

Assinatura magmática-hidrotermal com base em isótopos de enxofre, do depósito filonar do Paraíba e do Alvo disseminado X1,

Província Mineral de Alta Floresta (MT)

*Magmatic-hydrothermal signature based on sulfur isotopes, from the
Paraíba vein deposit and the disseminated Target X1,
Alta Floresta Mineral Province (MT)*

Lorenzo Cassaro¹ , Rafael Rodrigues de Assis¹ 

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária,
CEP 05508-080. São Paulo, SP, BR.
(lcassaro95@usp.br; assis.rafael@usp.br)

Recebido em 06 de setembro de 2024; aceito em 18 de dezembro de 2025.

RESUMO

As ocorrências auríferas filonar do Paraíba e disseminada do X1 estão inseridas no segmento leste-sudeste da Província Mineral de Alta Floresta, setor meridional do Cráton Amazônico. Ambos estão hospedados por granitos e pórfiros cálcio-alcalinos oxidados do Paleoproterozoico, truncados por diques de vulcânicas máficas a intermediárias. Exibem amplo halo de alteração hidrotermal com complexa evolução paragenética, que no depósito Paraíba está relacionado a veios de quartzo + sulfetos, enquanto na ocorrência X1 ocorre disseminado na alteração pervasiva com muscovita radial e quartzo. O minério é dominado por pirita, na qual o ouro ocorre como inclusões goticulares ou em suas fraturas, além de concentrações variáveis de calcopirita. Embora a ocorrência X1 e o depósito Paraíba exibem estilos de minério distintos, primeiro tem sido melhor compreendido como o resultado de processos que ocorrem em sistemas ouro-pórfiro, enquanto o segundo caso apresenta algumas ambiguidades quanto aos seus principais atributos geológicos, as quais têm permitido debate quanto aos seus processos genéticos. Portanto, a identificação da assinatura isotópica de enxofre na pirita proveniente das zonas de minério permitiu caracterizar a fonte do enxofre e melhor compreender os processos genéticos vinculados a ambos os casos. Foram registrados valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (V-CDT) entre -2,17 e +0,72‰ (n = 12) para o depósito Paraíba, e para a ocorrência X1, de -4,03 a -2,43‰ (n = 7). Os valores obtidos indicam forte contribuição magmático-hidrotermal para o enxofre em ambos os casos, similar aos obtidos em diversas outras ocorrências auríferas disseminadas da Província. Ademais, o comportamento da assinatura isotópica mostra-se correlacionável a fluidos mineralizantes de assinatura isotópica similar, os quais eventualmente poderiam estar relacionados a um único evento/pulso mineralizante em cada ocorrência.

Palavras-chave: Pirita; Ouro; Isótopos de enxofre; Cráton Amazônico; Sistema magmático-hidrotermal.

ABSTRACT

The Paraíba structurally-controlled gold deposit and the X1 disseminated granite-hosted gold occurrence are located at eastern segment of the Alta Floresta Mineral Province, southernmost portion of the Amazon Craton. Both are hosted by Paleoproterozoic oxidized calc-alkaline granites and porphyries, often crosscut by mafic

to intermediate volcanic dykes. Such deposits exhibit wide hydrothermal alteration halo with complex pervasive and vein-type paragenetic evolution. The orebodies are dominated by pyrite with variable amounts of chalcopyrite, so far at Paraíba deposit is related to quartz + calcite rich-veins, whereas at X1 occurrence, it is disseminated in the pervasive radial muscovite + quartz alteration. The gold occurs as small inclusions into pyrite. Although the X1 occurrence and Paraíba deposit exhibit distinct ore-style, the gold-rich porphyry model has been attributed to the former, whereas ambiguities related to few geological attributes of the Paraíba have allowed debate regarding its ore-forming processes. The identification of sulfur isotopic signature of pyrite from mineralized zones allowed us to characterize the source of sulfur and better understand genetic processes in both cases. Ergo, $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (V-CDT) values for Paraíba deposit vary from -2.17 to +0.72‰ (n = 12), whereas for the X1 occurrence such results are in the range of -4.03 to -2.43‰ (n = 7). The results are homogeneous and similar among the deposits, indicating a single mineralizing fluid would be responsible for gold precipitation. Furthermore, the sulfur isotopic signatures are strongly correlated to the magmatic source, suggesting the development of a magmatic-hydrothermal system concerning the forming-processes for both deposits. The dataset is also similar to the sulfur isotopic available data from disseminated granite-hosted occurrences from Alta Floresta Mineral Province, whose values suggest a predominant magmatic source to sulfur.

