

Alteração hidrotermal e fluidos mineralizantes no alvo Jerimum de Baixo, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós: um estudo baseado em petrografia, inclusões fluidas e química mineral

Hydrothermal alteration and mineralizing fluids in the Jerimum de Baixo prospect, Cuiú-Cuiú Goldfield, Tapajós Gold Province: a study based on petrography, fluid inclusions and mineral chemistry

Helder Thadeu de Oliveira^{1,2}, Régis Munhoz Krás Borges^{1,2,3}, Evandro Luiz Klein^{2,5}, Claudio Nery Lamarão^{1,3}, Gisele Tavares Marques^{3,4}, Rafael Guimarães Correa Lima^{1,2}

¹Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - IG/PPGG, Rua Augusto Corrêa, 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (helderthadeu@outlook.com; munhoz@ufpa.br; lamarao@ufpa.br; rg.correalima@gmail.com)

²Universidade Federal do Pará - UFPA, Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica - GPGE, Belém, PA, BR (evandro.klein@cprm.gov.br)

³Universidade Federal do Pará - UFPA, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - GPPG, Belém, PA, BR (gjsageo15@yahoo.com.br)

⁴Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Laboratório de Microanálises, Belém, PA, BR

⁵Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Brasília, DF, BR

Recebido em 31 de dezembro de 2017; aceito em 04 de dezembro de 2018

Resumo

O alvo Jerimum de Baixo está localizado no Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, região central da Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. O alvo abrange rochas de composição monzogranítica portadoras de biotita rica em Fe, essencialmente isotrópicas e que foram de fraca a fortemente hidrotermalizadas. Cloritização, sericitização, sulfetação, silicificação e carbonatação são os tipos de alteração mais importantes. A clorita hidrotermal é do tipo chamosita e foi formada entre 261 e 315°C. A mica branca apresenta composição fengítica. A mineralização é representada por vênulas de quartzo com baixo teor de sulfetos (pirita + pirrotita ± calcopirita ± galena ± esfalerita) em que o ouro ocorre livre e em zonas mais fragilizadas e alteradas, geralmente associado à pirrotita. O estudo petrográfico e microtermométrico de inclusões fluidas hospedadas em quartzo de vênulas definiu inclusões aquocarbônicas, carbônicas e aquosas. Os fluidos com CO₂ representam o provável fluido mineralizador e foram gerados por processos de separação de fases entre 280 e 380°C. Uma posterior infiltração e processos de mistura com fluidos meteóricos são indicados para os fluidos aquosos mais tardios. Separação de fases, modificações nas condições do pH e interação fluido/rocha foram os mecanismos importantes para a precipitação do Au, que se deu em nível rúptil-dúctil da crosta (entre 2 e 6 km). O conjunto de dados até aqui disponíveis indicam para o alvo Jerimum de Baixo uma filiação metalogenética similar a de depósitos auríferos relacionados à intrusão.

Palavras-chave: Província Tapajós; Alteração hidrotermal; Mineralização aurífera; Inclusões fluidas; Química mineral.

Abstract

The Jerimum de Baixo gold target is located in the Cuiú-Cuiú goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton. The target is composed by isotropic monzogranitic rocks with Fe-rich biotite, which is slightly-to-strongly altered by hydrothermal fluids. Chloritization, sericitization, sulfidation, silicification and carbonatization are the most important types of hydrothermal alteration. The chloritization is represented by Fe-rich chlorite (chamosite type), that was mostly formed between 261 and 315°C. White mica takes up fengitic compositions. The mineralization is represented by quartz-rich veinlets with low content of sulfides (pyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite ± galena ± sphalerite) in which the gold occurs as free-milling particles and in fractured, brecciated and altered zones, where gold is associated with pyrrhotite. The petrographic and microthermometric study of fluid inclusions hosted in quartz veinlets defined aqueous-carbonic, carbonic and aqueous fluids. The CO₂-bearing inclusions represent the probable mineralizing fluid, and are interpreted as produced by phase

separation process (effervescence) between 280 and 380°C. The aqueous fluids are late to the mineralization and represent posterior and consecutive events of infiltration and mixture with meteoric fluids. Phases separation, modifications in pH conditions and interaction fluid/rock were important mechanisms for the precipitation of gold that took place in the brittle-ductile zone of the continental crust (between 2 and 6 km). The available data set pointed out a metallogenetic affiliation, similar to that of intrusion-related gold deposits, to Jerimum de Baixo.

Keywords: Tapajós Province; Hydrothermal alteration; Gold mineralization; Fluid inclusions; Chemistry mineral.

INTRODUÇÃO

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) é localizada na parte sudoeste do Estado do Pará, Brasil, porção central do Cráton Amazônico, e abrange uma área de aproximadamente 140 mil km². Os vários registros de ocorrências primárias, supergênicas e aluvionares, bem como de alguns depósitos auríferos, tornaram a PAT um importante alvo de exploração por companhias mineradoras durante as últimas seis décadas. Alguns dos jazimentos auríferos mais importantes estão alojados em depósitos primários, tais como Tocantinzinho, São Jorge, Bom Jardim, Cuiú-Cuiú e Ouro Roxo. De acordo com os modelos metalogenéticos propostos, há diversas classes de depósitos na província, dos tipos relacionado à intrusão (*intrusion-related gold deposit* — IRGD), epitermais, orogênicos e pórfiros (Juliani et al., 2005; Santos et al., 2001; Veloso et al., 2013; Villas et al., 2013).

O Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú (CMCC) se situa próximo da porção central da PAT e reúne dois depósitos e alguns prospectos cuja produção histórica foi estipulada entre 46 e 62 toneladas de ouro (McMahon, 2011). Inicialmente atribuída a processos orogênicos (Klein et al., 2001), estudos mais recentes apontam para a mineralização deste campo uma filiação ligada a um sistema magmático-hidrotermal (relacionado à intrusão?), em que a granitogênese Parauari seria um potencial responsável pelas soluções portadoras dos metais (Araújo, 2014; Assunção e Klein, 2014; Coutinho, 2008; Queiroz e Klein, 2012; Silva Junior et al., 2012, 2013).

O alvo Jerimum de Baixo, inserido no contexto do CMCC, não dispunha ainda de informações metalogenéticas, como características dos fluidos mineralizantes e seus produtos mineralógicos em termos composicionais. O presente trabalho aborda a caracterização e gênese do alvo Jerimum de Baixo, com base em estudos petrográficos, de inclusões fluidas (IF) e de química mineral, e complementa o acervo de dados existentes sobre a geologia e metalogênese do CMCC.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geologia regional

A PAT se insere no contexto geológico do Cráton Amazônico (Figura 1). Localiza-se na porção centro-norte do Escudo

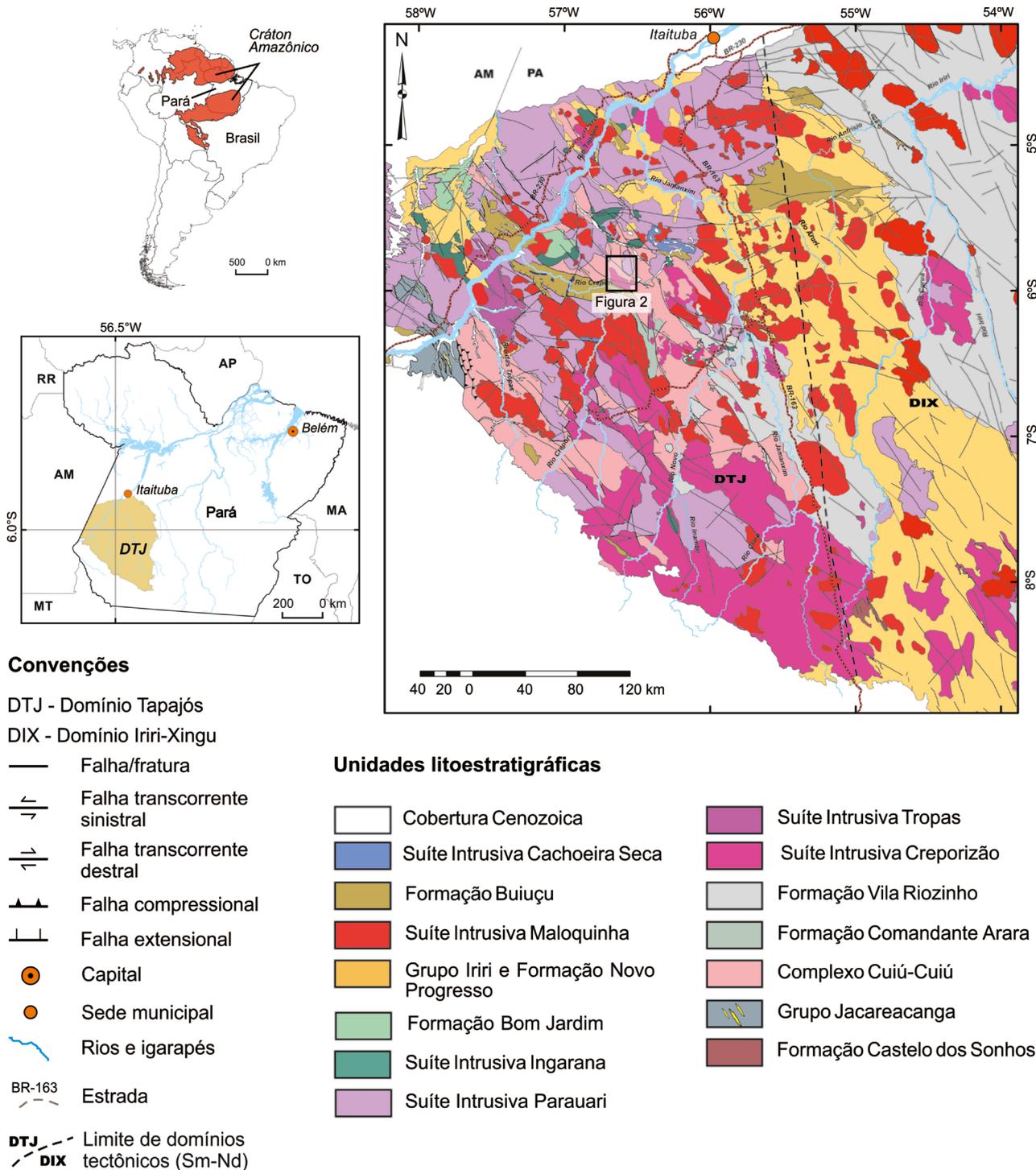
Brasil Central (Almeida et al., 1981) e integra a província geocronológica Tapajós-Parima (Santos et al., 2000, 2006). Sua evolução geológica (2033 – 1780 Ma), ainda em debate, baseia-se em principalmente dois modelos geotectônicos: eventos acrescionários de cinco arcos magmáticos a uma borda continental, desenvolvidos ao longo de dois eventos orogênicos entre 2040 e 1880 Ma, seguidos por um período pós-orogênico, entre 2050 e 1877 Ma (Santos et al., 2000, 2001, 2004); ou um único evento orogênico colisional de um arco magmático contra um continente (cerca de 2000 Ma), seguido de subsequentes pulsos magmáticos tardi- a pós-orogênicos e posterior magmatismo intraplaca com o estabelecimento de um ambiente extensional, entre 1880 Ma e 1780 Ma, respectivamente (Vasquez et al., 2008).

A formação metassedimentar Castelo dos Sonhos é composta de metaconglomerados e metarenitos auríferos depositados em sistemas fluvial e lacustres entre 2011 e 2050 Ma e foi recentemente incluída na área da PAT (Klein et al., 2017; Queiroz et al., 2015). A evolução orogênica, propriamente dita, da PAT é registrada pelas rochas do Grupo Jacareacanga e Complexo Cuiú-Cuiú. O primeiro reúne associações metavulcanossedimentares (~2010 Ma) metamorfisadas sob condições de fácies xisto-verde a anfíbolito (Santos et al., 2001). O Complexo Cuiú-Cuiú (2033 – 2005 Ma), por sua vez, consiste em gnaisses de variadas composições, anfíbolito e granitoides cálcico-alcalinos de composição predominantemente granodiorítica a tonalítica (Klein et al., 2001; Santos et al., 2000, 2001). Ambas representariam uma associação relacionada a um ambiente de arco magmático (Santos et al., 2004; Vasquez et al., 2008). Ainda no contexto de arco, estariam incluídas as vulcânicas fêlsicas e piroclásticas da Formação Comandante Arara (2022 – 2012 Ma; Vasquez et al., 2014) e as vulcânicas cálcico-alcalinas de alto K a shoshoníticas da Formação Vila Riozinho (2002 – 1998 Ma; Lamarão et al., 2002).

Após o ápice do evento colisional, zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE desenvolveram-se e controlaram o posicionamento de intrusões tardi-orogênicas da Suíte Intrusiva Creporizão (2000 – 1951 Ma; Santos et al., 2001; Silva Junior et al., 2015; Vasquez et al., 2000). Essa unidade reúne granitoides cálcico-alcalinos de médio a alto K, peraluminosos e com feições ígneas bem preservadas (Vasquez et al., 2002).

Após um intervalo de aproximadamente 50 Ma, grandes eventos plutônicos e vulcânicos ocorreram na PAT, representados pelo magmatismo cálcico-alcálico de alto K das suítes intrusivas Tropas (1907 – 1892 Ma; Santos

et al., 2004) e Parauari (1890 – 1885 Ma; Santos et al., 2001; Silva Junior et al., 2015). O primeiro é composto de rochas de composição tonalítica e granodiorítica pouco deformadas, enquanto o último abrange rochas tonalíticas



Fonte: baseado em Vasquez, 2014.

Figura 1. Mapa geológico do Domínio Tapajós (cujos limites são similares aos da Província Aurífera do Tapajós) com indicação da localização do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, área de estudo.

a sienograníticas com feições dúcteis pouco expressivas, possivelmente associadas a uma série de intrusivas básicas (Suíte Intrusiva Ingarana) e efusivas básicas e intermediárias (por exemplo, Formação Bom Jardim). Santos et al. (2001, 2004) interpretam as suítes Tropas e Parauari como produtos de ambiente de arco continental, ao mesmo tempo que Vasquez et al. (2008) propõem um cenário pós-orogênico para a sua formação. Klein et al. (2012) aventam ainda que pelo menos a Suíte Intrusiva Parauari pode estar relacionada ao início de sistema de *rift* intracontinental, o *Silicic Large Igneous Province* (SLIP) Uatumã.

Um evento extensional parcialmente posterior produziu um volumoso magmatismo alcalino do tipo A (1895 – 1864 Ma), agrupado na Suíte Intrusiva Maloquinha e nas rochas piroclásticas e vulcânicas do Grupo Iriri (Lamarão et al., 2002; Santos et al., 2004; Vasquez et al., 2008), e as rochas sedimentares da Formação Novo Progresso. O estabelecimento de *rif*ts continentais paleoproterozoicos na província culminou com a sedimentação siliciclástica da Formação Buiçu. A PAT ainda experimenta algum magmatismo máfico intracontinental, reconhecida na Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1198 – 1174 Ma; Santos et al., 2002), antes de encerrar sua evolução geológica com a formação de depósitos cenozoicos.

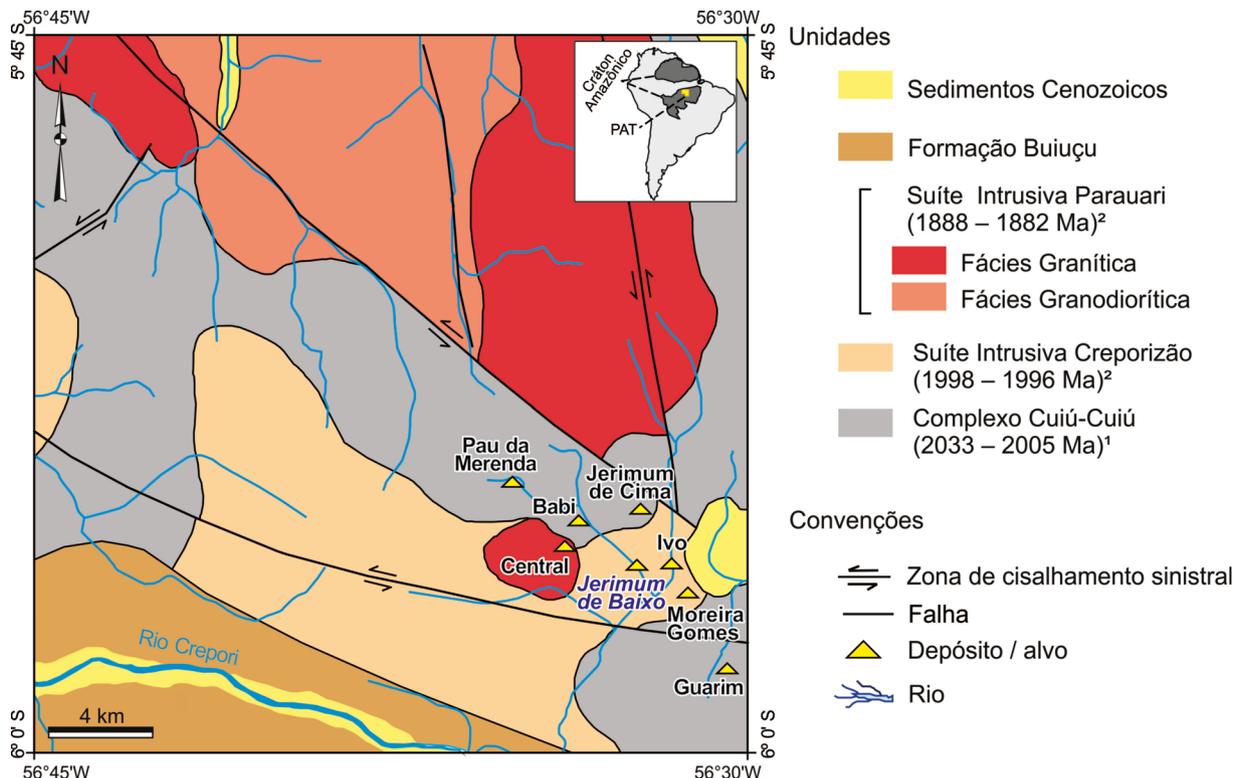
De acordo com Juliani et al. (2014), a metalogenia aurífera do Domínio Tapajós, embora pouco consensual, tem sido relacionada a:

- (i) modelos magmático-hidrotermais, incluindo os *Intrusion Related Gold Deposits* (Assunção e Klein, 2014; Borges et al., 2009; Queiroz e Villas, 2015; Villas et al., 2013), os epitermais (*high- e low-sulfidation*) (Jacobi, 1999; Juliani et al., 2005; Tokashiki et al., 2015) e os do tipo pórfiro (Echeverri-Misas et al., 2013; Juliani et al., 2012; Santos et al., 2013);
- (ii) modelos metamórfico-hidrotermais, correspondentes aos depósitos de ouro orogênico (Coutinho et al., 2000; Klein et al., 2004; Veloso et al., 2013).

