos fluidos, favoreceram a deposição do ouro, juntamente com os sulfetos de ferro, em sítios de transtensão da zona de cisalhamento.

CONCLUSÕES E MODELO GENÉTICO

Os dados geológicos apresentados sobre o depósito aurífero Ouro Roxo e suas rochas hospedeiras indicam que os granitóides da Suíte Intrusiva Tropas foram afetados pela zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo, mas não tiveram participação na gênese do depósito Ouro Roxo. Esta relação entre os granitóides hospedeiros e os corpos mineralizados encontra respaldo nos dados geocronológicos de Frantz *et al.* (2005) que obtiveram idades de 1900 e 1880 Ma para a cristalização dos granitóides hospedeiros (Suíte Tropas) e para o hidrotermalismo respectivamente, e também nos dados de Veloso (2011) e Veloso & Santos (2013) que obtiveram uma idade Pb-Pb de 1858 Ma para a formação do minério Ouro Roxo. Considerando que o hidrotermalismo deve ter sido contemporâneo ao cisalhamento, este deve ter ocorrido em torno de 20 a 40 Ma após a cristalização dos granitóides Tropas, aproximadamente na época do magmatismo Maloquinha.

Os dados de inclusões fluidas indicam que os prováveis fluidos mineralizantes são fluido aquocarbônico e salmouras magmáticas que ocorrem associados com o minério em cristais de quartzo⁴ em veios e charutos controlados pelo cisalhamento. Não há uma conclusão inequívoca para a origem do fluido aquocarbônico. Ele pode ser um fluido não magmático captado pelo cisalhamento que se misturou com as salmouras durante a atuação do cisalhamento e formação do depósito aurífero. Por outro lado, a ausência de metamorfismo regional

contemporâneo ao depósito Ouro Roxo e a salinidade média (19 a 20% peso eq. NaCl) do fluido aquocarbônico não favorece uma origem metamórfica para este fluido. Estas características do fluido aquocarbônico e sua associação com salmouras magmáticas sugerem que estes dois fluidos podem ter uma origem magmática comum, com posterior separação por imiscibilidade. Dados de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{34}\text{S}$) são necessários para uma melhor definição da origem do fluido aquocarbônico.

A fonte dos metais (Au, Cu e Bi) é duvidosa, podendo eles provir da região entre o manto superior e crosta inferior, captados pela zona de cisalhamento, por meio do fluido aquocarbônico, e depositados em sítios de transtensão da zona de cisalhamento. Outra alternativa seria o cobre e bismuto provir de magma granítico residual e terem sido transportados por salmouras que, ao se misturarem com o fluido aquocarbônico aurífero, desestabilizaram os complexos metálicos, provocando deposição do minério (Au+Cu+Bi), ou ainda os três metais provir do fluido hidrotermal magmático que ao se separar em dois fluidos por imiscibilidade (aquocarbônico e salmoura aquosa) favoreceu a deposição do minério.

O ambiente orogênico de arco magmático, o estilo filoniano do depósito, o controle estrutural pela zona de cisalhamento, a alteração hidrotermal (propilítica + filica + carbonatação),

a associação metálica (Au + Cu + Bi), o fluido mineralizante (aquocarbônico de média salinidade e salmouras magmáticas) são compatíveis com um modelo genético com participação tanto do magmatismo granítico (possivelmente o Granito Maloquinha), como fonte de calor, fluidos e metais, como também do cisalhamento, como condicionador de circulação de fluidos e deposição de metais. A maior ou menor participação destes dois processos na gênese do depósito Ouro Roxo depende da origem do fluido aquocarbônico, ainda indefinida. As duas possibilidades mencionadas para a origem desse fluido resulta em duas variantes no modelo genético para o depósito Ouro Roxo. 1) fluido aquocarbônico não magmático captado pela zona de cisalhamento: modelo híbrido entre o modelo orogênico de Groves *et al.* (1988) e o *intrusion-related gold deposits* de Sillitoe (1991). 2) fluido aquocarbônico magmático: modelo *intrusion-related gold deposits* com importante controle estrutural. Outra possibilidade seria o modelo porfírico, mas a profundidade mesozonal, ausência de fases magmáticas porfíricas, o estilo filoneano controlado estruturalmente e a alteração hidrotermal (filica + propilítica + carbonatação), sem alteração potássica importante, não favorecem esse modelo. Em qualquer das duas alternativas genéticas mencionadas, pode-se destacar os seguintes estágios (Fig. 16) na evolução do depósito Ouro Roxo: 1) cristalização