Keywords: Pyrite; Gold; Sulfur isotopes; Amazon craton; Magmatic-hydrothermal system.

INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Alta Floresta (PMAF), posicionada no centro-sul do Cráton Amazônico (norte do Estado de Mato Grosso), constitui-se majoritariamente por granitoides, subvulcânicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas derivadas do magmatismo cálcio-alcálico gerado no decorrer da consolidação dos arcos magmáticos continentais Cuiú-Cuiú (ca. 2,05 – 1,97 Ga) e Jurueña (ca. 1,9 – 1,75 Ga) (Souza et al., 2005; Scandolara et al., 2017; Alves et al., 2019).

O amadurecimento do Arco Magmático continental Jurueña teria ocasionado o proeminente magmatismo cálcio-alcálico oxidado da Província (Duarte, 2015; Assis, 2015; Scandolara et al., 2017; Trevisan et al., 2021), e por consequência, instaurado processos magmático-hidrotermais responsáveis pela formação de suas diversas ocorrências auríferas em ca. 1,78 Ga (Assis et al., 2015; Trevisan et al., 2021). Essas ocorrências foram posteriormente erodidas e gerado seus inúmeros placers auríferos (Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021), os quais deram início na década de 1970, à exploração do metal na Província, exclusivamente por atividade garimpeira (Paes de Barros, 2007). Em seu conjunto, são sumarizadas centenas dessas ocorrências na PMAF (Silva e Abram, 2008; Assis et al., 2017).

De acordo com o estilo e paragéneses do minério, as ocorrências hidrotermais têm sido agrupadas em minério: (i) disseminado e venular, abrigado em granitos cálcio-alcálicos de ca. 1,97 – 1,86 Ga; (ii) filonar, encaixado em falhas e zonas de cisalhamento que truncam o embasamento; e (iii) veios polimetálicos encaixados em granitos, pórfi-

ros e vulcanoclásticas de 2,05 – 1,77 Ga (Xavier et al., 2008; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021). As ocorrências pertencentes aos grupos (i) e (ii) têm sido melhor interpretadas como similares aos pórfiros auríferos, enquanto às do grupo (iii), como epitermais *low- e intermediate sulfidation* (Moura et al., 2006; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Galé, 2012; Juliani et al., 2021).

Os depósitos e ocorrências filonares, entretanto, por vezes partilharam de alguns atributos geológicos ambíguos (e.g. hospedeira, estilo do minério, padrões da alteração hidrotermal, composição do fluido mineralizante, etc.) frente aos seus modelos genéticos. Essa ambiguidade tem fomentado maior discussão quanto aos processos genéticos operantes na formação destes depósitos e ocorrências. Diversos trabalhos têm indicado que sistemas magmático-hidrotermais (e.g. pórfiro-epitermal) teriam sido os responsáveis por sua formação, inclusive, com alguns exemplos deformados (Assis et al., 2014; Trevisan, 2015; Bressan, 2017; Cenatti, 2019; Bortolozzo, 2021; Juliani et al., 2021; Bortolozzo et al., 2024). Contudo, outros autores têm vinculado sua gênese a processos equivalentes aos sistemas auríferos metamórfico-hidrotermais orogênicos, embora alguma participação de fluidos magmáticos seja admitida (Mesquita et al., 2015; Quispe, 2016; Moreira, 2019; Mesquita, 2022; Poggi et al., 2022).