A Formação Castelo dos Sonhos, que hospeda depósito aurífero homônimo, interpretada no contexto geológico da PAT, acrescenta a classe *paleoplacer* à metalogenia da PAT.

Geologia do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú

A região do CMCC, onde está localizado o alvo Jerimum de Baixo (Figura 2), tem como unidade mais antiga o Complexo Cuiú-Cuiú (2033 – 2005 Ma), que reúne meta-granitoides (quartzo diorito a monzogranito) de granulacão média a grossa, porfiríticos a equigranulares e gnaiss



Idades: ¹Santos et al. (2001); ²Silva Junior et al. (2015).
Fonte: modificado de Moura et al., 2014.

Figura 2. Mapa geológico da região de Cuiú-Cuiú com a localização do alvo Jerimum de Baixo, entre outros jazimentos.

metamorfisado sob condições de fácies anfíbolito de grau médio a alto (Bahia e Quadros, 2000; Klein et al., 2001). Na sequência, colocaram-se intrusões cálcico-alcálinas de médio a alto K atribuídas às suítes intrusivas Creporizão e Parauari (1997 ± 1 Ma e 1885 ± 3 Ma, respectivamente, idade de cristalização Pb-Pb em zircão por evaporação; Silva Junior et al., 2015). A primeira compreende tonalito a monzogranito de granulação média a grossa e sem trama dúctil importante. A segunda consiste em granitoides com discretas zonas de cisalhamento e se manifesta em duas fácies distintas (Bahia e Quadros, 2000; Vasquez et al., 2000): uma majoritariamente granodiorítica e outra em que predominam monzogranito e sienogranito. A porção sul/sudoeste do campo é recoberta por rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas da Formação Buiucu (Bahia e Quadros, 2000; Bahia et al., 2001).

O CMCC reúne dois depósitos (Moreira Gomes e Central) e vários prospectos que, litoestratigraficamente, estão hospedados nas unidades cristalinas (isto é, o Complexo Cuiú-Cuiú e as suítes intrusivas Creporizão e Parauari; Assunção e Klein, 2014; Moura et al., 2014; Silva Junior et al., 2015). O conjunto de jazimentos é controlado, sobretudo, estruturalmente e está disposto entre duas grandes falhas de orientação predominante WNW-ESE (com inflexões até E-W) e movimentação sinistral, hospedado em uma zona de cisalhamento NW-SE de grande escala (McMahon, 2011). A mineralização de ouro no CMCC está hospedada em veios de quartzo em zonas fortemente sericitizadas e sulfetadas (McMahon, 2011). Em geral, o conteúdo em sulfeto é baixo (< 2%), mas as zonas com teores elevados (> 10 g/t de Au) estão associadas àquelas mais ricas em sulfetos. Na escala de depósito, as zonas mineralizadas apresentam formas irregulares e parecem ser bem desenvolvidas em granitoides cataclásados/brechados.

Idades modelo Pb-Pb em sulfetos obtidas nos depósitos Moreira Gomes e Central e no alvo Pau da Merenda são muito próximas de ca. 1,86 Ga (Silva Junior et al., 2015), o que aponta que os estágios finais da granitogênese Parauari poderiam corresponder ao evento magmático causativo da mineralização aurífera do CMCC.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras utilizadas neste estudo são provenientes de testemunhos de dois furos de sondagem rotativa cedidos pela mineradora Magellan Minerals Ltda. A identificação petrográfica dos minerais primários e secundários e das sequências paragenéticas se deu em microscópio de luz transmitida e refletida (Zeiss®, modelo Axioplan 2). Para a classificação das rochas graníticas, foram realizadas análises modais em contador de pontos eletrônico (2 mil pontos

por lâmina polida), em sete amostras. A identificação de partículas de ouro e sulfetos, além de outras fases acessórias, foi obtida por microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo LEO-1430, pertencente ao Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA). As lâminas selecionadas foram metalizadas com carbono para imageamento por elétrons retroespalhados (ERE) e análises por *Energy Dispersive Spectroscopy* (EDS). As condições de operação do MEV foram: corrente do feixe de elétrons = 90 µA, voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30 s, com 4.000 a 5.000 c/s para cada análise.

O estudo das IF foi realizado em seis lâminas bipoladas de amostras de veios em zonas sericitizadas compostos de quartzo ± pirita ± pirrotita ± calcopirita ± clorita ± sericita ± calcita. As análises microtermométricas foram efetuadas em platina Linkam® MDSG 600 pertencente ao Laboratório de Inclusões Fluidas do IG/UFPA. A calibração foi realizada mediante padrões sintéticos com H₂O e CO₂ puros. A precisão das medidas é estimada em ± 0,3°C e ± 5°C, para temperaturas abaixo e superiores a 50°C, respectivamente. O sequenciamento de obtenção dos dados de mudanças de fases foi: temperaturas de fusão do CO₂, eutético, fusão final do gelo, fusão do clatrato, homogeneização do CO₂ e homogeneização total. As salinidades dos fluidos foram calculadas com base nas temperaturas de fusão do gelo (Bodnar e Vityk, 1994) para as inclusões aquosas e temperaturas de fusão do clatrato para as inclusões aquocarbônicas (Collins, 1979). Densidades das inclusões aquosas e aquocarbônicas e isócoras das aquocarbônicas foram calculadas utilizando-se as equações de Brown e Lamb (1986) e Bowers e Helgeson (1983), com o auxílio do programa FLINCOR (Brown, 1989).

As análises químicas pontuais quantitativas por *Wavelength Dispersive Spectroscopy* (WDS) de filossilicatos foram obtidas por microsonda eletrônica JEOL® modelo JXA-8230 no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA. As condições analíticas foram: voltagem de aceleração constante = 15 kV, corrente do feixe de elétrons = 20 nA, diâmetro do feixe de elétrons = 10 µm, método de correção dos efeitos de matriz = ZAF, tempo de contagem para análise de elementos maiores e menores = 20 s e 40 s, respectivamente. Os elementos analisados, padrões e cristais analisadores utilizados foram, respectivamente: F — biotita — LDE1, Na — sodalita — TAP, Mg — diopsídio — TAP, Al — anortita — TAP, Si — ortoclásio — TAP, Cr — Cr₂O₃ — PETJ, Ca — wollastonita — PETJ, K — ortoclásio — PETJ, Sr — celestina — PETJ, Ni — NiO — LIF, Fe — Fe₃O₄ — LIF, Mn — rodonita — LIF, Ba — barita — LIF, Ti — rutilo — LIF, Cl — sodalita — PETH, V — vanadinita — PETH. FeO foi considerado como ferro total (ΣFe = FeO) para todas as análises. Para o cálculo da fórmula estrutural, conforme

Deer et al. (1992), foram considerados 22 átomos de oxigênio por fórmula unitária (a.p.f.u.) para biotita e mica branca e 28 átomos de oxigênio (a.p.f.u.) para clorita. A temperatura de formação da clorita foi estimada segundo a proposta de Xie et al. (1997). Para as abreviaturas dos nomes dos minerais, seguiram-se as recomendações de Whitney e Evans (2010), sendo esclarecidas caso a caso aquelas não listadas na citada proposta.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DO ALVO JERIMUM DE BAIXO

As sondagens interceptam, fundamentalmente, monzogranitos porfiríticos (predominante) e equigranulares modificados por distintos tipos e intensidade de alteração hidrotermal, visivelmente mais bem desenvolvida em zonas fraturadas ou brechadas. Veios de quartzo são muito comuns nessas regiões. Diques andesíticos que cortam o corpo de monzogranito porfirítico são observados de maneira não incomum, embora sua amostragem restrita impossibilite maiores considerações.

O diagrama QAP (Streckeisen, 1976) mostra que as amostras dos granitos se enquadram todas no campo do monzogranito (Figura 3). O diagrama Q (A + P) M' (Figura 3) revela que tais granitos são rochas hololeucocráticas com conteúdo modal de máficos entre 2,20 e 6,96%. Assim, essas rochas apresentam composições essencialmente similares, porém texturalmente distinguidas em um biotita-monzogranito porfirítico (BMgP) e um biotita-monzogranito equigranular (BMgE). As composições

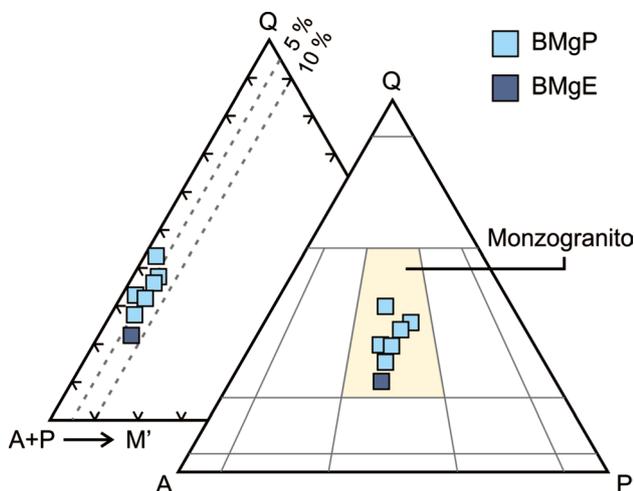


Figura 3. Diagramas QAP e Q (A + P) M', segundo Streckeisen (1976), para as amostras do biotita-monzogranito porfirítico e biotita-monzogranito equigranular, amostrados em Jerimum de Baixo.

modais, em porcentagem, das amostras graníticas são fornecidas na Tabela 1.

Petrografia

Biotita-monzogranito porfirítico

A rocha exibe cor cinza rosada com porções locais levemente esverdeadas, fanerítica, hololeucocrática ($M' = 2,0$ a 5,4%), não magnética e também sem feições de deformação dúctil aparente (Figura 4A). Exibe textura porfirítica hipidiomórfica, com fenocristais de granulação grossa imersos em matriz fina (Figura 4B). Os fenocristais sustentam o arcabouço da rocha e exibem, comumente, minerais matriciais inclusos nos seus domínios próximos às bordas, onde, por vezes, destacam feições de sobrecrecimento (Figura 4C). Sua composição mineralógica é essencialmente formada por feldspato potássico (23,40 – 32,80%), quartzo (25,98 – 40,62%) e plagioclásio (23,78 – 30,95%), que ocorrem tanto como fenocristais como na matriz. A biotita desponta como o único mineral varietal (2,00 – 5,45%) e na forma de lamelas finas a médias (em geral, 1,0 mm), hipidiomórficas, com cor avermelhada e pleocroísmo que varia de marrom avermelhado-claro ($Y=Z$) a creme pálido (X), inclusa em fenocristais de quartzo ou dispersa na matriz. A fase acessória (0,05 – 0,07%) é representada por finos cristais de zircão inclusos na biotita.

Biotita-monzogranito equigranular

Rocha com cor rosa esverdeada, fanerítica e não magnética (Figura 4D). O baixo conteúdo de máficos lhe confere características hololeucocráticas expressas por um baixo índice de cor ($M' = 6,7\%$). Apresenta um arranjo textural equigranular hipidiomórfico de granulação grossa. Feldspato potássico (36,12%), plagioclásio (31,53%) e quartzo (21,67%) compõem essencialmente esse litotipo (Figura 4E). A biotita (6,40%) se apresenta em lamelas hipidiomórficas (0,1 – 1,0 mm) e com pleocroísmo que varia do vermelho amarronzado ($Y=Z$) ao creme pálido (X). Forma pequenos agregados ou lamelas individuais, por vezes, inclusas nas fases essenciais (Figura 4F). Apesar de a rocha não exibir trama deformacional de caráter dúctil, é observável microscopicamente a fase varietal, eventualmente, com discreta orientação. A mineralogia acessória é simples (0,28%), representada por cristais de allanita, zircão e apatita. Os dois primeiros são observados normalmente metamictizados e o último como inclusões em plagioclásio.

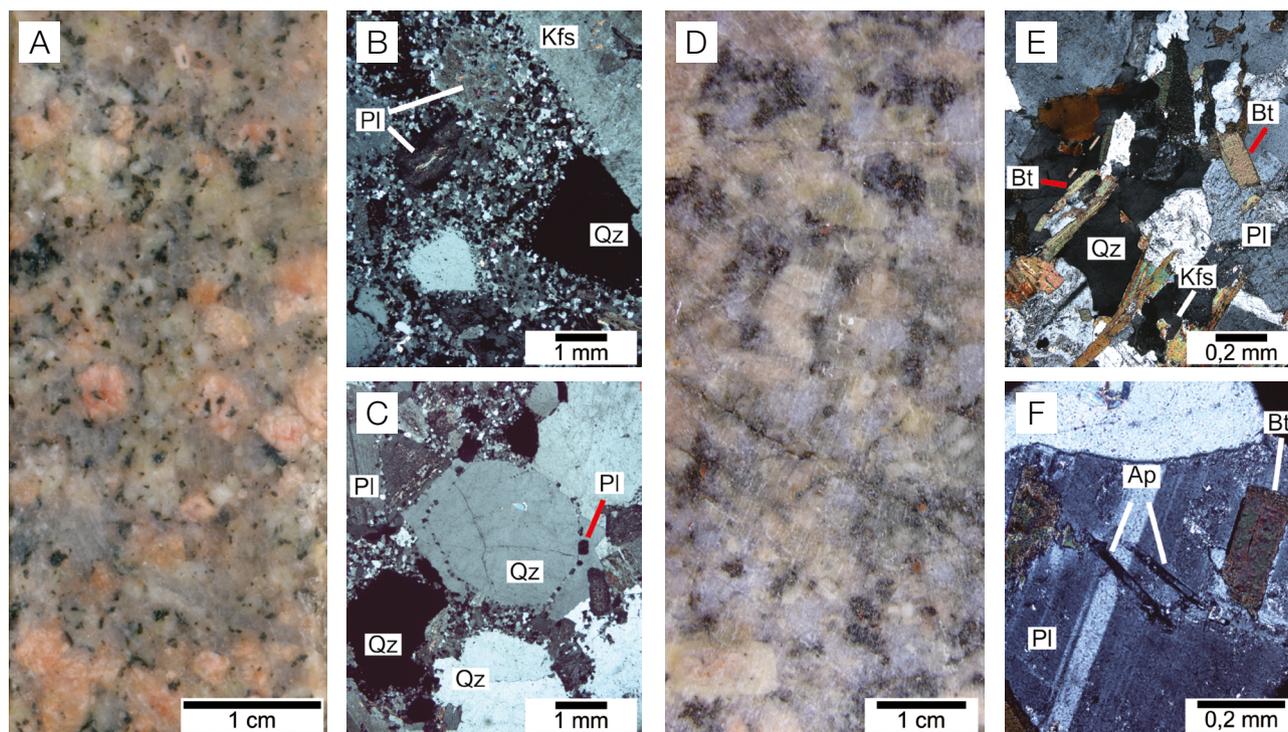
Granitos intensamente hidrotermalizados

Ambas as fácies graníticas descritas anteriormente encontram-se transformadas por processos hidrotermais em

Tabela 1. Composições modais de amostras das rochas graníticas do alvo Jerimum de Baixo.

Variedade	BMgE		BMgP					
	Amostra	R-35	R-19	R-36	R-37	R-39	R-42	R-43
Mineral		R-35	R-19	R-36	R-37	R-39	R-42	R-43
Feldspato potássico		36,12	32,80	27,00	31,25	25,25	30,35	23,40
Quartzo		21,67	25,98	40,62	29,70	33,17	30,90	36,55
Plagioclásio		31,53	29,60	23,78	26,30	28,55	29,98	30,95
Biotita		6,40	4,85	2,00	5,05	5,03	2,75	5,45
Apatita		0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Minerais opacos		0,47	0,15	0,22	n.d.	0,20	0,06	0,10
Zircão		0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,06	n.d.
Allanita		0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sericita		1,73	4,90	4,44	5,53	4,35	3,80	2,45
Clorita		1,40	0,80	0,78	1,20	1,80	0,65	0,55
Fluorita		0,33	0,15	0,33	0,60	1,25	0,35	0,25
Calcita		n.d	0,70	0,78	0,30	0,35	1,10	0,30
Epídoto		0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Q + A + P		89,32	88,38	91,40	87,25	86,97	91,23	90,90
M'		6,68	4,92	2,06	5,12	5,08	2,81	5,45
A + P		67,65	62,40	50,78	57,55	53,80	60,33	54,35
Q		24,26	29,40	44,44	34,04	38,14	33,87	40,21
A		40,44	37,11	29,54	35,82	29,03	33,27	25,74
P		35,30	33,49	26,02	30,14	32,83	32,86	34,05
Número de pontos		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

BMgE: biotita-monzogranito equigranular; BMgP: biotita-monzogranito porfirítico; n.d.: mineral não detectado na contagem. Valores expressos em porcentagem.