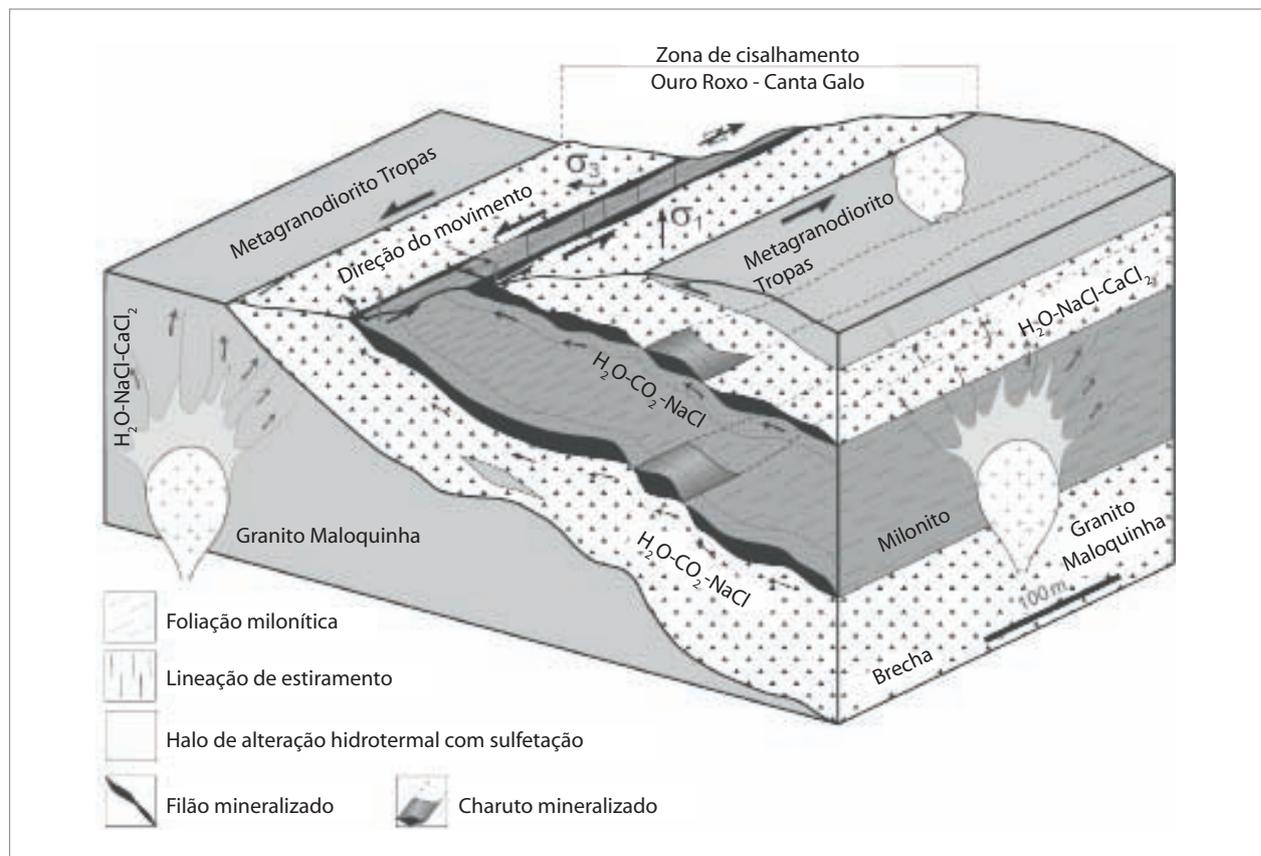


Figura 16. Bloco diagrama esquemático mostrando o controle estrutural dos filões e charutos, em zonas de transtensão da zona de cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo (ZCOC), bem como a participação de fluidos graníticos advindos do Granito Maloquinha, o qual atribui ao depósito Ouro Roxo um modelo de depósito orogênico com participação magmática.

dos granitoides Tropas em torno de 1900 Ma; 2) cisalhamento Ouro Roxo-Canta Galo em torno de 1880 Ma, com possível circulação de fluido aquocarbônico aurífero. Início do processo hidrotermal, com formação de quartzo₂, fengita₁, carbonato₁ e clorita₁ (clinocloro, com T = 250-275°C) a partir da alteração dos minerais ferromagnesianos do granitóide Tropas. 3) Cristalização do Granito Maloquinha entre 1880 e 1860 Ma. Progressão do processo hidrotermal, com formação de fengita₂ e clorita₂ (clinocloro, com T = 300-345°C) pré-mineralização, em milonitos. 4) Geração de salmouras metalíferas (Cu, Bi) e fluido aquocarbônico aurífero (?) magmático, que circularam pelas falhas e fraturas do cisalhamento na área do depósito Ouro Roxo. Ápice do processo hidrotermal, com formação de quartzo₃, 4 e 5, fengita₃, clorita₃ (clinocloro-chamosita, com T = 315-388°C) e carbonato₂, contemporâneos com a deposição do minério (pirita₂ + calcopirita + Au + bismutinita), entre 1880 e 1860 Ma, em veios e charutos em zonas de transtensão do cisalhamento, encaixados em sequência de milonitos e brechas. 5) Declínio do processo hidrotermal com formação de quartzo₆ e vênulas tardias pós-mineralização de quartzo₇,