No entanto, consenso tem sido observado quanto ao vínculo genético entre as ocorrências disseminadas em granitos com processos magmático-hidrotermais (Moura et al., 2006; Assis, 2015; Rios, 2019; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021).

Hospedeiras graníticas e vulcânicas de assinatura cálcio-alcalina oxidada, o padrão, estilo e paragéneze das alterações hidrotermais e do minério, coexistência marcante entre fluidos aquosos bifásicos e aquo-carbônicos de baixa a elevada salinidades e temperaturas, o forte vínculo magmático observado na assinatura isotópica de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos, e de δD e $\delta^{18}\text{O}$ em silicatos hidrotermais, e a íntima correção das idades Re-Os em sulfetos com as idades U-Pb em zircão de pórfiros e subvulcânicas, têm respaldado a respectiva relação genética (Moura et al., 2006; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Assis, 2015; Rios, 2019; Juliani et al., 2021).

Além das implicações metalogenéticas, a compreensão dos processos formadores de minério operantes na PMAF têm desdobramentos diretos na exploração mineral. A adoção do modelo mesothermal em campanhas exploratórias para ouro, na Província, têm se mostrado infrutíferas ou pouco satisfatórias, enquanto que a partir da compreensão e aplicação do modelo magmático-hidrotermal, sobretudo, a partir do estudo de importantes ocorrências da PMAF, permitiram importantes descobertas minerais na última década (p.e. pórfiro Cu-Mo Jaca, Anglo american/Fides; Au pórfiro Maria Bonita, Altamira Gold) e epitermais (p.e. Au-metais de base Guarantã Ridge, Aura Minerals) (Santos, 2000; Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008; Juliani et al., 2021).

Com a finalidade de avaliar a participação do processo magmático-hidrotermal na metalogênese aurífera ocorrida na PMAF, esse trabalho apresenta as razões isotópicas de enxofre obtidos em concentrados de pirita ($\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$) coletados das zonas de minério de duas ocorrências auríferas com estilo de minério distinto: a ocorrência disseminada X1 e o depósito filonar do Paraíba. Ambos apresentam ouro como pequenas inclusões na pirita, sulfeto dominante de suas zonas mineralizadas, além de idades Re-Os_{molibdenita} em ca. 1,78 Ga (Rodrigues, 2012; Trevisan, 2015; Assis et al., 2017). Com isso, almeja-se a identificação da fonte do enxofre dos fluidos mineralizantes em ambos os casos, de modo a compará-las entre si e com outras ocorrências da Província. Desse modo, é possível compreender melhor o papel do magmatismo na metalogênese do ouro na Província, tanto na geração das ocorrências disseminadas quanto nas filonares.

MATERIAIS E MÉTODOS

Proveniência e seleção das amostras

Um conjunto de 12 amostras do depósito Paraíba e sete da ocorrência X1, provenientes de testemunhos de sondagem e representativas de seus setores sulfetados e de minério, foram selecionadas para obtenção das razões isotópicas de enxofre ($\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$). As amostras do Paraíba provêm de veios de quarto com pirita, veios de pirita e do minério venular principal, enquanto as do X1 foram retiradas de zonas de minério disseminada.

Petrografia em luz transmitida e refletida

A descrição petrográfica esteve focada na assembleia e paragéneze mineral das zonas de minério e enriquecidas em pirita, aos modos de ocorrência da pirita, sua variação textural e contextualização na evolução paragenética da alteração hidrotermal. Foi realizada em luz transmitida e refletida, em microscópio petrográfico binocular Olympus BXP-40, no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (IGc-USP).