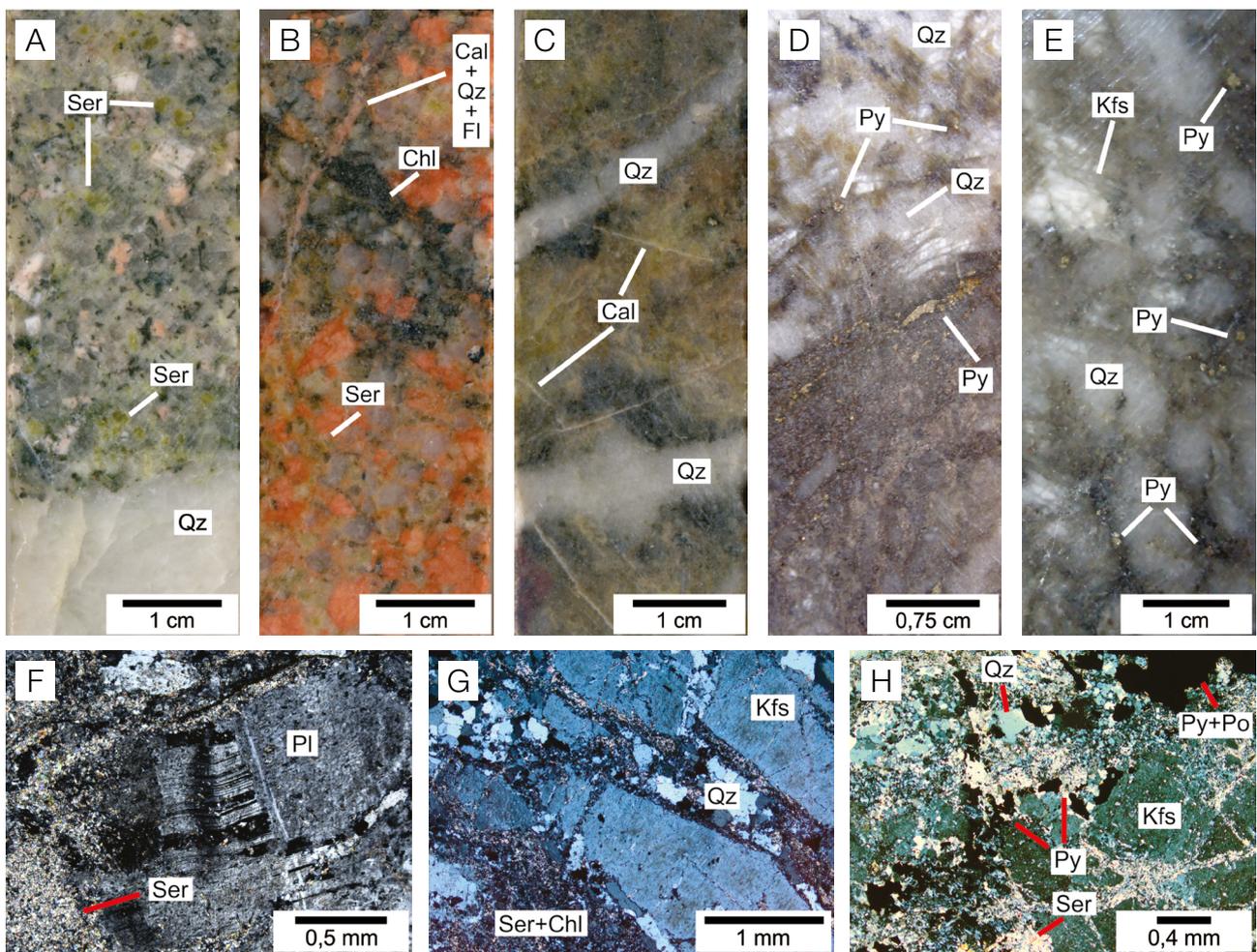


BMgP: biotita-monzogranito porfirítico; NC: nicóis cruzados; BMgE: biotita-monzogranito equigranular.

Figura 4. Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas graníticas do alvo Jerimum de Baixo. (A) BMgP em amostra de testemunho de sondagem; (B) aspecto textural geral microscópico do BMgP com destaque para o arranjo porfirítico da rocha, NC; (C) fenocristais de quartzo com bordas irregulares e evidente sobrecrecimento, NC; (D) BMgE em amostra de testemunho de sondagem; (E) aspecto textural geral hipidiomórfico do BMgE, NC; (F) plagioclásio com inclusões de biotita e acículas de apatita, NC.

diferentes intensidades, de maneira que a composição e o arranjo textural das rochas originais foram bastante comprometidos quando intensamente hidrotermalizadas. Com o aumento da participação dos minerais secundários, as rochas adquiriram cores acinzentadas a esverdeadas ou mesmo enegrecidas, em decorrência de sericitização ou cloritização, respectivamente, ou avermelhadas, quando impregnadas por óxidos de Fe (Figuras 5A a 5C). Tais rochas exibem, de maneira muito comum, feições de fraturamento e, ocasionalmente, brechoides. Nessas regiões, os produtos hidrotermais e feldspatos com geminações deformadas são mais evidenciados (Figuras 5D a 5F). Os minerais hidrotermais

ocorrem por substituição de minerais primários e como componentes de veios/vênulas de preenchimento, cuja distribuição espacial se assemelha aos *sheeted veins*, e, em algumas vezes, ao estilo *stockwork*. Veios e vênulas de quartzo, clorita, sericita, calcita e sulfetos (pirita + pirrotita, principalmente) são comuns nessas zonas fragilizadas. Os sulfetos são encontrados em veios e vênulas de quartzo, bem como em disseminações na rocha sericitizada e em zonas brechadas associadas. As feições de brecha caracterizam-se por cristais angulosos de minerais primários (notadamente os feldspatos), que são muitas vezes margeados por lamelas de sericita \pm clorita \pm quartzo \pm sulfetos (Figuras 5G e 5H).



BMgP: biotita-monzogranito porfíritico; NC: nicois cruzados.

Figura 5. Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas graníticas hidrotermalizadas no alvo Jerimum de Baixo. (A) BMgP com pontuações esverdeadas derivadas da substituição do plagioclásio por sericita; (B) BMgP fortemente avermelhado com região cloritizada cortada por vênula de calcita + quartzo + fluorita; (C) granito intensa e pervasivamente alterado, com veios de quartzo que truncam a rocha sericitizada e vênulas tardias de calcita, que truncam todos os estágios anteriores; (D) e (E) porções brechoides com cristais de feldspatos fraturados e de quartzo amendoados circundados por matriz de sericita + clorita + sulfetos; (F) plagioclásio com planos de geminação deformados, NC; (G) rede de fraturas preenchidas por sericita, NC; (H) zona brechoide rica em sulfetos densamente cortada por microvênulas de sericita, NC.

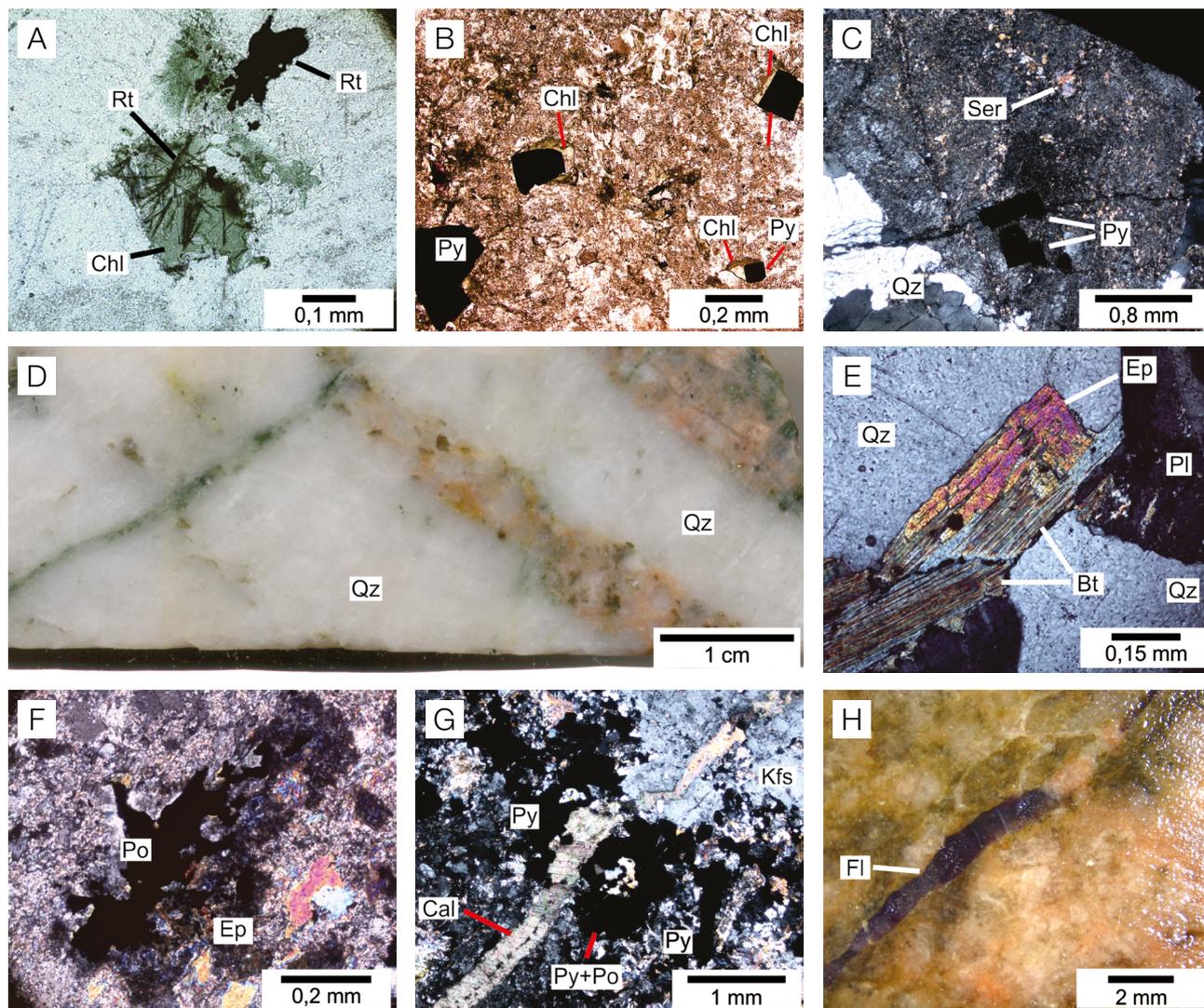
Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal em Jerimum de Baixo, em linhas gerais, foi ampla e mais evidente em locais onde a deformação rúptil/cataclástica foi mais pronunciada e ao longo de alguns veios/vênulas. Os produtos hidrotermais são, geralmente, formados a partir da substituição dos minerais primários com formação de tipos de alterações hidrotermais em estilo pervasivo, quando mais intensa, porém também ocorrem como preenchimento de espaços, seja em diminutas cavidades ou como constituintes de veios monominerálicos

e poliminerálicos quando em um estilo fissural. Seis tipos de alteração hidrotermal foram temporalmente identificados: cloritização, sericitização, sulfetação, silicificação, epidotização e carbonatação.

A cloritização, ainda que manifestada em outros estágios, se desenvolveu principalmente nos estágios iniciais da alteração hidrotermal e foi responsável pela coloração verde enegrecida nas regiões em que se faz presente. A clorita é observada:

(i) em paragênese com rutilo \pm quartzo pela substituição parcial ou total da biotita (Figura 6A);



NP: nicois paralelos; BMgE: biotita-monzogranito equigranular; NC: nicois cruzados.

Figura 6. Aspectos petrográficos das alterações hidrotermais nas rochas graníticas do alvo Jerimum de Baixo. (A) Pseudomorfo de clorita + rutilo em arranjo sagenítico, NP; (B) associação clorita + pirita em BMgE alterado, NP; (C) cristal de plagioclásio substituído pela associação sericita + pirita, NC; (D) veios de quartzo laminados com fragmentos da rocha encaixante; (E) biotita cloritizada parcialmente substituída por epidoto, NC; (F) epidoto com cor de interferência anômala em contato irregular com pirrotita, NC; (G) microvênula de calcita que corta agregado de sulfetos em rocha sericitizada, NC; (H) vênula de calcita + fluorita.

- (ii) associada a pirita ± pirrotita nas rochas mais intensamente modificadas (Figura 6B);
- (iii) como constituinte de vênulas poliminerálicas (quartzo ± clorita ± sericita) e monominerálicas.

A sericitização se apresenta bem desenvolvida e sua ocorrência mais expressiva é coincidente com o estágio de formação de sulfetos nas regiões fraturadas e brechadas. A associação sericita + quartzo + pirita ± pirrotita ± calcopirita substitui a biotita magmática e os feldspatos — em particular o plagioclásio (Figura 6C) —, por vezes, com geração de pseudomorfos. Essa alteração é responsável pelas tonalidades verde-claro conferidas às rochas hospedeiras.

A sulfetação é representada por pirita e pirrotita, com calcopirita, galena e esfalerita em proporções muito reduzidas. Os sulfetos ocorrem principalmente como disseminações nas rochas mais severamente sericitizadas e em veios/vênulas de quartzo.

A silicificação é reconhecida pela formação de quartzo em cristais grossos anédricos a subédricos, como componentes de veios e vênulas poliminerálicas (quartzo ± sulfetos ± ouro ± sericita ± clorita ± fluorita ± calcita). Esses veios configuram um estilo laminado, por

vezes, com fragmentos da rocha hospedeira, nas porções mais rasas do furo (Figura 6D), ou finamente espaçados e paralelizados quando em maiores profundidades (Figura 5C). O epidoto tem pouca expressividade nas amostras estudadas e ocorre por substituição da biotita (Figura 6E) ou como pequenos agregados anédricos em que exibe, ocasionalmente, contatos irregulares com sulfetos (Figura 6F). A carbonatação é o estágio mais tardio, observadas as relações de truncamento, e é representada por vênulas de calcita ± fluorita ± quartzo ± clorita ± sericita (Figuras 6G e 6H).

McMahon (2011) e Stubens et al. (2017) mostraram que o CMCC experimentou alteração clorítica-hematítica. O avermelhamento dos feldspatos (sobretudo o potássico) nas rochas mais preservadas é entendido como feição ígnea original da rocha. A despeito da ausência da relação entre clorita e hematita em Jerimum de Baixo, as feições petrográficas observadas nas rochas mais fortemente avermelhadas são compatíveis com processos de oxidação descritos pelos trabalhos acima citados, mesmo que observadas localmente, em detrimento de uma alteração potássica (Boone, 1969; Juliani et al., 2005).

Um quadro paragenético esquemático é mostrado na Figura 7.