clorita₄ (chamosita, com T=365-380°C, pirita₃ e carbonato₃ e 6) infiltração de água meteórica que diluiu as salmouras que continuaram a atuar após a formação do minério, quando o sistema hidrotermal do Ouro Roxo posicionou-se em menor profundidade em consequência de denudação da área.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências (IG) da UFPA pelo suporte técnico. Ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado à primeira autora. À AMERIX Metals Corp. pelo suporte logístico, técnico e financeiro durante os trabalhos de campo, nas pessoas de seu presidente Dr. Laurence Sneed e do chefe do projeto Ouro Roxo, na época, Geólogo Wiverson Souza. Aos pesquisadores do Grupo de Geologia Econômica (GGE) do IG-UFPA, Professores Márcio Santos e Netuno Villas e ao Professor Francisco Javier Rios, pela utilização do laboratório de microtermometria do CDTN da UFMG. Este artigo é uma contribuição para o INCT de Geociências da Amazônia-GEOCIAM.

REFERÊNCIAS

- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília: CPRM.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília: CPRM.
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology* (97): 1111-1117.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**(3):683-684.
- Borizenko A.S. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology & Geophysics*, **18**:11-19.
- Brown P.E. & Lamb W.N. 1989. FLINCOR 1.4: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral*, **74**:1390-1393.
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**:235-244.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Sencer R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:591-601.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1: 250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM. 1 CD-ROM.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, **18**:1-75.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology and the bulletin of the Society of Economic Geologists*, One hundredth anniversary volume 1905-2005:407-450.
- Groves D.I. & Phillips G. N. 1987. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian Shield - a metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews*, **2**:287-322.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Marian M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**:7-27.
- Henley R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chemical Geology*, **11**(2):73-87.
- Hoffman J. & Hower J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. In: Scholle P.A. & Schluger P.R. (eds.). *Aspects of diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral, **55-79** (Spec. Publ. 26).
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho - SB.21-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIN Tapajós/CPRM. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM.
- Kranidiotis P. & MacLean W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Economic Geology*, **82**(7):1898-1911.

- Lang J.R., Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* (36):477-489.
- Nesbitt B.E. & Muehlenbachs K. 1989. Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: evidence for ore formation from evolved meteoric water. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.). *The geology of gold deposits: the perspective*. El Paso, Texas: Society of Economic Geologists, p. 552-563.
- Nitsch K.H. 1970. Experimental determination of the upper stability of stüplomelane. *Fortschr. Mineral.* **47**:48-49.
- Norton D. & Cathles L.M. 1979. Thermal aspect of ore deposits. In: Barnes H.L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, p. 611-631.
- Parry W.T. 1986. Estimation of XCO_2 , P and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system NaCl-CO₂-H₂O. *Economic Geology*, **81**:1009-1013.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural process: use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, **37**(1-2):29-48.
- Romberger S.B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposit. U.S. Geological Survey Bulletin 1857, A9-A25.
- Romberger S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Robert F., Sheahan P.A., Gren S.B (eds.). *Greenstone gold and crustal evolution*. NUNA Conference volume, Val d'Or, 1990. *Proceedings...*, Montreal, Geological Association of Canada, p. 61-66.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., Mcnaughton N.J. 2006. A compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., **9**, Belém: SBG. CD-ROM.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Glasgow: Blackie and Sons.
- Sibson R.H., Robert G., Poulsen K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, **16**:551-555.
- Sillitoe, R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P. (ed) *Gold Metallogeny and Exploration*. London, Blackie, p. 165-209.
- Souza W.S.P. 2007. I Simpósio Província Aurífera do Tapajós. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia*. Belém: CPRM. 1 CD-ROM.
- Sterner S.M., Hall D.L., Bodnar R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions: V - Solubility relations in the NaCl-KCl-H₂O system under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**:989-1005.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21 - Z- C, Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília: CPRM, PROMIM Tapajós. 1 CD-ROM.
- Veloso A.S.R. 2011. Geologia e metalogênese do depósito aurífero Ouro Roxo, Província Tapajós, Jacareacanga-PA. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, **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. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:22-36.
- Williams-Jones A.E. & Samson I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: applications to fluid inclusions. *Canadian Mineralogist*, **28**:299-34.
- Walker R.T & Samson I.M. 1998. Cryogenic Raman spectroscopic investigation of fluid inclusion in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. In: Schandt E. (Ed.). 17th General Meeting Int. Toronto, Mineral. Assoc., p. A33.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**(1):30-38.