Preparação dos concentrados de pirita

O isolamento dos grãos de pirita foi inicialmente efetuado com a fragmentação da matriz em bigorna, com o auxílio de martelo geológico, no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas (LPAG, IGc-USP). Posteriormente, a seleção dos fragmentos mais puros e límpidos de pirita foi efetuada por catação manual em lupa binocular Carl Zeiss, Stemi SV.11, com câmera Leica MC170HD acoplada, no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro, IGc-USP). Foram obtidos 12 concentrados puros e não oxidados de pirita, para o depósito Paraíba, e sete para a ocorrência X1 (total de 19 amostras). Esses concentrados foram macerados em almofariz de ágata para obtenção de alíquotas pulverizadas, as quais foram condicionadas em frascos de polietileno. Álcool etílico 70% foi utilizado na limpeza do almofariz entre a troca de amostras.

Obtenção das assinaturas isotópicas de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$

Os concentrados (ca. 0,2g) pulverizados foram encaminhados ao Laboratório de Isótopos Estáveis (LES), do Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica Isotópica (CPGeo, IGc-USP). As análises foram efetuadas em Espectrômetro de Massa de Fonte Gasosa de Razão Isotópica (IRMS) Delta V Advantage, acoplado ao Element Analyser Isolink (Thermo Fisher). As razões isotópicas $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ em pirita foram obtidas por combustão do concentrado pulverizado a 1.020°C, sob injeção de O_2 em reator, segundo técnica analítica geral descrita por Grassineau (2006) para materiais geológicos (sulfetos e sulfatos). Sulfato gasoso é produzido durante o processo combustão, com posterior obtenção dos valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$, os quais são calculados em função dos padrões de referência S-1, S-2 e S-3 da *International Atomic Energy Agency* (IAEA). Esses valores foram normalizados em relação ao padrão *Vienna Canyon Diablo Troilite* (V-C-DT), com grau de confiança de 95% ($\pm 0,08\%$). Os resultados analíticos estão expressos em *permil* (‰) (Coplen, 2011), e exibem precisão de $\pm 0,06\%$ para $\delta^{34}\text{S}$.

GEOLOGIA REGIONAL

Inserida no setor centro-sul do cráton Amazônico (extremo norte de MT), a Província Mineral de Alta Floresta

(PMAF) corresponde a um cinturão metalogenético de idade paleoproterozoica (Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008; Bettencourt et al., 2016). A Província abriga centenas de ocorrências auríferas primárias de idade estateriana (e.g. $\text{Au} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo}$, $\text{Cu} \pm \text{Au}$ e $\text{Au} + \text{metais base}$), de estilo disseminado, venular e filoniano, hospedadas em granitoides, vulcânicas e subvulcânicas cálcio-alcálinas, e em vulcanoclásticas em menor proporção (Trevisan, 2015; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Juliani et al., 2021), além de placers auríferos concentrados em níveis de cascalho depositados nas planícies de inundação de grandes rios, a exemplo dos rios Peixoto de Azevedo e Teles Pires (Souza et al., 2005; Juliani et al., 2021).

A PMAF tem sua construção e compartimentação geológica atribuídas à evolução de arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos, entre o Orosiriano e o Estateriano (ca. 2,05 – 1,75 Ga), com ampla atuação de magmatismo granítico cálcio-alcálico oxidado, peraluminoso, com menor contribuição de magmas graníticos alcalinos fracionados e evoluídos (Silva e Abram, 2008; Scandolara et al., 2017; Assis, 2015; Rizzotto et al., 2019; Alves et al., 2020; Trevisan et al., 2021). Este cenário permitiu a geração de extensa variedade de granitoides, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanossedimentares, organizadas em dois domínios principais (Figura 1): domínios Peixoto de Azevedo e Juruena (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Silva e Abram, 2008; Scandolara et al., 2017; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019; Alves et al., 2020; Trevisan et al., 2021).

Domínio Peixoto de Azevedo

A depender da proposta de compartimentação do Cráton Amazônico, o Domínio Peixoto de Azevedo seria pertencente à província geocronológica Tapajós-Parima (2,03 – 1,86 Ga), na concepção de Tassinari e Macambira (1999), ou então, na província tectônica-estrutural Ventuari-Tapajós (1,98 – 1,8 Ga), de acordo com Santos et al. (2000).