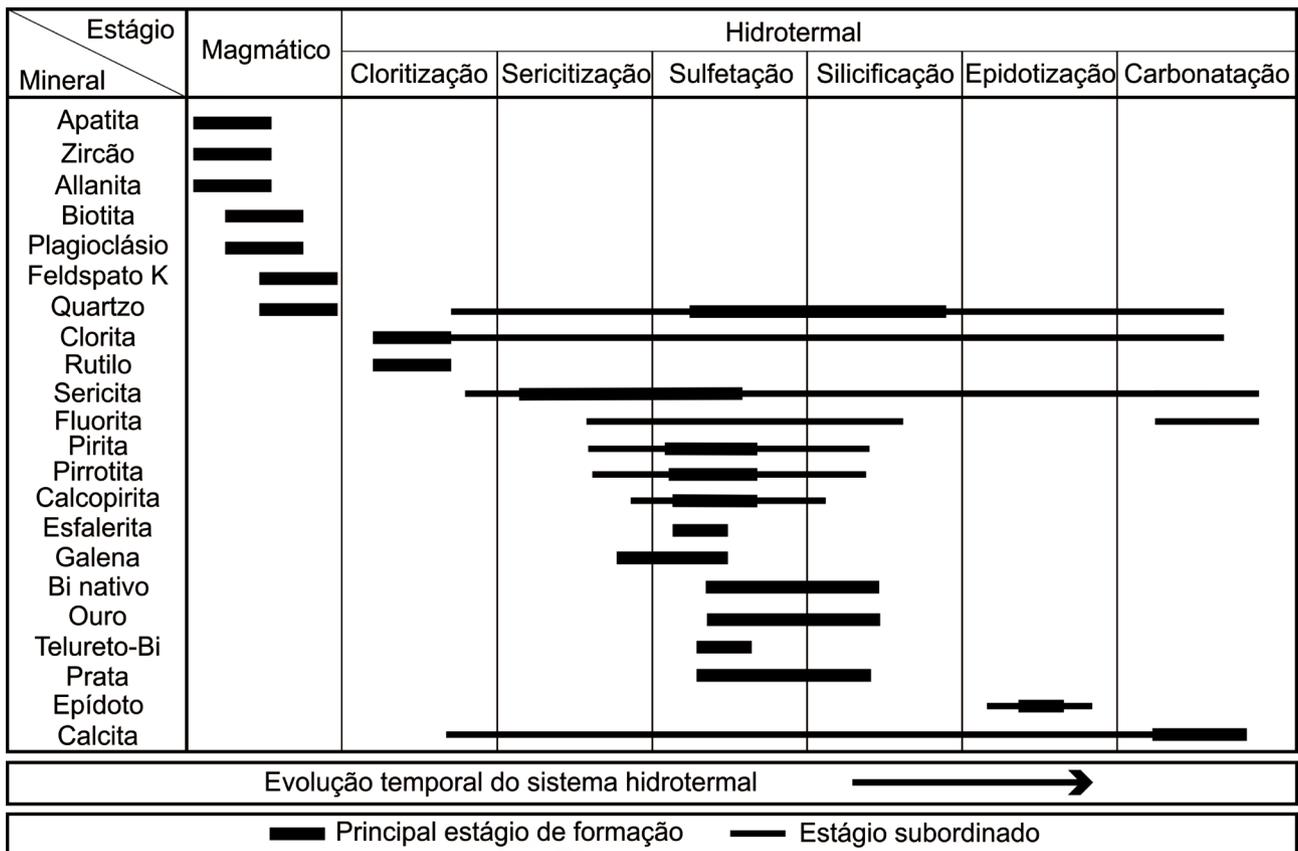


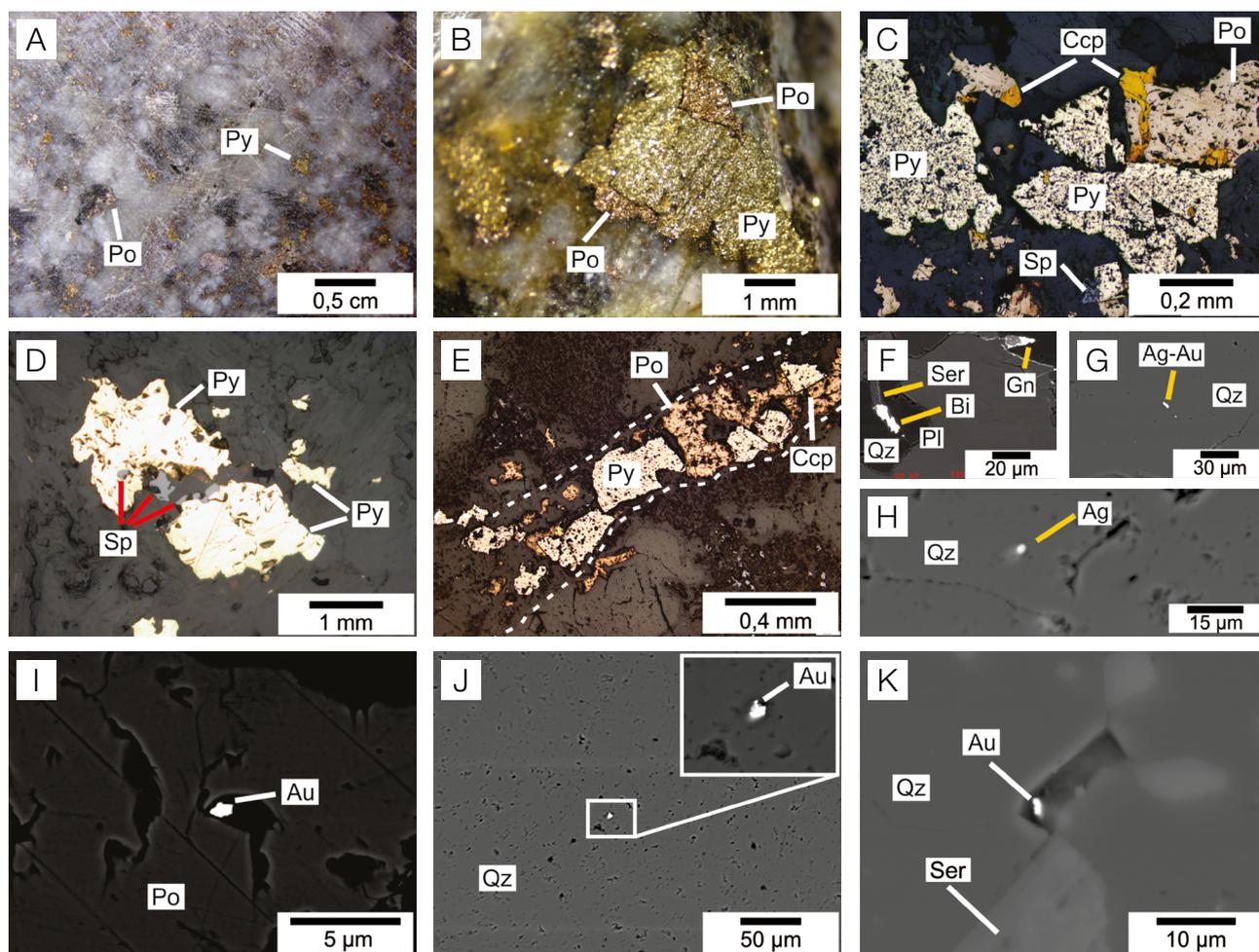
Figura 7. Sequência paragenética esquemática proposta para as rochas do alvo Jerimum de Baixo.

Mineralização

Em Jerimum de Baixo, as hospedeiras da mineralização são rochas com moderado e, mais localmente, elevado grau de alteração hidrotermal, mas também em veios de quartzo encaixados nos corpos graníticos. A mineralização está espacial e temporalmente relacionada ao estágio de formação de sulfetos, uma vez que a região mineralizada é composta de pirita e pirrotita, principalmente, além de calcopirita, esfalerita e galena em menor importância. Os sulfetos, que não ultrapassam o valor de 2% do volume das rochas (estimativa visual), ocorrem principalmente disseminados em regiões em que a geração de mica branca hidrotermal foi mais

expressiva, em particular onde o processo de brechagem foi mais eficaz e também em vênulas de quartzo (Figuras 5D, 5E, 5H, 8A a 8E).

A pirita é o sulfeto predominante e ocorre como disseminações em regiões ricas em sericita + quartzo ± clorita na rocha hospedeira, em fissuras da rocha brechoide e em veios de quartzo ± sericita ± clorita ± carbonato. A pirrotita é também um sulfeto importante e normalmente compartilha com a pirita os modos de ocorrência. Calcopirita, esfalerita e galena ocorrem em menores quantidades e como inclusões ou na borda da pirita ou pirrotita. Finos cristais de bismuto nativo foram identificados por MEV-EDS associados com quartzo + sericita + galena (Figura 8F).



BMgE: biotita-monzogranito equigranular; LR: luz refletida; MEV-ERE: microscópio eletrônico de varredura — elétrons retroespalhados.

Figura 8. Aspectos petrográficos macro e microscópicos da mineralização no alvo Jerimum de Baixo. (A) Sulfetos (pirita + pirrotita) disseminados em BMgE alterado; (B) associação entre pirita e pirrotita em zona mineralizada; (C) associação entre os principais sulfetos no minério representada por pirita e pirrotita (principalmente), calcopirita e esfalerita, LR; (D) cristais de esfalerita nas bordas e no interior de pirita, LR; (E) pirita, pirrotita e calcopirita (no contato entre os dois primeiros) compondo microvênula de quartzo, LR; (F) bismuto nativo associado à sericita e ao quartzo, MEV-ERE; (G) partícula de liga metálica de Ag-Au em veio de quartzo, MEV-ERE; (H) partícula de prata com teores elevados de Pt, Pb, Bi, Te e Au, MEV-ERE; (I) partícula de ouro em cavidade em cristal de pirrotita, MEV-ERE; (J) partícula de ouro livre em quartzo de veio, MEV-ERE; (K) partícula de ouro em cavidade (textura similar a boxwork) de quartzo de veio, MEV-ERE.

Análises químicas semiquantitativas por EDS permitiram observar quantidades subordinadas de Pb, Bi e Te na pirita, calcopirita e pirrotita com pouca variação composicional entre eles nas formas disseminada e fissural. Na esferita, quantidades pequenas de Bi também foram detectadas. A galena mostrou-se com quantidades significativas em As e Bi. Ligas metálicas de Ag-Au e Ag (Figuras 8G e 8H, respectivamente) foram observadas em veios de quartzo + sericita + clorita + sulfetos e apresentando quantidades menores de Pb, Pt, Te e Bi nas suas composições.

O ouro foi identificado como partículas anédricas nas cavidades de cristais de pirrotita disseminada em rocha sericitizada (Figura 8I) e como partículas livres inclusas em quartzo de vênulas contendo sericita + clorita + sulfetos (Figuras 8J e 8K). Análises de MEV-EDS revelaram Te (0,45 – 7,13%), Bi (0,89 – 10,98%), Pb (1,11 – 4,89%) e Ag (0,00 – 9,51%) como componentes menores na composição das partículas de ouro.

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

Tipos e modos de ocorrência das inclusões fluidas

As análises foram realizadas em IF aprisionadas em cristais de quartzo de veios, privilegiando aqueles cristais com menores graus de deformação. As inclusões primárias se apresentam de quatro maneiras (Figura 9A): em distribuição aleatória no interior dos cristais, em trilhas intragranulares, como IF isoladas e/ou em pequenos grupos, com o primeiro modo largamente mais comum. As inclusões secundárias se caracterizam tipicamente alojadas em microfraturas transgranulares seladas. IF em microfraturas intragranulares (pseudosecundárias) foram observadas subordinadamente. Inclusões com feições de modificações pós-aprisionamento foram evitadas. Com base nos seus aspectos petrográficos e composicionais à temperatura ambiente, foram distinguidos três tipos de IF.

O tipo C (Figura 9B) é o menos abundante; são inclusões de fluidos carbônicos monofásicos e, principalmente, bifásicos ($\text{CO}_{2\text{liq}} \pm \text{CO}_{2\text{vap}}$). Apresenta-se em formas poligonais, irregulares, alongadas ou, menos comum, como cristais negativos com dimensões entre 6 – 12 μm . Ocorre em planos intragranulares (Figura 9C), raramente isolado, e de maneira mais comum distribuído em arranjos aleatórios associados espacialmente com o tipo AC.

O tipo AC refere-se a fluidos aquocarbônicos bifásicos ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}} + \text{CO}_{2\text{vap}}$, rara) e trifásicos ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}} + \text{CO}_{2\text{liq}} + \text{CO}_{2\text{vap}}$) com dimensões entre 5 – 20 μm . Morfológicamente, as cavidades se apresentam arredondadas, irregulares, levemente alongadas ou poligonalizadas. Esse tipo de inclusão mostra ampla variação nas proporções volumétricas de CO_2 ($\text{CO}_2 = 0,20 - 0,85$, com moda em 0,70 nas

enriquecidas em CO_2 e 0,30 nas enriquecidas em H_2O). Ele ocorre de maneira mais comum em arranjos aleatórios tridimensionais e como pequenos agrupamentos, nos quais se observam IF com razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ contrastantes associadas espacialmente (Figuras 9D a 9H) — ocorrências isoladas ou em trilhas intragranulares são menos expressivas (Figura 9I); e corresponde ao tipo de IF que ocorre com mais frequência nos cristais de quartzo associados a sulfetos (Figura 9J).

O tipo AQ são IF aquosas que, quando monofásicas, manifestam-se em cavidades preenchidas pela fase líquida, com as menores dimensões (1 – 4 μm), em formas arredondadas e exclusivamente em planos transgranulares. Quando bifásicas (Figura 9K), são dominadas por líquido ($F = 0,70$ a 0,90), sem a presença de fase carbônica detectável microtermometricamente, em cavidades arredondadas, poligonalizadas ou levemente alongadas. Apresentam maiores dimensões (5 – 15 μm), ocorrem principalmente em arranjos aleatórios algo orientados e mais subordinadamente em pequenos conjuntos de inclusões ou isoladas e em trilhas transgranulares (Figuras 9L e 9M).

Resultados microtermométricos

Uma síntese dos dados microtermométricos obtidos nos vários tipos de IF no alvo Jerimum de Baixo é disponibilizada na Tabela 2.

As IF do tipo C têm temperatura final de fusão do CO_2 ($T_f\text{CO}_2$) no intervalo de $-58,6$ a $-56,6^\circ\text{C}$, com um único caso em $-61,3^\circ\text{C}$ (Figura 10A), estendendo-se ligeiramente abaixo do ponto triplice de CO_2 , o que indica a presença de outros voláteis na fase carbônica (por exemplo, N_2 , H_2S , CH_4). As temperaturas de homogeneização do CO_2 ($T_h\text{CO}_2$) ocorrem entre $12,5$ e $31,1^\circ\text{C}$, principalmente para o estado líquido (Figura 10B).

As IF do tipo AC mostram $T_f\text{CO}_2$ bastante similares independentemente da proporção de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, entre $-58,2$ e $-56,6^\circ\text{C}$, o que sugere o CO_2 como o principal componente volátil na fase carbônica (Figura 10A). As $T_f\text{clat}$ foram registradas entre $6,1$ e $8,9^\circ\text{C}$ (tipo AC rica em $\text{CO}_2 = 6,6$ a $8,5^\circ\text{C}$ e tipo AC pobre em $\text{CO}_2 = 4,8$ a $8,9^\circ\text{C}$) (Figura 10C). Nas IF ricas em CO_2 , as $T_h\text{CO}_2$ variaram de $22,7$ a $31,1^\circ\text{C}$, enquanto naquelas ricas na fase aquosa ocorreram entre $26,2$ e $30,9^\circ\text{C}$, em ambos os casos majoritariamente para a fase líquida (Figura 10B). Apenas duas temperaturas de eutético (T_{eu}) foram observadas em $-36,8$ e $-33,6^\circ\text{C}$, o que sinaliza a participação de MgCl_2 e/ou FeCl_2 . As temperaturas de homogeneização total (T_{ht}) cobrem o intervalo de $237,0$ a $405,0^\circ\text{C}$, com valores concentrados entre $280,0$ e $340,0^\circ\text{C}$ e principalmente pela contração da fase CO_2 . As IF do tipo AC ricas em CO_2 apresentaram T_{ht} entre $255,1$ e $405,0^\circ\text{C}$, ao passo que aquelas com menores quantidades de CO_2 homogeneizaram completamente

entre 237,0 e 361,2°C (Figura 10D). Algumas inclusões homogeneizaram para o estado vapor pela expansão da fase CO₂, no intervalo de 292,5 a 363,0°C, a despeito da proporção CO₂/H₂O aprisionada (CO₂ = 0,25 a 0,70) e, por vezes, em associação espacial com aquelas que homogeneizaram para o estado líquido.

As IF do tipo AQ apresentam temperaturas de fusão final do gelo (*T*_{fg}) dentro do intervalo de -13,2 e -2,6°C para as consideradas primárias (Figura 10E). As IF aprisionadas secundariamente apresentaram um amplo intervalo de *T*_{fg}, com variação entre -18,0 e -0,1°C. As *Teu* foram observadas em poucas das inclusões primárias e dentro do intervalo de -37,2 a -20,1°C, o que aponta a presença de solutos como KCl, MgCl₂ e FeCl₂ (sistema H₂O - NaCl ± KCl ± MgCl₂ ± FeCl₂ → AQ₁). Nas secundárias, as *Teu* cobrem dois intervalos bem distintos: entre -23,0 e -21,2°C, compatíveis com o sistema H₂O - NaCl (AQ₂) (Borisenko, 1977), e entre -62,5 e -74,2°C, atribuíveis ao sistema H₂O - NaCl - CaCl₂ (AQ₃) (Davis et al., 1990). Valores inferiores a ≈ -52°C foram considerados como resultantes da metaestabilidade do sistema H₂O - NaCl - CaCl₂, presença de cátions incomuns (por exemplo, Li e Sr) ou transições de fase de gelo hexagonal em fluidos de composição idêntica (Davis et al., 1990; Walker e Samson, 1998). Para as IF primárias, não se notou relação clara entre *Teu* e *T*_{fg}, em detrimento das IF secundárias, nas quais se observa que os menores valores de *Teu* são registrados naquelas com as menores *T*_{fg} (maior salinidade) (Figura 10 F). A *T*_{ht} ocorreu sempre para o estado líquido e dentro do intervalo total de 80,0 a 249,0°C (Figura 10D) (IF AQ₁ = 118,0 – 249,0°C; IF AQ₂ = 85,5 – 155,0°C; e IF AQ₃ = 80,0 – 116,2°C) (Figura 10E).

Densidade e composição

Os dados microtermométricos obtidos nas inclusões C e AC sugerem que a presença de outros voláteis na fase carbônica pouco afetou as suas propriedades microtermométricas. Com base nisso, a composição das inclusões do tipo AC ricas em CO₂ é dada por: X_{CO₂} = 0,22 – 0,63 mol%, X_{H₂O} = 0,36 – 0,76 mol%, X_{NaCl} = 0,00 – 0,01 mol% e, em função dos valores de *T*_{fclat}, a salinidade estimada situa-se entre 3,0 e 6,5% em peso equivalente a NaCl. A densidade da fase carbônica (ρ_{CO₂}) varia entre 0,42 e 0,74 g/cm³, enquanto a densidade global (ρ_{global}) oscila de 0,58 a 0,82 g/cm³. Para as IF AC enriquecidas na fase H₂O, têm-se: X_{CO₂} = 0,06 – 0,17 mol%, X_{H₂O} = 0,82 – 0,92 mol%, X_{NaCl} = 0,01 – 0,03 mol% e salinidade entre 2,2 e 9,4% em peso equivalente de NaCl. A ρ_{CO₂} abrange o intervalo de 0,39 a 0,69 g/cm³ e a ρ_{global} varia de 0,80 a 0,97 g/cm³. Para o tipo C, a densidade circunscreve o intervalo de 0,35 a 0,85 g/cm³. Para esses tipos, esses valores caracterizam fluidos de baixa a moderada densidade e salinidade.

Nas inclusões do tipo AQ, a salinidade abrange os intervalos de 4,3 a 17,1% (H₂O - NaCl ± KCl ± MgCl₂ ± FeCl₂: AQ₁), de 0,9 a 10,4% (H₂O - NaCl: AQ₂) e de 16,8 a 21,0% (H₂O - NaCl - CaCl₂: AQ₃) em peso equivalente de NaCl. A densidade compreende valores entre 0,90 e 1,03 g/cm³ para AQ₁, 0,93 e 1,03 g/cm³ para AQ₂ e 1,10 e 1,11 g/cm³ para AQ₃.

QUÍMICA MINERAL

Biotita

A biotita analisada é de origem ígnea e ocorre intersticialmente associada ao quartzo e feldspato ou como inclusão em

Tabela 2. Síntese dos dados microtermométricos para os diferentes tipos de inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo dos veios do alvo Jerimum de Baixo.