O Domínio apresenta embasamento ortognaissico paleoproterozoico (ca. 2,04 – 1,98 Ga), com pequenos núcleos e heranças do Arqueano (ca. 2,83 – 2,76 Ga), a exemplos de raros migmatitos e metatexitos de composição tonalítica, denominado de Complexo Cuiú-Cuiú, a unidade mais antiga da Província (Alves et al., 2020). Esse Complexo é principalmente composto por ortognaisses de composição diorítica a tonalítica com foliação protomilonítica, além de migmatitos com leucossoma granítico e paleossoma (ou enclaves?) de anfibolito (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Silva e Abram, 2008; Alves et al., 2019).

O embasamento foi posteriormente retrabalhado, intrudido e localmente recoberto por rochas derivadas do magmatismo cálcio-alcálico sin- a pós-orogênico do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (ca. 2,05 – 1,97 Ga) (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Alves et al., 2020). Alves et al. (2020) organiza a reinterpreta a litoestratigrafia destas rochas em unidades sin-orogênicas (e.g. Formação Jarina,

suítes Pé Quente e Nhandu), e pós-orogênicas (e.g. suítes Guarantã do Norte, Matupá e Flor da Serra).

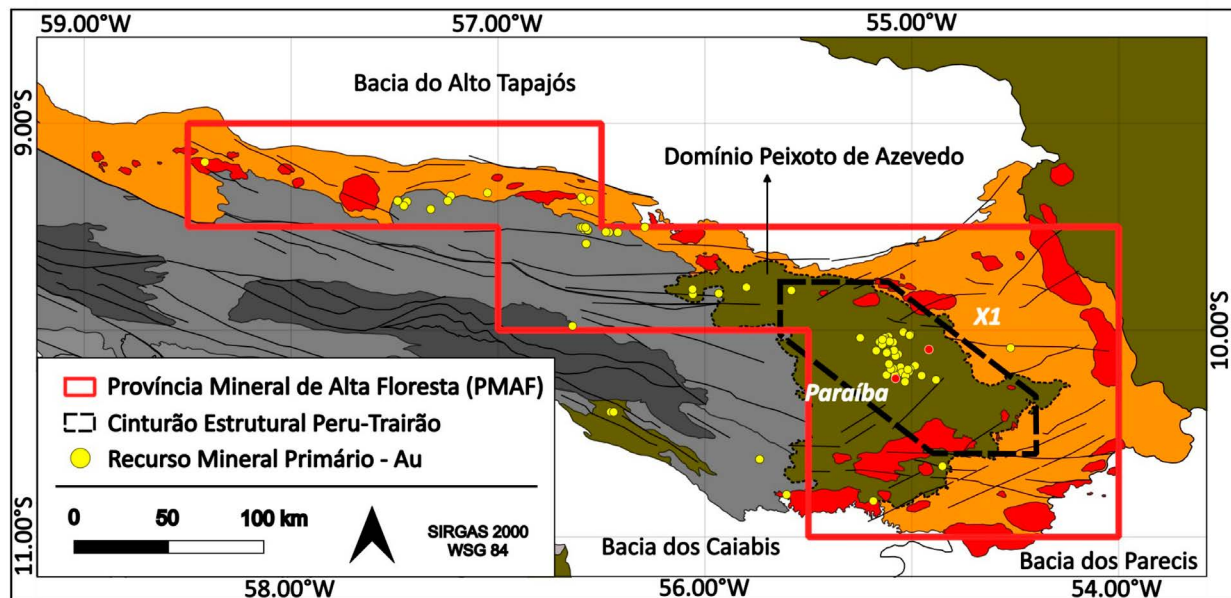
A evolução do Arco Magmático Cuiú-Cuiú tem sido interpretada como semelhante ao sistema andino, em contexto acrescionário, com geração de grande volume de magmas cálcio-alcálinos (tipo-I) vinculados a regimes compressivos sin- a tardi-orogênicos (e.g. suítes Pé Quente, ca. 1,99 Ga; e Nhandu, ca. 1,98 Ga) (Alves et al., 2019, 2020). A transição para um regime extensional, com geração de magmas cálcio-alcálinos, porém, mais fracionados e evoluídos (e.g. suítes Guarantã do Norte, ca. 1,90 Ga; Matupá, ca. 1,89 – 1,86 Ga; e Flor da Serra, de idade indefinida), marcou a evolução do Arco para o ambiente pós-orogênico (Alves et al., 2019, 2020). Em seu conjunto, o magmatismo desencadeado no decorrer evolutivo do Arco Magmático Cuiú-Cuiú envolveu majoritariamente a produção de magmas graníticos cálcio-alcálinos oxidados, peraluminosos e magnesianos, fraca a fortemente evoluídos (Alves et al., 2020), com menor parcela de magmas toleíticos continentais, em regime extensional pós-orogênico, representados pelos *stocks* e diques de diorito, gabro e diabásio (e.g. Suíte Flor da Serra) (Moura, 1998; Souza et al., 2005; Neto e Abraão, 2021).