Tipo ¹	Origem ²	TfCO ₂	Tfclat	ThCO ₂	Teut	Tfg	Tht	Salinidade
Tipo C	P e Ps	-61,3 a -56,6	-	12,5 a 31,1	-	-	-	-
Tipo AC (CO ₂ > 0,5)	P e Ps	-58,2 a -56,6	6,6 a 8,5	22,7 a 31,1	-	-	255,1 a 405,0	3,0 a 6,5
Tipo AC (CO ₂ < 0,5)	P e Ps	-58,1 a -56,6	4,8 a 8,9	26,2 e 30,9	-36,8 e -33,6	-	237,0 a 361,2	2,2 e 9,4
Tipo AQ ₁ (H ₂ O - NaCl ± KCl ± MgCl ₂ ± FeCl ₂)	P	-	-	-	-37,2 a -20,1	-13,2 a -2,6	118,0 a 249,0	4,3 a 17,1
Tipo AQ ₂ (H ₂ O - NaCl)	S	-	-	-	-23,0 a -21,2	-6,9 a -0,1	85,5 a 155,0	0,9 a 10,4
Tipo AQ ₃ (H ₂ O - NaCl - CaCl ₂)	S	-	-	-	-62,5 a -74,2	-12,9 a -18,0	80,0 a 116,2	16,8 a 21,0

¹Tipos de inclusões fluidas: C: carbônica; AC: aquocarbônica; AQ: aquosa; ²Origem das inclusões fluidas: P: primária; Ps: pseudosecundária; S: secundária; TfCO₂: temperatura de fusão do CO₂ sólido; Tfclat: temperatura de fusão do clatrato; ThCO₂: temperatura de homogeneização do CO₂; Teut: temperatura do ponto eutético; Tfg: temperatura de fusão final do gelo; Tht: temperatura de homogeneização total. Valores de temperaturas dados em °C e salinidades em % em peso equivalente de NaCl.

plagioclásio do BMgE e fenocristais de quartzo do BMgP. Os cristais mais preservados dos processos hidrotermais (cloritização, sericitização e epidotização) foram priorizados neste estudo.

A biotita de ambas as fácies graníticas corresponde a uma mica extremamente rica em ferro, cujos pontos plotam próximo ao polo da annita, segundo o diagrama Fe / (Fe + Mg) vs. Al^{IV} (Figura 11A; Deer et al., 1992). Os valores para X_{Fe} [$X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg)$] são similares comparativamente, variando entre 0,83 – 0,88 e com moda 0,87 para a biotita do BMgE e entre 0,84 – 0,85 e com moda 0,85 para a do BMgP. O teor de FeO varia entre 23,52 – 32,29 % (moda 29,64%) para a que compõe o BMgE e 31,49 – 32,24% para a do BMgP. No diagrama Al total vs. Mg (Figura 11B; Nachit et al.,

1985), a mica estudada plota nos campos da biotita de rochas com assinatura geoquímica cálcico-alcálica a subalcalina. Dados analíticos estão disponibilizados na Tabela 3.

Mica branca

A mica branca analisada representa as seguintes variedades texturais:

- (i) advindas de processos de substituição da biotita e plagioclásio tanto nas regiões menos modificadas quanto naquelas mais hidrotermalizadas;
- (ii) relacionadas a sulfetos disseminados;
- (iii) composto vênulas;
- (iv) associadas a corpos brechoides.

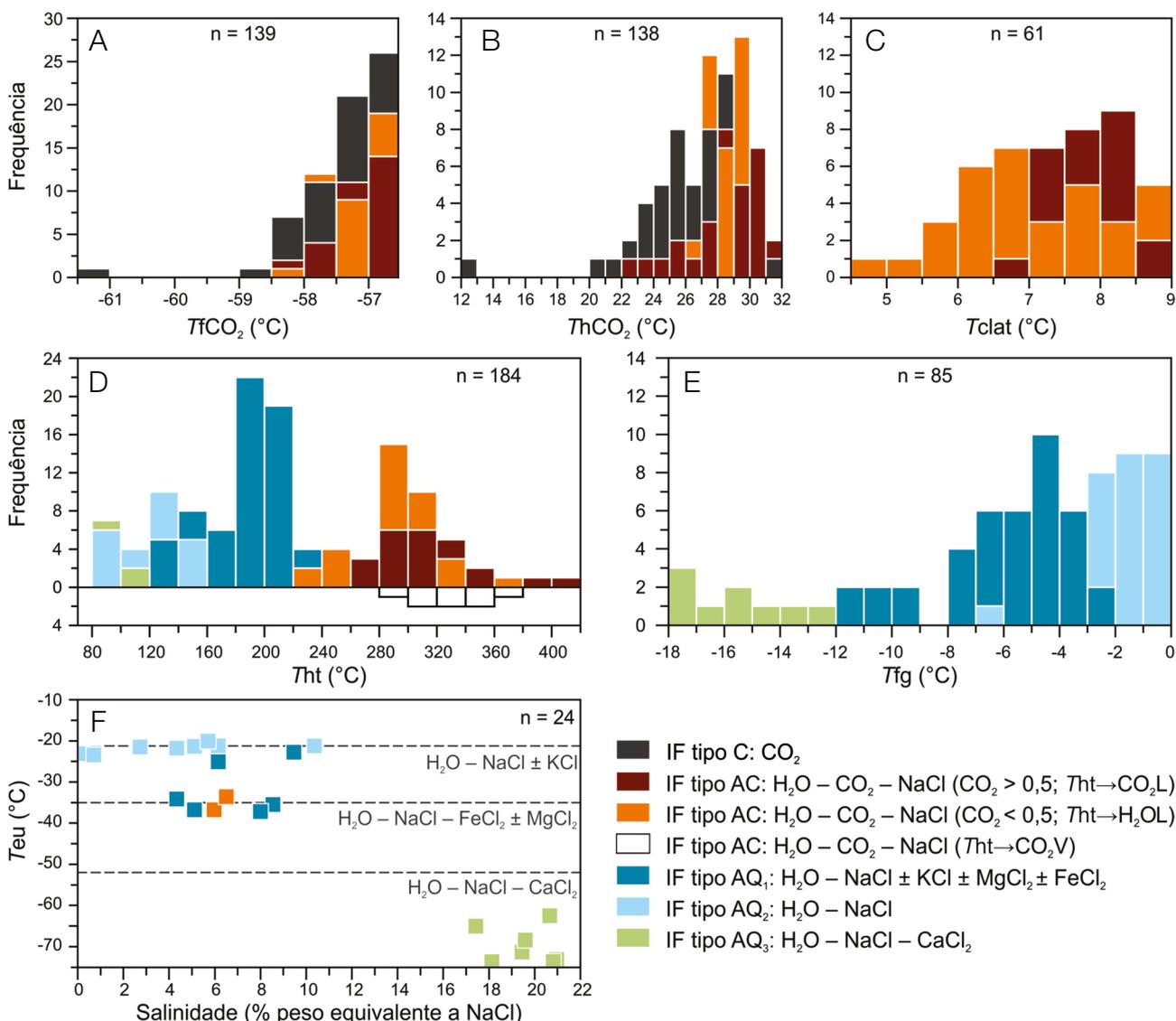


Figura 10. Histogramas de frequência (A-E) e diagrama Teu vs. salinidade (F) para os dados microtermométricos das IF em Jerimum de Baixo.

De maneira geral, a mica branca apresenta excesso de cátions no sítio octaédrico e carência na posição intercamada — embora ainda não compreendidas como micas com deficiência intercamada, consoante aos critérios de Rieder et al. (1998). Apesar das variedades texturais, não se observaram diferenças composicionais significativas entre elas. Com base na relação Al total – M^{+2} – Si (Monier e Robert, 1986), nota-se a concentração dos pontos na metade superior da linha muscovita-celadonita (segmento muscovita-fengita) (Figura 12A). O diagrama Al^{VI} vs. M^{+2} evidencia uma ótima correlação negativa entre as análises plotadas ($R^2 = 0,91$) na proporção 1:1 (Figura 12B). Tal correlação indica a existência de substituição isomórfica entre Al e os cátions divalentes no sítio octaédrico, o que dá origem à série fengítica com a manutenção do caráter dioctaédrico na mica analisada. Nesse cenário, a relação que melhor representa essa substituição é $(Si_{+1} Al_{-1})^{IV} (M^{+2}_{+1} Al_{-1})^{VI}$. Os dados analíticos estão disponibilizados na Tabela 4.

Clorita

As análises foram realizadas em cristais de clorita:

- (i) de preenchimento (vênulas);
- (ii) de substituição (biotita → clorita);
- (iii) diretamente associados a sulfetos disseminados em rocha profundamente alterada;
- (iv) de corpos brechoides.

As cloritas analisadas são ricas em ferro (FeO = 35,96 – 41,28%), sendo classificadas como chamosita (Figura 13A; Bailey, 1988). Composicionalmente, foi

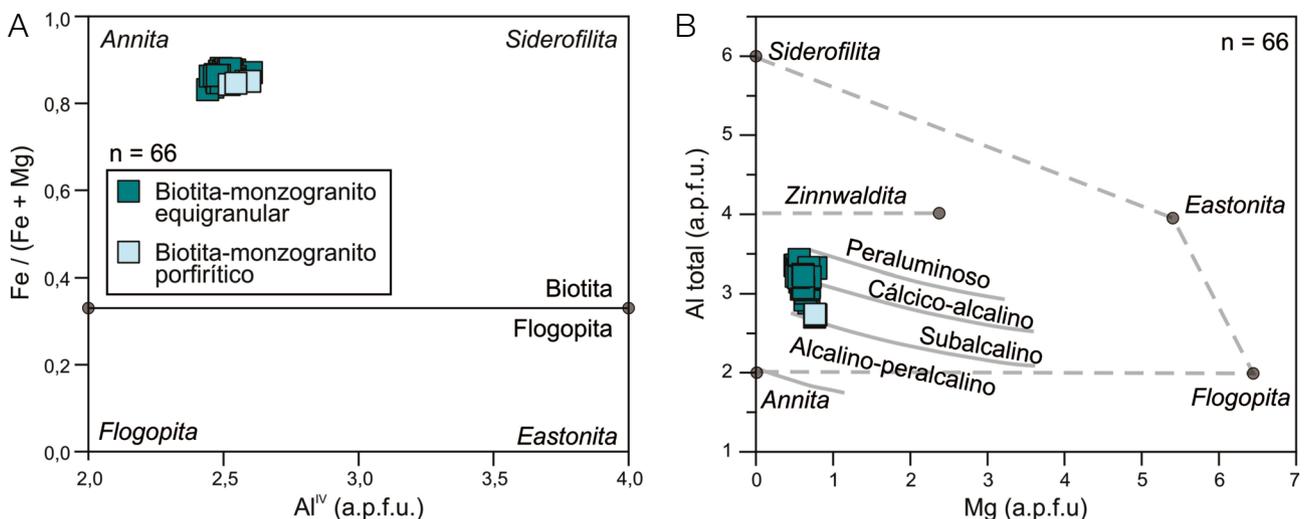
constatado que a clorita resultante da substituição da biotita nas regiões mais preservadas associada aos sulfetos disseminados e zonas brechoides são as variedades chamosíticas mais ricas em ferro. Os valores para X_{Fe} são mais elevados na chamosita de substituição nos granitos e menos expressivos na equivalente venular, com valores relativamente intermediários para aqueles presentes nas zonas mais intensamente alteradas. A observação do comportamento catiônico nos sítios de acomodação mostra, em geral, uma forte correlação negativa entre os cátions tetraédricos e os cátions octaédricos (Figura 13B). Dessa forma, admite-se que o mecanismo de substituição mais importante pode ser descrito pela equação $(Si_{+1} Al_{-1})^{IV} (Al_{-1} R^{+2}_{+1})^{VI}$ (Cathelineau, 1988). A Tabela 5 disponibiliza os dados analíticos.

DISCUSSÃO

Interpretação dos dados de inclusões fluidas

O modo de ocorrência e distribuição das IF aquocarbônicas observados em cristais de quartzo de veios em Jerimum de Baixo poderiam ser explicados por um dos seguintes mecanismos (ou uma combinação destes):

- (i) modificações pós-aprisionamento de um fluido $H_2O - CO_2 - NaCl$;
- (ii) mistura parcial e aprisionamento heterogêneo de dois fluidos hidrotermais originalmente não relacionados;
- (iii) separação de fases em um fluido $H_2O - CO_2 - NaCl$ homogêneo;



a.p.f.u.: átomos de oxigênio por fórmula unitária.

Figura 11. Diagramas binários com as variações composicionais da biotita nos plútons do alvo Jerimum de Baixo. (A) Diagrama Fe / (Fe + Mg) vs. Al^{IV} com composições dos membros finais ideais (Deer et al., 1992); (B) diagrama Al total vs. Mg (campos segundo Nachit et al., 1985).

Embora os veios mostrem cristais de quartzo com sinais de deformação e recristalizações localizadas, as inclusões analisadas se apresentam em formas regulares e sem evidências de vazamentos/estrangulamentos, além de hospedadas em cristais pouco a não deformados.

Inclusões dos tipos C, AC e AQ (em especial, as primárias) poderiam ser produzidas por mistura em variadas proporções entre fluidos semelhantes aos tipos C e AQ. Todavia, aspectos petrográficos (relações texturais e de truncamento), somados aos dados microtermométricos das populações de IF, indicam que aquelas dos tipos C e AC são as mais precoces e cogenéticas, ao mesmo tempo que as do tipo AQ são mais tardias. Além disso, não se observam

trends em um diagrama T_{ht} vs. salinidade (Figura 14) entre os tipos de inclusões com CO_2 e as aquosas, comuns em eventos de mistura (Cathelineau e Marignac, 1994).

A coexistência dos tipos C e AC (e seus subtipos) em um mesmo domínio microscópico em grupos de inclusões relacionadas espacialmente e apresentando valores relativamente similares para $TfCO_2$ e $ThCO_2$ podem ser indicativos de que as inclusões foram aprisionadas a partir de um mesmo fluido durante a evolução do sistema hidrotermal. As variações das razões CO_2/H_2O e dos dados microtermométricos, tais como variações na T_hCO_2 (variação de densidade) e na T_{ht} , indicam que o fluido foi aprisionado em estado heterogêneo.

Tabela 3. Análises de microsonda eletrônica representativas da biotita dos granitos do alvo Jerimum de Baixo, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú.

Fácies	BMgE								BMgP				
	EK-R-35								EK-R-36				
Amostra	bC1_2	bC2_4	bC2_5	bC3_1	bC3_9	bC4_11	bC4_14	bC5_1	bC5_2	bC6_1	bC6_2	bC6_3	bC6_4
Análises	bC1_2	bC2_4	bC2_5	bC3_1	bC3_9	bC4_11	bC4_14	bC5_1	bC5_2	bC6_1	bC6_2	bC6_3	bC6_4
SiO ₂	34,37	34,81	34,52	34,38	35,07	34,37	34,49	34,54	34,19	33,46	33,66	34,51	34,14
TiO ₂	2,84	2,79	2,52	3,38	0,80	3,26	2,63	3,21	3,17	2,50	2,59	2,51	2,55
Al ₂ O ₃	17,09	17,99	17,97	16,25	17,78	16,14	16,59	16,71	16,32	14,16	14,36	14,59	14,54
FeO	28,61	28,11	28,82	29,29	28,97	29,14	29,35	29,50	29,82	32,10	32,24	31,49	31,60
MnO	0,72	0,69	0,70	0,82	1,04	0,84	0,92	0,72	0,73	0,44	0,47	0,46	0,43
MgO	2,48	2,15	2,25	2,81	3,29	2,80	2,62	2,52	2,60	3,16	3,18	3,29	3,23
CaO	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04
Na ₂ O	0,06	0,08	0,09	0,13	0,09	0,10	0,14	0,22	0,16	0,15	0,12	0,15	0,13
K ₂ O	8,82	9,18	9,28	8,71	8,95	8,80	8,72	8,94	8,60	8,77	8,80	8,77	8,80
F	0,05	0,06	0,06	0,12	0,10	0,11	0,03	0,00	0,06	1,53	1,60	1,60	1,55
Cl	0,08	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09
Subtotal	95,12	95,96	96,29	95,99	96,19	95,65	95,60	96,48	95,75	96,39	97,13	97,48	97,11
O = F,Cl	0,04	0,05	0,04	0,07	0,06	0,06	0,03	0,02	0,04	0,67	0,69	0,69	0,67
Total	95,08	95,92	96,25	95,92	96,13	95,59	95,57	96,45	95,70	95,72	96,44	96,79	96,44
Fórmula estrutural calculada na base de 22 átomos de oxigênio													
Si	5,51	5,51	5,47	5,49	5,56	5,50	5,53	5,49	5,48	5,42	5,40	5,48	5,45
Al ^{IV}	2,49	2,49	2,53	2,51	2,44	2,50	2,47	2,51	2,52	2,58	2,60	2,52	2,55
Sítio Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,73	0,86	0,83	0,54	0,88	0,55	0,66	0,61	0,56	0,12	0,12	0,21	0,19
Ti	0,34	0,33	0,30	0,41	0,09	0,39	0,32	0,38	0,38	0,30	0,31	0,30	0,31
Fe	3,83	3,72	3,82	3,91	3,84	3,90	3,93	3,92	4,00	4,35	4,33	4,18	4,22
Mn	0,10	0,09	0,09	0,11	0,14	0,11	0,13	0,10	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	0,59	0,51	0,53	0,67	0,78	0,67	0,63	0,60	0,62	0,76	0,76	0,78	0,77
Sítio Y	5,60	5,51	5,57	5,63	5,73	5,63	5,66	5,61	5,66	5,59	5,58	5,53	5,54
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
K	1,80	1,85	1,88	1,77	1,81	1,80	1,78	1,81	1,76	1,81	1,80	1,78	1,79
Sítio X	1,82	1,88	1,90	1,82	1,84	1,83	1,83	1,89	1,81	1,86	1,85	1,83	1,84
F	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,01	0,00	0,03	0,79	0,81	0,80	0,78
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Cátions	19,42	19,39	19,48	19,45	19,57	19,46	19,49	19,49	19,47	19,45	19,43	19,35	19,39
Fe / (Fe + Mg)	0,866	0,880	0,878	0,854	0,831	0,854	0,863	0,868	0,866	0,851	0,850	0,843	0,846