Domínio Juruena

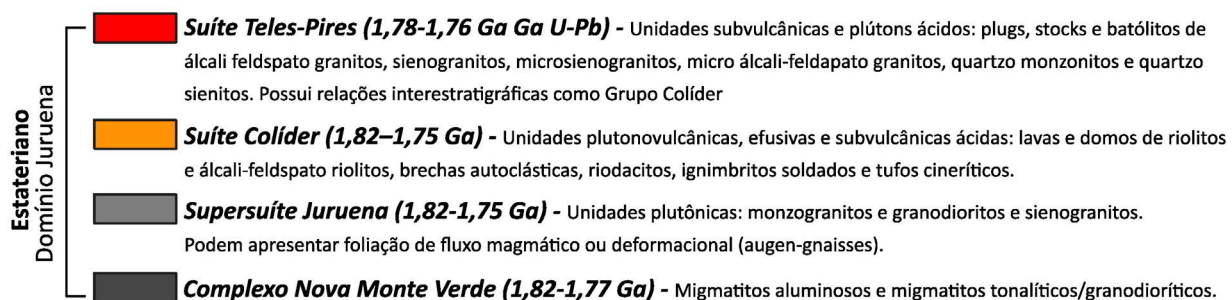
O Domínio Juruena estaria inserido na província geocronológica Rondônia-Juruena (1,85 – 1,54 Ga; Tassinari e Macambira, 1999), ou então, na província tectônica-estrutural Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga; Santos et al., 2000). É constituído por vulcânicas e granitoides cálcio-alcálinos oxidados, de médio a alto potássio e metaluminosos, posicionados em zonas transcorrentes e transtensivas de direção NW-SE, com idades modelos TDM em torno de 2,0 Ga e idades de cristalização entre 1,85 e 1,75 Ga (Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008; Duarte et al., 2015; Alves et al., 2019). A estratigrafia deste Domínio está organizada em quatro unidades principais, segundo Rizzotto et al. (2019) e Alves et al. (2020): Complexo Nova Monte Verde, Super Suíte Juruena, Grupo Colíder e Suíte Teles Pires.

O Complexo Nova Monte Verde (ca. 1,82 – 1,77 Ga) representa um núcleo metamórfico composto tanto por migmatitos aluminosos associados a paragnaisses, silimanita-quartzo xistos e formação ferrífera bandada; quanto por migmatitos de composição tonalítica a granodiorítica com lentes de anfibolito (Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019). Essa unidade está dispersa na Supersuíte Juruena (ca. 1,82 – 1,75 Ga), a qual compreende monzogranitos e granodioritos, com sienogranitos e granitos *rapakivi* subordinados, gerados a partir de magmas cálcio-alcálinos metaperaluminosos com tendência sub-alcálica e ferrosa (Rizzotto et al., 2019). Essas rochas podem apresentar autólitos e microenclaves máficos e estruturas de foliação de fluxo magmático (Rizzotto et al., 2019).