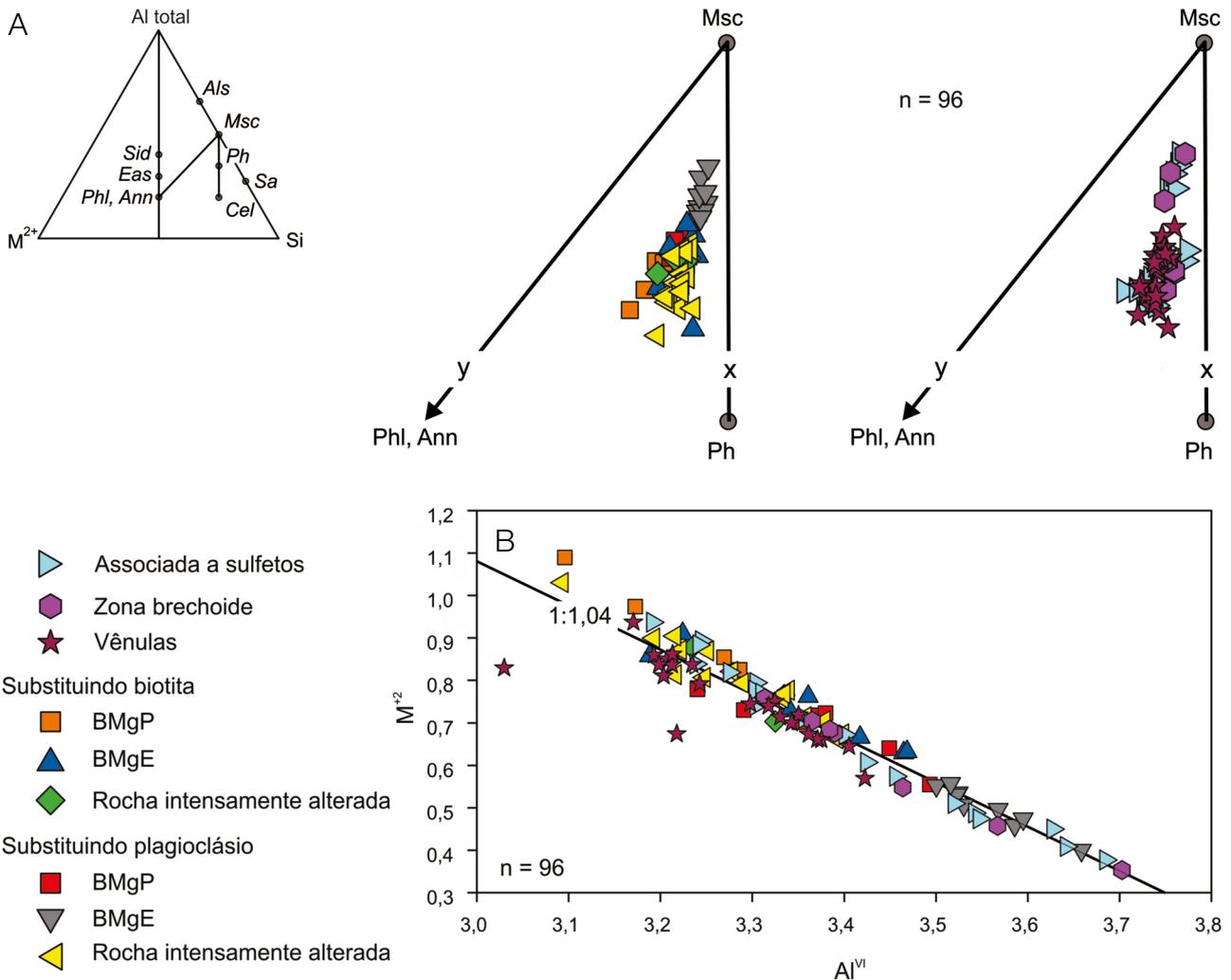
Evidências que testemunham a favor de imiscibilidade de fluidos em Jerimum de Baixo, segundo Ramboz et al. (1982), são:

- (i) IF aquocarbônicas com razões H_2O/CO_2 contrastantes e possivelmente coevas (representantes dos extremos imiscíveis);
- (ii) que apresentam intervalos de *Tht* similares;
- (iii) que em alguns agrupamentos homogeneizam para o estado líquido e outras para o vapor em temperaturas similares.

O fenômeno do particionamento preferencial dos sais para a fase aquosa em processos de separação de fases, que resultaria em IF do tipo AC ricas em H_2O mais salinas, não foi estatisticamente estabelecido. A ausência de H_2O em

inclusões carbônicas pode ser inconsistente com a hipótese de separação de fases a partir de um fluido $H_2O - CO_2 - NaCl$. No entanto, a presença de uma fase aquosa microscopicamente indetectável (até 15% em volume) ao longo das paredes internas da cavidade pode ser esperada considerando as dimensões diminutas de várias dessas inclusões (Hollister, 1990).

As inclusões aquosas interpretadas como representativas do sistema $H_2O - NaCl \pm KCl \pm MgCl_2 \pm FeCl_2$, mesmo que primárias e em um mesmo campo microscópico com as do tipo C e/ou AC, não se mostram petrograficamente contemporâneas a essas últimas, o que é consistente com os dados de *Tht*. Ainda que em sistemas aquocarbônicos imiscíveis normalmente se produzam extremos ricos em H_2O e



BMgP: biotita-monzogranito porfíritico; BMgE: biotita-monzogranito equigranular; Ph: fengita; Als: aluminossilicato; Sid: siderofilita.

Figura 12. Diagrama químico para a mica branca estudada em Jerimum de Baixo. (A) Variação composicional segundo o diagrama Al total – M^{2+} – Si (Monier e Robert, 1986); (B) diagrama binário catiônico que evidencia a forte correlação negativa entre Al^{VI} e M^{2+} .

pobres em H₂O (que aqui poderiam ser representados pelos tipo C e parte das do tipo AQ), cenários de efervescência gerando membros finais com a fase CO₂ perceptível têm

sido registrados por diversos trabalhos (Chi et al., 2009; Klein et al., 2006; Klein e Fuzikawa, 2010; Schmidt-Mumm et al., 1997), inclusive no próprio Campo Mineralizado do

Tabela 4. Análises de microsonda eletrônica representativas da mica branca do alvo Jerimum de Baixo, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú.

Ocorrência	Substituindo plagioclásio						Substituindo biotita					
	BMgE		BMgP		Granito alterado		BMgE		BMgP		Granito alterado	
	EK-R-35		EK-R-40		EK-R-28		EK-R-35		EK-R-40		EK-R-28	
Análises	SC8_1	SC8_5	SC2_3	SC2_4	SC6_1	SC6_6	SC6_1	SC6_4	SC1_4	SC1_6	SC4_7	SC4_9
SiO ₂	46,68	46,64	47,11	46,87	47,85	46,67	48,81	46,36	45,85	46,52	46,12	46,50
TiO ₂	0,34	0,08	0,07	0,10	0,53	0,37	0,34	0,28	0,41	0,29	0,31	0,19
Al ₂ O ₃	33,05	33,70	31,63	33,12	29,38	30,08	29,54	30,42	29,72	31,47	30,87	31,37
FeO	4,03	3,88	4,68	4,27	3,75	5,91	4,75	6,23	6,70	4,82	6,09	4,88
MnO	0,14	0,12	0,12	0,11	0,06	0,17	0,03	0,16	0,05	0,06	0,15	0,04
MgO	0,42	0,13	0,81	0,32	3,01	1,02	1,62	0,88	1,54	1,36	0,82	1,02
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,50	0,49	0,44	0,46	0,15	0,44	0,13	0,44	0,15	0,20	0,46	0,36
K ₂ O	10,34	10,27	10,14	10,31	10,24	10,15	10,43	9,97	10,39	10,51	10,20	10,50
F	0,21	0,20	0,76	0,52	0,48	0,53	0,56	0,47	0,49	0,53	0,56	0,35
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
Subtotal	95,70	95,52	95,75	96,08	95,47	95,34	96,22	95,25	95,31	95,78	95,59	95,24
O = F,Cl	0,09	0,08	0,32	0,22	0,20	0,22	0,23	0,20	0,21	0,22	0,24	0,15
Total	95,61	95,43	95,43	95,87	95,27	95,12	95,98	95,05	95,10	95,55	95,35	95,09
Fórmula estrutural calculada na base de 22 átomos de oxigênio												
Si	6,27	6,26	6,34	6,27	6,44	6,36	6,53	6,33	6,29	6,28	6,28	6,31
Al ^{IV}	1,73	1,74	1,66	1,73	1,56	1,64	1,47	1,67	1,71	1,72	1,72	1,69
Sítio Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	3,50	3,59	3,35	3,49	3,09	3,19	3,19	3,22	3,10	3,29	3,23	3,33
Ti	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02
Fe	0,45	0,44	0,53	0,48	0,42	0,67	0,53	0,71	0,77	0,54	0,69	0,55
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00
Mg	0,08	0,03	0,16	0,06	0,60	0,21	0,32	0,18	0,31	0,27	0,17	0,21
Sítio Y	4,09	4,08	4,06	4,06	4,18	4,13	4,08	4,16	4,23	4,14	4,14	4,12
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,13	0,11	0,12	0,04	0,12	0,03	0,12	0,04	0,05	0,12	0,09
K	1,77	1,76	1,74	1,76	1,76	1,76	1,78	1,74	1,82	1,81	1,77	1,82
Intercamada	1,90	1,89	1,86	1,88	1,80	1,88	1,82	1,86	1,86	1,86	1,89	1,91
F	0,09	0,08	0,32	0,22	0,20	0,23	0,24	0,20	0,21	0,23	0,24	0,15
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cátions	17,99	17,97	17,91	17,94	17,98	18,01	17,90	18,02	18,09	18,00	18,04	18,03
Fe / (Fe + Mg)	0,844	0,945	0,765	0,883	0,411	0,765	0,621	0,798	0,710	0,666	0,806	0,728

Cuiú-Cuiu (Assunção e Klein, 2014; Klein et al., 2001). Com base no exposto, entende-se que as IF desse sistema salino representam um episódio de aprisionamento independente e distinto do fluido $H_2O - CO_2 - NaCl$, cujo mecanismo de separação de fases — eferescência — é o processo que desencadeia o estágio mineralizante. É importante notar que o principal intervalo de T_{ht} observado é amplo (280 – 340°C), com extremos imiscíveis das IF do tipo AC que homogeneizaram ao longo e, subordinadamente, acima dele (amostra DDZ778). Esse comportamento indicaria um processo contínuo para a separação de fases.

A ocorrência de IF com salinidades contrastantes, aprisionadas em um mesmo arranjo espacial e a observação da correlação positiva entre as suas T_{ht} e salinidade (Figura 14) pode ser interpretada como resultado da mistura do fluido $H_2O - NaCl \pm KCl \pm MgCl_2 \pm FeCl_2$ (AQ_1) com um fluido mais tardio, representado pelo fluido do sistema $H_2O - NaCl$ (AQ_2), gerando o *trend* de diluição observado na Figura 14.

Os fluidos atribuídos ao sistema $H_2O - NaCl - CaCl_2$ (AQ_3) mostram os mais elevados valores de salinidade e baixas temperaturas de aprisionamento. Tendo em vista que a história hidrotermal observada em Jerimum de Baixo adquire um caráter mais cálcico nos seus momentos finais, é plausível que esse tipo de fluido esteja relacionado com a formação do epidoto, da calcita e da fluorita.

Geotermômetro da clorita

Diversos estudos têm utilizado a composição química da clorita para estimar as suas temperaturas de formação. Apesar das limitações observadas nas abordagens empíricas (De Caritat et al., 1993; Kranidiotis e MacLean, 1987; Xie et al., 1997), a técnica comumente rende resultados

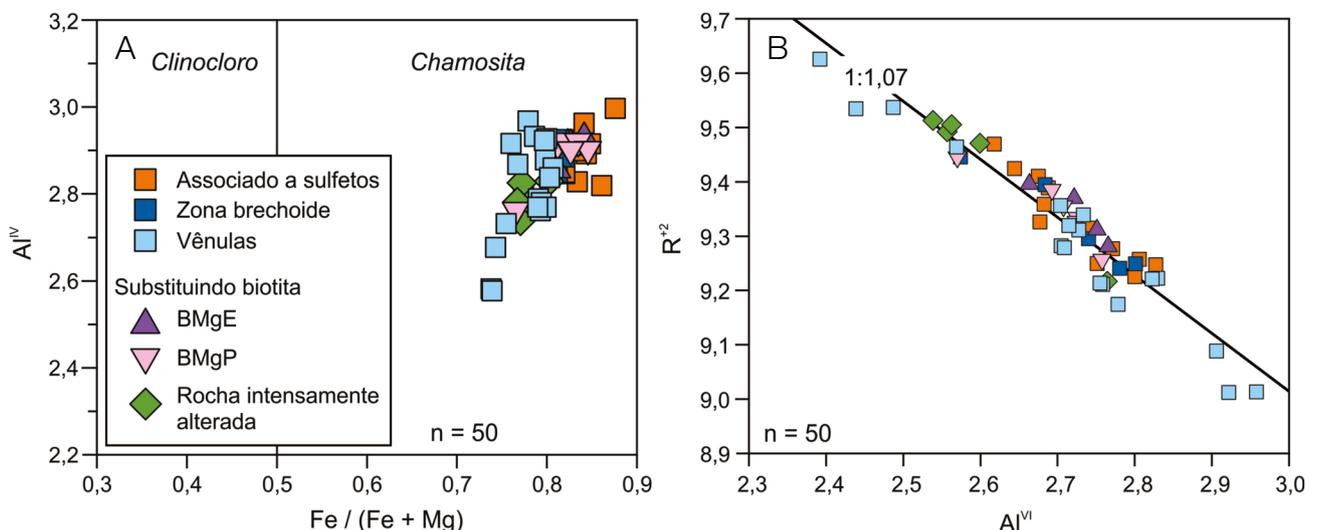
razoáveis quando alguns requisitos são observados (*cf.*, Klein et al., 2007):

- (i) correlação linear entre X_{Fe} e Al^{IV} ;
- (ii) consistência entre os dados químicos das cloritas estudadas e aqueles utilizados na calibração dos geotermômetros;
- (iii) comparação dos resultados com estimativas de temperatura independentes.

Em Jerimum de Baixo, a clorita analisada mostra uma correlação linear positiva (coeficiente de correlação = 0,7) entre X_{Fe} e Al^{IV} , que, apesar de não ser perfeita, é assumida como existente. A composição química dessa clorita se situa dentro do intervalo composicional daquelas usadas por Zang e Fyfe (1995) e Xie et al. (1997) para calibrarem seus geotermômetros. No primeiro, algumas ressalvas na calibração são importantes: o desconhecimento da interferência das condições de pressão nos resultados obtidos e a retirada em excesso de Al^{IV} pelo fator de correção aplicado na equação utilizada, o que rebaixa os resultados geotermométricos. No segundo, pesa a favor a apreciação da influência da composição da rocha hospedeira na composição da clorita e a melhor concordância com os dados termométricos independentes aqui apresentados (IF), o que rende temperaturas mais consistentes. Dessa forma, o intervalo total de temperaturas de formação da chamosita é de 261 – 315°C, com os valores amplamente concentrados entre 280 – 305°C.

Estimativas das condições de pressão e profundidade

Fluidos aprisionados em condições de eferescência/*boiling* são especialmente interessantes para estimativas de pressão no momento do aprisionamento, pois registram tais condições sem a necessidade de correção de pressão. Assumindo-se que



BMgE: biotita-monzogranito equigranular; BMgP: biotita-monzogranito porfirítico.

Figura 13. Diagramas composicionais e catiônicos para a clorita do alvo Jerimum de Baixo. (A) Diagrama binário $Fe / (Fe + Mg)$ vs. Al^{IV} (Bailey, 1988) com o coeficiente de correlação (R) é 0,7; (B) diagrama catiônico Al^{IV} vs. R^{+2} , que evidencia forte correlação negativa.

as IF aquocarbônicas foram aprisionadas durante o estágio mineralizante e que satisfazem os critérios para condições de imiscibilidade, isócoras construídas a partir das suas densidades globais mínima e máxima dentro do intervalo térmico estimado para o estágio mineralizante foram cruzadas com as temperaturas de formação da clorita. Dessa forma, a estimativa para as condições de pressão mais provável para

o aprisionamento desses fluidos corresponde a uma faixa de 0,7 a 2,1 kbar, que, admitindo-se condições litostáticas, equivale a profundidades entre 1,9 e 5,8 km (Figura 15). Essa estimativa é compatível com regime rúptil a rúptil-dúctil da crosta e é corroborada pelos dados petrográficos e estruturais (rochas hospedeiras com aspectos texturais originais localmente preservados, cristais de plagioclásio com planos

Tabela 5. Análises de microsonda eletrônica representativas da clorita do alvo Jerimum de Baixo, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú.

Ocorrência	Substituindo biotita				Associada a sulfetos			
	BMgE		BMgP		Granito alterado			
	EK-R-35		EK-R-36		EK-R-28		EK-R-28	
Amostra	C-C5_12	C-C5_14	C-C2_1	C-C2_6	C-C4_2	C-C4_3	C-C1_9	C-C3_1
Análises								
SiO ₂	21,95	22,57	22,31	23,43	23,03	23,02	22,67	22,34
TiO ₂	0,02	0,03	0,05	0,18	0,09	0,09	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	20,74	20,54	20,88	20,25	21,14	20,48	20,75	21,71
FeO	38,61	39,30	39,80	38,06	38,42	38,25	39,43	40,44
MnO	1,29	0,85	0,24	0,82	1,19	0,83	1,17	1,00
MgO	4,56	5,12	5,16	6,53	5,30	6,34	4,41	4,28
CaO	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,09	0,01
Na ₂ O	0,02	0,04	0,00	0,05	0,05	0,02	0,02	0,01
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Subtotal	87,22	88,52	88,52	89,37	89,27	89,07	88,59	89,82
O = F,Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	87,22	88,52	88,52	89,37	89,27	89,07	88,58	89,82
Fórmula estrutural calculada na base de 28 átomos de oxigênio								
Si	5,09	5,14	5,08	5,24	5,17	5,17	5,17	5,04
Al ^{IV}	2,91	2,86	2,92	2,76	2,83	2,83	2,83	2,96
Sítio Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,75	2,66	2,69	2,57	2,76	2,60	2,75	2,81
Ti	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01
Fe	7,48	7,49	7,58	7,11	7,21	7,19	7,53	7,63
Mn	0,25	0,16	0,05	0,16	0,23	0,16	0,23	0,19
Mg	1,57	1,74	1,75	2,18	1,78	2,12	1,50	1,44
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Na	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Sítio Y	12,08	12,10	12,10	12,08	12,03	12,10	12,05	12,07
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cátions	20,08	20,10	20,10	20,08	20,03	20,10	20,05	20,07
Fe / (Fe + Mg)	0,826	0,812	0,812	0,766	0,803	0,772	0,834	0,841
Ca + Na + K	0,02	0,04	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01
Cath (°C)	407	398	407	383	394	393	393	415
KM (°C)	388	381	387	368	377	375	380	394
ZF (°C)	281	277	283	271	275	277	272	285
X (°C)	297	290	300	285	288	294	281	301

Cath: Cathelineau (1988); KM: Kranidiotis e MacLean (1987); ZF: Zang e Fyfe (1995); X: Xie et al (1997).

de macla encurvados, cristais de quartzo com extinção ondulante, veios de quartzo paralelizados localmente cisalhados, preenchimento de espaços abertos por clorita \pm sericita e o estilo fissural de alguns estágios da alteração hidrotermal).

Transporte e mecanismos de precipitação

Em soluções hidrotermais, o transporte do ouro é mais eficientemente realizado sob a forma de complexos de bissulfeto

de ouro $[\text{Au}(\text{HS})_2^-; \text{Au}(\text{HS})^0]$ e complexos de cloro (AuCl_2^-) (Benning e Seward, 1996; Gammons et al., 1994; Hayashi e Ohmoto, 1991). Em Jerimum de Baixo, o minério é do tipo sulfetado (principalmente pirita), sem quantidade relevante de outros minerais de metais de base e formado em temperaturas $< 400^\circ\text{C}$; a presença de pirrotita em paragênese no minério (partículas de Au em fratura) atesta um caráter redutor para o fluido mineralizante. Esse cenário aponta o H_2S (alternativamente HS^-) como o principal ligante no fluido mineralizador e o $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ como o complexo transportador primário do ouro.

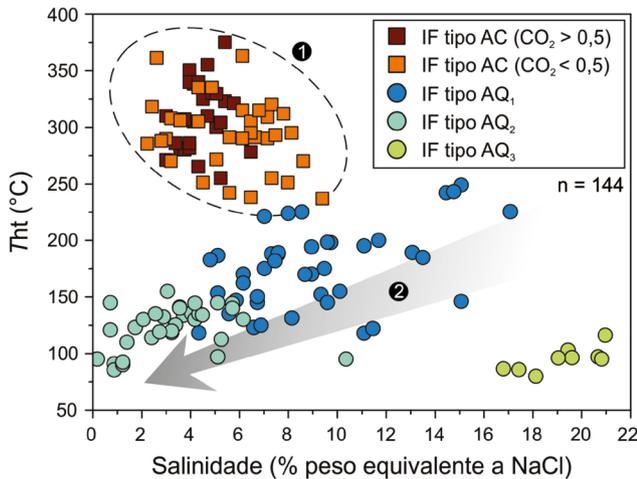
A precipitação de metais solubilizados ocorre pela desestabilização dos complexos transportadores em resposta à variação de parâmetros físico-químicos como $f\text{O}_2$, pH, temperatura, entre outros. Reações de hidrólise (sericitização) consomem H^+ do ambiente, ao passo que a cristalização de calcita consome CO_2 do fluido, ambas de modo que se promovam alterações no pH. A formação de sulfetos nas rochas alteradas sugere uma redução na atividade do enxofre pela interação fluido-rocha (desestabilização dos minerais máficos).

Evolução do sistema hidrotermal no alvo Jerimum de Baixo

Acerca da fonte dos fluidos no Complexo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, estudos de isótopos estáveis de H, O, C e S têm convergido com razoabilidade para uma mesma interpretação (Araújo, 2014; Assunção e Klein, 2014; Silva Junior e Klein, 2015). Dados isotópicos de H e O para o fluido hidrotermal, obtidos em clorita e quartzo, indicam origem a partir de fluidos magmáticos (Tabela 6). A composição isotópica do C da calcita e de IF com CO_2 apresentam composições compatíveis com fontes magmáticas, metamórficas e carbonatos marinhos. A ausência de registros de carbonatos marinhos e de metamorfismo à época da mineralização na PAT limita a uma fonte magmática (\pm mantélica) para o CO_2 . A composição do S na pirita tem sido atribuída à fonte magmática (magmas félsicos ou por lixiviação de sulfetos de rochas ígneas).

Segundo Chi e Xue (2011), a exsolução de fluidos magmáticos na parte externa de intrusões (entre a carapaça solidificada e a parte interna da intrusão subsaturada em água) resulta em uma expansão no volume total e provoca, assim, uma sobrepressão. Quando a resistência da carapaça solidificada é superada pela pressão exercida pelos fluidos confinados, sua consequente fragmentação e das rochas suprajacentes (por hidrofraturamento) gera condutos para os fluidos em exsolução. Essas condições geológicas justificariam a presença de corpos brechoides e veios.

O fluido $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ exsolvido precocemente do magma interagiu com as rochas encaixantes graníticas desestabilizando os minerais primários, em especial a biotita e o



IF: inclusões fluidas.

Figura 14. Diagrama Tht vs. salinidade com a variação composicional dos tipos de inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo em veios do alvo Jerimum de Baixo. O campo (1) destaca as inclusões aquocarbônicas aprisionadas durante o processo de efervescência, enquanto o vetor (2) marca o trend de mistura e diluição do fluido aquoso primário (AQ₁) por um fluido mais tardio (AQ₂).

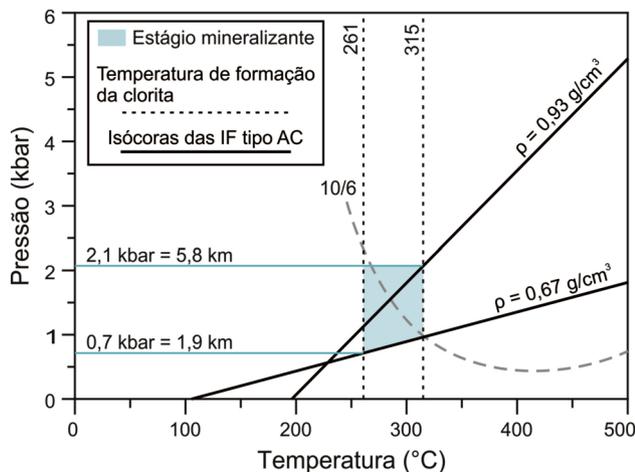


Figura 15. Diagrama Pressão-Temperatura que mostra as condições de pressão e temperatura estimadas (área azul) para o aprisionamento das IF aquocarbônicas do alvo Jerimum de Baixo. A curva tracejada representa o solvus para o sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ com $X_{\text{CO}_2} = 10$ e 6% em peso equivalente de NaCl (Bowers e Helgeson, 1983).

plagioclásio, substituindo-os mais comumente por clorita e fengita. A sílica dissolvida no fluido foi principalmente precipitada como quartzo em espaços abertos. O hidrofraturamento é normalmente acompanhado de despressurização rápida, que é tida como um excelente gatilho para processos de efervescência/ebulição (Jébrak, 1997; Parry e Bruhn, 1990). Quando os fluidos alcançaram o nível de transição rúptil-dúctil (~ 6 km), os componentes formadores do minério foram precipitados em resposta ao fraturamento e às flutuações nas condições de pressão, além de reações fluido/rocha e alterações no pH. Com o resfriamento do sistema,

a solubilidade CO_2 no fluido decresce (Lowenstern, 2001), resultando em um fluido aquoso mais salino ou, alternativamente, houve um evento de infiltração de um fluido aquoso independente ($\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{MgCl}_2 \pm \text{FeCl}_2$). Nos estágios finais da história hidrotermal, o metassomatismo adquire caráter mais cálcico, estabilizando localmente o epidoto e, posteriormente, a calcita venular. Os fluidos com fluxo ascendente, de fonte mais profunda, misturar-se-iam com os fluidos que fluíam descendentemente ($\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$).

O fluido do sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CaCl}_2$ pode estar relacionado em alguma proporção com a precipitação da calcita

Tabela 6. Características geológicas e propriedades físico-químicas dos fluidos disponíveis para os depósitos e alvos do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú.

Depósitos/ alvos	Moreira Gomes	Central	Guarim	Pau da Merenda	Jerimum de Cima	Jerimum de Baixo	Babi
Rocha hospedeira (unidade estratigráfica)	Tonalito (Creporizão) ⁽⁶⁾	Monzogranito (Parauari) ^(4 e 7)	Diorito, granodiorito (Cuiú-Cuiú) ^(1 e 2)	Monzogranito, granodiorito (Cuiú-Cuiú) ⁽³⁾	Tonalito a monzogranito (Cuiú-Cuiú) ^(2 e 5)	Monzogranito (Creporizão) ⁽⁸⁾	Tonalito, Monzogranito (Cuiú-Cuiú) ⁽⁵⁾
Alteração hidrotermal	sil, chl, ser, carb, sulf, ep ⁽⁶⁾	sil, chl, ser, carb, sulf ^(4 e 7)	sil, chl, carb, ser, sulf ^(1 e 2)	sil, chl, ser, carb, sulf ⁽³⁾	sil, chl, ser, carb, sulf ^(2 e 5)	sil, ser, chl, carb, sulf ⁽⁸⁾	chl, carb, ser, sulf, sil ⁽⁵⁾
Principais sulfetos	Py ⁽⁶⁾	Py ^(4 e 7)	Py (Ccp) ^(1 e 2)	Py, Ccp, Po ⁽³⁾	Py ^(2 e 5)	Py, Po (Ccp) ⁽⁸⁾	Py ⁽⁵⁾
Estilo da mineralização	Vênulas, fissural ⁽⁶⁾	Vênulas, fissural ^(4 e 7)	Veio maciço, brecha ^(1 e 2)	Vênulas, fissural ⁽³⁾	Vênulas, disseminado ^(2 e 5)	Vênulas, fissural, disseminado ⁽⁸⁾	nm
Idade estimada (Ma)	1.858 ⁽⁴⁾	1.886-1.907 ⁽⁴⁾	nd	1.862-1.867 ⁽⁴⁾	nd	nd	nd
Tipo de fluido [Tht] [Salinidade]	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [280-350] [3,9-7,5] H_2O [110-225] [~0-10,1] ⁽⁶⁾	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [280-360] [3,9-9,0] H_2O [80-200] [3,4-13,9] ⁽⁷⁾	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [270-320] [3,9-9,1] H_2O [160-220] [3,4-7,9] ⁽¹⁾	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [220-320] [4,0-8,0] H_2O [100-250] [3,0-9,0] ⁽³⁾	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [280-400] [3,9-6,6] H_2O [130-350] [2,6-9,2] ⁽⁵⁾	CO_2 , $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, [280-340] [3,0-8,3] H_2O [140-220] [0,9-11,7] ⁽⁸⁾	H_2O [136-410] [3,4-8,5] ⁽⁵⁾
P (kbar)	<2,1 ⁽⁶⁾	0,75-1,5 ⁽⁷⁾	0,9-2,9 ⁽¹⁾	nd	1,2-2,0 ⁽⁵⁾	0,7-2,1 ⁽⁸⁾	nd
Profundidade (km)	<6,0 ⁽⁶⁾	2,6-5,0 ⁽⁷⁾	4,0-7,0 ⁽¹⁾	nd	3,3-5,5 ⁽⁵⁾	1,9-5,8 ⁽⁸⁾	nd
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	0,5 a 9,0 ⁽⁶⁾	2,2 a 8,0 ⁽⁷⁾	4,4 ⁽²⁾	nd	-1,1 a 9,6 ⁽⁵⁾	nd	-1,4 a 10,3 ⁽⁵⁾
$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	-49 a -8,0 ⁽⁶⁾	-35 a -15 ⁽⁷⁾	-31 ⁽²⁾	nd	nd	nd	nd ⁽⁵⁾
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	-23,8 a -2,8 ⁽⁶⁾	-18 a -1,0 ⁽⁷⁾	nd	nd	-3,2 a -0,3 ⁽⁵⁾	nd	-4,3 a -0,1 ⁽⁵⁾
T composição isotópica (°C)	280 – 350 ⁽⁶⁾	340 ⁽⁷⁾	300 ⁽²⁾	nd	205 a 330 ⁽⁵⁾	nd	205 a 330 ⁽⁵⁾

Tht: temperatura de homogeneização final em °C; n.d.: não determinado ou não disponível; nm: não mineralizado; sil: silicificação; chl: cloritização; carb: carbonatação; ser: sericitização; ep: epidotização; sulf: sulfetação; Py: pirita; Ccp: calcopirita; Po: pirrotita (abreviações entre parênteses indicam fases subordinadas). Salinidade em % peso equivalente de NaCl. Valores entre colchetes informam o intervalo principal.

Referências: ¹Klein et al. (2001); ²Coutinho (2008); ³Queiroz e Klein (2012); ⁴Silva Junior et al. (2012); ⁵Silva Junior e Klein (2015); ⁶Assunção e Klein (2014); ⁷Araújo (2014); ⁸este estudo.

e até mesmo da fluorita dado o seu registro em eventos tardios na evolução do sistema hidrotermal. Todavia, a ausência de estudos nesses minerais dificulta a confirmação dessa hipótese. Fluidos de composições similares foram registrados em vários depósitos auríferos na PAT. No depósito aurífero de Ouro Roxo, Veloso et al. (2013) atribuíram para esse tipo de fluido uma natureza ligada ao magmatismo Maloquinha. Considerando a possibilidade da existência de elementos como Li para esse tipo de fluido no alvo Jerimum de Baixo, é viável que tal fluido esteja relacionado ao magmatismo Maloquinha.

Estudo comparativo entre Jerimum de Baixo e outros depósitos auríferos

O CMCC abrange dois depósitos e vários alvos cuja maioria exhibe, de maneira geral, características metalogenéticas bastante similares que apontam para um evento mineralizante comum. Em Jerimum de Baixo o que se observa é uma boa correspondência de várias dessas características, que estão sintetizadas na Tabela 6. Embora não haja dados geocronológicos das rochas encaixantes, todavia, petrograficamente, constata-se rochas monzograníticas e atribuídas por relações de campo à Suíte Intrusiva Creporizão (Moura et al., 2014). A alteração hidrotermal observada em Jerimum de Baixo é, em geral, muito similar ao observado em outros sítios mineralizados no CMCC no que tange ao estilo, intensidade e assembleia mineralógica. Em relação a este último, excetuando-se a fluorita (registrada somente em Jerimum de Baixo), a manifestação de epidoto foi percebida também nos depósitos Moreira Gomes e Central. Na associação metálica em Jerimum de Baixo, a pirrotita assume papel importante na paragênese do minério, embora, aparentemente, não seja ubíqua no CMCC.

Silva Junior e Klein (2015) confrontaram as características dos fluidos nos alvos Jerimum de Cima (mineralizado) e Babi (não mineralizado) e interpretaram os fluidos $H_2O - CO_2 - NaCl$ como o mais precoce e o mineralizante no sistema hidrotermal. Em Jerimum de Baixo, o sistema de fluidos foi regido inicialmente por soluções aquocarbônicas, provavelmente magmáticas, com infiltrações de fluidos aquosos nos momentos finais da história hidrotermal. Para o fluido $H_2O - CO_2 - NaCl$, é atribuída a condição de fluido mineralizante e foi aprisionado entre 237,0 e 405,0°C, com pico entre 280,0 e 340,0°C e com salinidade baixa a moderada. Para os fluidos aquosos, as temperaturas de homogeneização abrangeram o intervalo total de 80,0 a 249,0°C, com o pico principal entre 180,0 e 220,0°C, em que as maiores salinidades foram observadas em fluidos tardios com $H_2O - NaCl - CaCl_2$ (16,8 a 21,0% em peso equivalente de NaCl). Tais características são bastante semelhantes ao observado nos outros jazimentos no CMCC. Em nível de prospecto, Klein et al. (2001) registraram em Guarim temperaturas de homogeneização que melhor se comparam às verificadas em Jerimum de Baixo. No CMCC, estudos de geotermometria isotópica foram implementados

com maior frequência, não havendo informações publicadas sobre temperaturas de formação da clorita por intermédio de sua composição química além do exposto no presente estudo. Considerando os resultados obtidos por Assunção e Klein (2014) no depósito Moreira Gomes (304 – 359°C) e assumindo uma boa correspondência paragenética entre a clorita estudada por isótopos estáveis e as cloritas aqui analisadas, observa-se que aquele depósito abrange valores termométricos mais elevados que os observados em Jerimum de Baixo, o que pode sugerir que a mineralização nesse último pode ter ocorrido em temperaturas relativamente mais baixas, ainda que dentro do intervalo térmico comumente identificado no CMCC. De maneira geral, o conjunto de dados apontam para um único evento mineralizador.

Na PAT, depósitos/prospectos rasos (Coringa, Davi, Joel, Chapéu do Sol e Botica) mostram características pouco comparáveis a Jerimum de Baixo quanto à rocha hospedeira, estilo da mineralização e do hidrotermalismo. Ao Depósito Ouro Roxo (orogênico) assemelham-se o conteúdo metalífero e tipos de alteração hidrotermal, embora o último ocorra em estilo diferente. Nos depósitos Batalha e Palito (classe pórfiro), as similaridades são notadas nas rochas hospedeiras e, em parte, nos estilos de alteração e mineralização. Contudo, em Jerimum de Baixo, as alterações sódica e potássica não foram constatadas. Os depósitos São Jorge e Tocantzinho (relacionados à intrusão) compartilham similaridades nas rochas hospedeiras e conteúdo metalífero (embora pirrotita seja importante somente em Jerimum de Baixo). Ao Tocantzinho, guarda-se ainda uma melhor correspondência aos estilos e tipos de alteração hidrotermal (exceto a alteração potássica) e condições P-T estimadas para a mineralização.

Modelo de depósito mineral

Os primeiros estudos realizados no CMCC apontaram filiação à classe de depósitos de ouro orogênico, baseado nas características físico-químicas dos fluidos (aquocarbônicos e mesotermiais) (Klein et al., 2001). Todavia, dados geológicos e geocronológicos mais recentes têm estimado uma idade da mineralização para o CMCC de aproximadamente 1,86 Ga (Araújo, 2014; Silva Junior et al., 2012; Silva Junior et al., 2013), apontando a ausência de evento metamórfico que justifique a formação do minério (o metamorfismo na PAT é inferido por ter ocorrido cerca de 2,0 – 1,95 Ga; Klein et al., 2002; Santos et al., 2001). Neste aspecto, a mineralização do CMCC pode ser considerada praticamente contemporânea ou um pouco mais jovem do que a granitogênese Maloquinha, conforme a idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1880 ± 9 Ma obtida por Lamarão et al. (2002).

Não obstante a existência de um litotipo porfírico no alvo Jerimum de Baixo, os tipos de alteração hidrotermal, o estilo estrutural, o baixo teor de sulfetos e de metais de base e composição dos fluidos dificultam a interpretação de um modelo similar aos sistemas pórfiro-epitermal (Seedorff et al., 2005; Simmons et al., 2005).

Os dados levantados para o alvo Jerimum de Baixo apontam para um jazimento aurífero regido por um sistema magmático-hidrotermal no qual fluidos aquocarbônicos de baixa salinidade e baixa a moderada densidade foram exsolvidos por magmatismo félsico em profundidades entre 2 e 6 km. Com o progresso do sistema hidrotermal, ocorrem infiltrações tardias de outros fluidos (magmáticos e superficiais). Embora os tipos de fluidos envolvidos, os tipos e estilos das alterações hidrotermais, o teor de sulfetos baixos e a associação metálica (com destaque para Au - Bi -Te) sejam características similares ao encontrados nos *reduced intrusion-related gold systems* (RIRGS; Hart, 2007), tal definição depende das informações do plúton causativo, que ainda não foi devidamente esclarecido no CMCC.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas hospedeiras em Jerimum de Baixo estão relacionadas à Suíte Intrusiva Creporizão (Figura 2). As características composicionais da biotita remetem a um magma progenitor de natureza cálcio-alcálica a subalcalina. Apesar da compatibilidade, dados geocronológicos devem confirmar tal ligação, uma vez que outras suítes também podem apresentar tais características (Suíte Intrusiva Parauari).

A mineralização de ouro está hospedada em veios/vênulas contendo quartzo \pm clorita \pm sericita \pm piritita \pm pirrotita \pm carbonatos associada a um sistema hidrotermal desenvolvido sobre e nas proximidades de rochas graníticas de composição monzogranítica. O ouro ocorre em fraturas na pirrotita e/ou piritita e como partículas livres em cristais de quartzo.

Os estágios de alteração hidrotermal observados no alvo Jerimum de Baixo são representados por cloritização, sericitização, sulfetação, silicificação, epidotização e carbonatação. A clorita formada — tanto a de substituição quanto a venular — é do tipo chamosítica com elevados teores de X_{Fe} , em que as sutis modificações composicionais são ocasionadas principalmente pela substituição de cátions R^{+2} por Al^{VI} no sítio octaédrico, enquanto a mica branca formada hidrotermalmente pertence à série fengítica. A presença de fluorita em vênulas, associada a idades recentemente obtidas para a mineralização aurífera de depósitos no CMCC, sugerem que o magmatismo Maloquinha nessa região pode ter participado, de alguma forma, nos processos mineralizantes no alvo Jerimum de Baixo.

O sistema hidrotermal foi regido por, inicialmente, fluidos aquocarbônicos de derivação provavelmente magmática de baixa salinidade e densidade baixa a moderada. A principal assembleia hidrotermal foi formada principalmente entre 280 e 340°C. É provável que a contínua exsolução de fluido pelo magma ocasionou o enriquecimento da fase aquosa nos momentos mais tardios da exsolução e levou, com o resfriamento do sistema, ao predomínio das inclusões aquosas, embora a participação de fluidos externos aquosos por infiltração não possa ser descartada. O sistema aparentemente

interagiu nos estágios finais com fluidos superficiais e que promoveram processos de diluição.

O principal mecanismo causador da quebra da estabilidade dos complexos iônicos do tipo $Au(HS)^{-2}$, considerado como o principal meio transportador do ouro no alvo Jerimum de Baixo, foi o processo de efervescência do fluido aquocarbônico, aprisionado em temperaturas estimadas no intervalo de 250 a 380°C, com base nos dados microtermométricos obtidos nas IF AC. Outros fatores podem ter se somado a isso, tais como resfriamento contínuo do sistema, flutuações na pressão confinante, alteração na condições redox e pH do ambiente e interações fluido-rocha. As condições de pressão durante o processo de efervescência estimadas entre 0,7 e 2,1 kbars equivalem a profundidades entre 2 e 6 km, remetendo a um regime rúptil a rúptil-dúctil da crosta.

As feições observadas no alvo Jerimum de Baixo não permitem um enquadramento classificatório perfeitamente adequado a nenhum dos modelos tipológicos metalogenéticos clássicos. Características como tipo e estilo da alteração hidrotermal, tipo e teor de sulfetos, tipos de fluidos envolvidos, profundidade de mineralização, associação metálica juntamente com os dados levantados em outros depósitos/alvos no CMCC indicam que o alvo Jerimum de Baixo é um jazimento aurífero com filiação magmática-hidrotermal (RIRGS?).

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a concessão de bolsa de estudo (processo nº 132180/2015-4). Às integrantes do Laboratório de Microanálises da UFPA A. P. Corrêa e V. M. M. C. de Araújo, o suporte na condução dos estudos de MEV. Aos revisores anônimos, os comentários construtivos, correções e sugestões de suma importância para a melhoria do manuscrito. As amostras de testemunhos de sondagem foram cedidas pela mineradora Magellan Minerals LTDA., no âmbito do projeto Metalogênese do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará (Ministério de Ciência e Tecnologia — MCT/CNPq processo nº 475614/2010-0), sob coordenação do Dr. Evandro Luiz Klein. Este artigo é uma contribuição ao Instituto de Geociências da Amazônia (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia — INCT-CNPq/MCT/Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa — FAPESPA — Processo nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

- Araújo, A. C. S. (2014). *Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no Depósito Central do Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - UFPA, 65 p.
- Assunção, R. F. S., Klein, E. L. (2014). The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 85-105. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.004>
- 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. Brasília: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Especial Província Mineral do Tapajós - PROMIN Tapajós; CPRM - Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Bahia, R. B. C., Quadros, M. L. E. S., Vasquez, M. L., Ricci, P. S. F., Ferreira, A. L. (2001). *Formação Buiúçu - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. 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. Brasília: Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós (Projeto Especial Província Mineral do Tapajós - PROMIN Tapajós), Serviço Geológico do Brasil - CPRM, CD-ROM.
- Bailey, S. W. (1988). Chlorites: structures and crystal chemistry. In: S. W. Bailey (Ed.). *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of micas)*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 19(1), 347-403.
- Benning, L. G., Seward, T. M. (1996). Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(11), 1849-1871. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00061-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00061-0)
- Bodnar, R. J., Vityk, M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: B. De Vivo, M. L. Frezzotti (Eds.). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications* (117-130). Blacksburg: Virginia Tech.
- Boone, G. M. (1969). Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Science*, 267, 633-668. <https://doi.org/10.2475/ajs.267.6.633>
- 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(2), 375-393. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392375393>
- Borisenko, A. (1977). Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics*, 18(8), 11-19.
- Bowers, T. S., Helgeson, H. C. (1983). Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7), 1247-1275. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90066-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90066-2)
- Brown, P. E. (1989). Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11-12), 1390-1393.
- Brown, P. E., Lamb, W. M. (1986). Mixing of H₂O e CO₂ in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(5), 847-852. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90360-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90360-1)
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23(4), 471-485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- 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* (309-326). Blacksburg: Virginia Tech.
- Chi, G., Liu, Y., Dubé, B. (2009). Relationship between CO₂-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry*, 24(4), 504-516. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.12.005>
- Chi, G., Xue, C. (2011). An overview of hydrodynamic studies of mineralization. *Geoscience Frontiers*, 2(3), 423-438. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.001>
- Collins, P. L. F. (1979). Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6), 1435-1444. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.6.1435>
- Coutinho, M. G. N. (2008). *Província Mineral do Tapajós: Geologia, metalogenia e mapa previsionais para ouro em SIG*. Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 420 p.

- Coutinho, M. G. N., Santos, J. O. S., Fallick, A. E., Lafon, J. M. (2000). Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro: SBG, CD-ROM.
- Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, 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(3), 591-601. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90355-O](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90355-O)
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L. (1993). Chlorite geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals*, 41(2), 219-239. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1993.0410210>
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. Londres: Longman, 696 p.
- 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: SBG, CD-ROM.
- Gammons, C., Williams-Jones, A., Yu, Y. (1994). New data on the stability of gold (I) chloride complexes at 300°C. *Mineral Mag A*, 58, 309-310.
- Hart, C. J. (2007). Reduced intrusion-related gold systems. In: W. D. Goodfellow (Ed.). *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods* (5, 95-112). Canadá: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division.
- Hayashi, K. I., Ohmoto, H. (1991). Solubility of gold in NaCl-and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(8), 2111-2126. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90091-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90091-1)
- Hollister, L. S. (1990). Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, 12(7), 895-901. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90062-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90062-4)
- Jacobi, P. (1999). The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2), 277-279. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929277279>
- Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12(3), 111-134. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)
- 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. *34th International Geological Congress*. Queensland, Austrália: IUGS, CD-ROM.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M. D., Snee, L. W., Corrêa Silva, R. H., Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Neumann, R., Alcover Neto, A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: Geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1-4), 95-125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.035>
- Juliani, C., Vasques, M. L., Klein, E. L., Villas, R. N. N., Echeverri Misas, C. M., Santiago, É. S. B., Monteiro, L. V. S., Carneiro, C. C., Fernandes, C. M. D., Usero, C. (2014). Metalogênese da Província Tapajós. In: M. G. Silva, M. B. Rocha Neto, H. Jost, R. M. Kuyumjian (Eds.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras* (229-268). Belo Horizonte: Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- Klein, E. L., Almeida, M. E., Rosa-Costa, L. T. (2012). *The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America*. Large Igneous Provinces Commission. Disponível em: <<http://www.largeigneousprovinces.org/12nov>>. Acesso em: 1º mar. 2016.
- Klein, E. L., Fuzikawa, K. (2010). Origin of the CO₂-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralisation. *Ore Geology Reviews*, 37(1), 31-40. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.10.001>
- Klein, E. L., Harris, C., Giret, A., Moura, C. A. (2007). The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2-3), 242-255. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.002>
- Klein, E. L., Harris, C., Renac, C., Giret, A., Moura, C. A., 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(2), 160. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0050-1>
- Klein, E. L., Rodrigues, J. B., Queiroz, J. D. S., Oliveira, R. G., Guimarães, S. B., Chaves, C. L. (2017). Deposition and tectonic setting of the Palaeoproterozoic Castelo dos Sonhos metasedimentary formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: age and isotopic constraints. *International Geology Review*, 59(7), 864-883. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1237311>

- Klein, E. L., Rosa-Costa, L. T., Carvalho, J. M. A. (2004). Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1), 59-66. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.20043415966>
- Klein, E. L., Santos, R. A., Fuzikawa, K., Angélica, R. S. (2001). Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36(2), 149-164. <https://doi.org/10.1007/s001260050295>
- 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(6), 544-558. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.6.544>
- Kranidiotis, P., MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7), 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- 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(1-4), 189-223. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00123-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00123-7)
- Lowenstern, J. B. (2001). Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36(6), 490-502. <https://doi.org/10.1007/s001260100185>
- McMahon, A. M. P. G. (2011). *Resource estimate and technical report for the Cuiú Cuiú Project Tapajós region, north-central Brazil*. Relatório interno, 134 p. Disponível em: <www.magellanminerals.com>. Acesso em: 1º jun. 2014.
- Monier, G., Robert, J. (1986). Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, 50(356), 257-266. <https://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.08>
- Moura, E. M., Chaves, C. L., Pinheiro, F. G. R. (2014). *Cuiú-Cuiú. Folha SB-21-X-C-IV, Estado do Pará*. Escala 1:100.000. Carta Geológica. Belém: Programa Geologia do Brasil - PGB, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, mapa colorido (100 × 80 cm).
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301(11), 813-818.
- Parry, W., Bruhn, R. (1990). Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics*, 179(3-4), 335-344. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90299-N](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90299-N)
- Queiroz, J. D. S., Klein, E. L. (2012). Estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo sulfetado do alvo Pau da Merenda, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG, CD-ROM.
- Queiroz, J. D. S., Klein, E. L., Rodrigues, J. B. (2015). Rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: petrografia, geocronologia, geoquímica e implicações para as idades de sedimentação e da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 10(3), 341-380.
- Queiroz, J. D. S., Villas, R. N. N. (2015). Estudo dos fluidos hidrotermais relacionados ao depósito Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós (PA), com base em inclusões fluidas. In: P. S. S. Gorayeb, A. M. M. Lima (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* (9, 93-117). Belém: SBG-Núcleo Norte.
- 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(1-2), 29-48. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(82\)90065-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(82)90065-1)
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M., Radoslovich, E. W., Robert, J.-L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. (1998). Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5), 586-595. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- 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(3-4), 278-299. <https://doi.org/10.1007/s001260100172>
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., McNaughton, N. J. (2006). A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *IX Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém: SBG-NO.

- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2002). Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 409-429. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00061-5)
- 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*, 131(1-2), 73-109. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.002>
- Santos, M. D., Aquino, L. B. M., Serra, V. F. H., Lima, M. V. G. R., Galarza, M. A., Lafon, J. M. (2013). Geocronologia das rochas hospedeiras e do minério com implicações na gênese do depósito aurífero Palito, Província Tapajós, sudoeste do Pará. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, p. 675-678. Belém: SBG-Núcleo Norte, CD-ROM.
- Schmidt-Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., Blenkinsop, T. G. (1997). High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*, 32(2), 107-118. <https://doi.org/10.1007/s001260050078>
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D., Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In: J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, J. P. Richards (Eds.). *Economic Geology 100th Anniversary* (29, 251-298). Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Silva Junior, C. A. S., Klein, E. L. (2015). Geologia e características do fluido mineralizador dos alvos auríferos Jerimum de Cima e Babi, campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico, com base em estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, 10(2), 105-136.
- Silva Junior, C. A. S., Klein, E. L., Galarza, M. A. (2013). Rochas hospedeiras e estudo de isótopos de chumbo do minério aurífero do alvo Pau da Merenda, Campo Mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, p. 620-622. Belém: SBG-Núcleo Norte.
- Silva Junior, C. A. S., Klein, E. L., Galarza, M. A., Borges, R. M. K., Queiroz, J. D. S., Assunção, R. F. S., Araújo, A. C. S., Moore, D. J. (2015). Zircon geochronology and Pb isotope systematics in sulfides: implications for the genesis of gold mineralization in the Cuiú-Cuiú Goldfield, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: P. S. S. Gorayaeb, A. M. M. Lima (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* (9, 453-465). Belém: SBG-Núcleo Norte.
- Silva Junior, 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. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.
- Simmons, S. F., White, N. C., John, D. A. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, J. P. Richards (Eds.). *Economic Geology 100th Anniversary* (29, 485-522). Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Stubens, T. C., Hennessey, B. T., Gowans, R. M. (2017). *Technical report on the Cuiú Cuiú Project, Pará State, North-Central Brazil*. Relatório interno, 128 p. Disponível em: <<https://www.cabralgold.com/projects/cuiu-cuiu-project/>>. Acesso em: 15 set. 2017.
- Tokashiki, C. C., Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Echeverri Mias, C. M., Aguja, M. A., Arrais, L. B. (2015). Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In: P. S. S. Gorayaeb, A. M. M. Lima (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* (9, 119-138). Belém, SBG-Núcleo Norte.
- Vasquez, M. L. (2014). *Contexto Geológico Regional. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos - SA.21.Z-A-II e Jardim do Ouro - SA.21-Z-A-III*. Belém: Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

- Vasquez, M. L., Chaves, C. L., Moura, E. M., Oliveira, J. K. M. (2014). *Folha São Domingos (SA-21-Z-A-II)*. Escala 1:100.000. Carta geológica. Belém: Serviço Geológico do Brasil - CPRM.
- 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, 67-84). Belém, SBG-Núcleo Norte.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Santos, A., Bahia, R. B. C., Ricci, P. S. F., Quadros, M. L. E. S., Macambira, M. J. B. (2000). Geochronology of granitoids and mafic intrusions of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton - Brazil. *31 International Geological Congress*. Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T., Silva, C. M. G., Klein, E. L. (2008). *Compartimentação Tectônica. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*. Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 112 p.
- Veloso, Â. S. R., Santos, M. D., Rios, F. J. (2013). 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. *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 725-744. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-488920130004000011>
- Villas, R. N. N., Santiago, É. 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. *Geologia USP. Série Científica*, 13(1), 119-138. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2013000100008>
- Walker, R. T., Samson, I. M. (1998). Cryogenic Ramam spectroscopic investigation of fluid inclusion in the system NaCl-CaCl₂-H₂O. In: E. Schandl (Ed.). *17th General Meeting, International Mineralogical Association*, p. A33. Toronto: International Mineralogical Association.
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Xie, X., Byerly, G. R., Ferrell Jr., R. E. (1997). Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(3), 275-291. <https://doi.org/10.1007/s004100050250>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00208874>