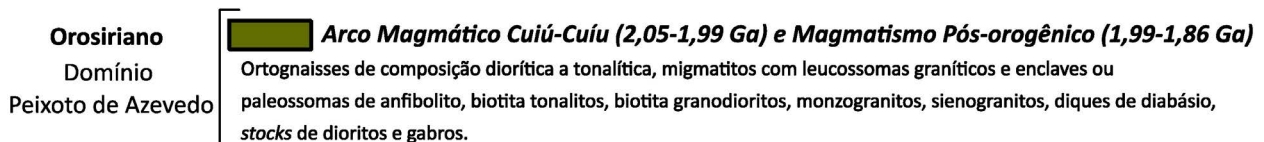
Dispostos como corpos intrusivos nas unidades supracitadas, como derrames e depósitos piroclásticos, o Grupo



Província Geocronológica Rondônia-Juruena



Província Geocronológica Tapajós-Parima



Fonte: Rizzotto et al. (2019).

Figura 1. Compartimentação geológica regional da Província Mineral de Alta Floresta.

Colíder representa amplo evento granítico-vulcânico cálcio-alcálico de alto potássio desenvolvido em ca. 1,82 – 1,75 Ga (Duarte, 2015; Santos et al., 2019; Alves et al., 2020; Almeida et al., 2023). Com idades T_{DM} entre 2,02 e 2,78 Ga, e parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,06 e +1,30, tem sido interpretada como produto de magmas mantélicos paleoproterozoicos com importante componente indicativa de assimilação de material da crosta continental (Bettencourt et al., 2016; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019). É essencialmente composta por tufo cineríticos, riolito, rioladito, quartzo-feldspato pórfiros e quartzo traquito/latito, com andesito, basalto e granitoides subordinados (Souza et al., 2005; Assis, 2011; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019), cujo conjunto possui potencial para preservação de estruturas vulcânicas (Kunifoshita et al., 2024).

Em escala regional, a assinatura cálcio-alcálica do magmatismo mais tardio e fracionado da Província foi gradativamente substituída por magmas graníticos alcalinos em ca. 1,79 – 1,75 Ga (Scandolaro et al., 2017; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019). A modificação do tipo de magmatismo pode ter estado atrelada a instalação de ambiente back-arc em estágio pós-orogênico (Assis, 2015; Trevisan et al., 2021). Esse processo teria permitido a geração de grande volume de granitos, pórfiros, subvulcânicas, derrames vulcânicos e piroclásticas, regionalmente alocadas na Suíte Teles Pires (ca. 1,78 – 1,76 Ga) (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019). Essas rochas exibem idades T_{DM} que variam de 2,28 – 1,94 Ga e parâmetro $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,4 e +3,0, os quais assinalam para magmas mantélicos gerados no Paleoproterozoico, contudo, com forte interação e assimi-

lação de componentes crustais (Scandolaro et al., 2017; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019). Em adicional, Duarte (2015) pontua a presença, mesmo que de modo restrito, de vulcânicas máficas nesse estágio pós-orogênico do Domínio Juruena, associando-as a um possível vulcanismo bimodal.

Em seu conjunto, o Domínio Juruena compreende o maior volume de rochas da Província, resultantes de seu estágio de maior crescimento crustal (Souza et al., 2005; Motta et al., 2022). Alguns pesquisadores têm apontado que o magmatismo de *rift*-intracontinental teria desencadeado os processos magmáticos responsáveis pela geração de todo seu conjunto litodêmico (Alves et al., 2020), enquanto outros autores têm indicado a atuação de magmatismo granítico alcalino em função da consolidação de ambiente *back-arc* em estágio de maior maturação do Arco Magmático Juruena (ca. 1,90 – 1,75 Ga), (Duarte et al., 2019; Assis 2015; Trevisan et al., 2021).

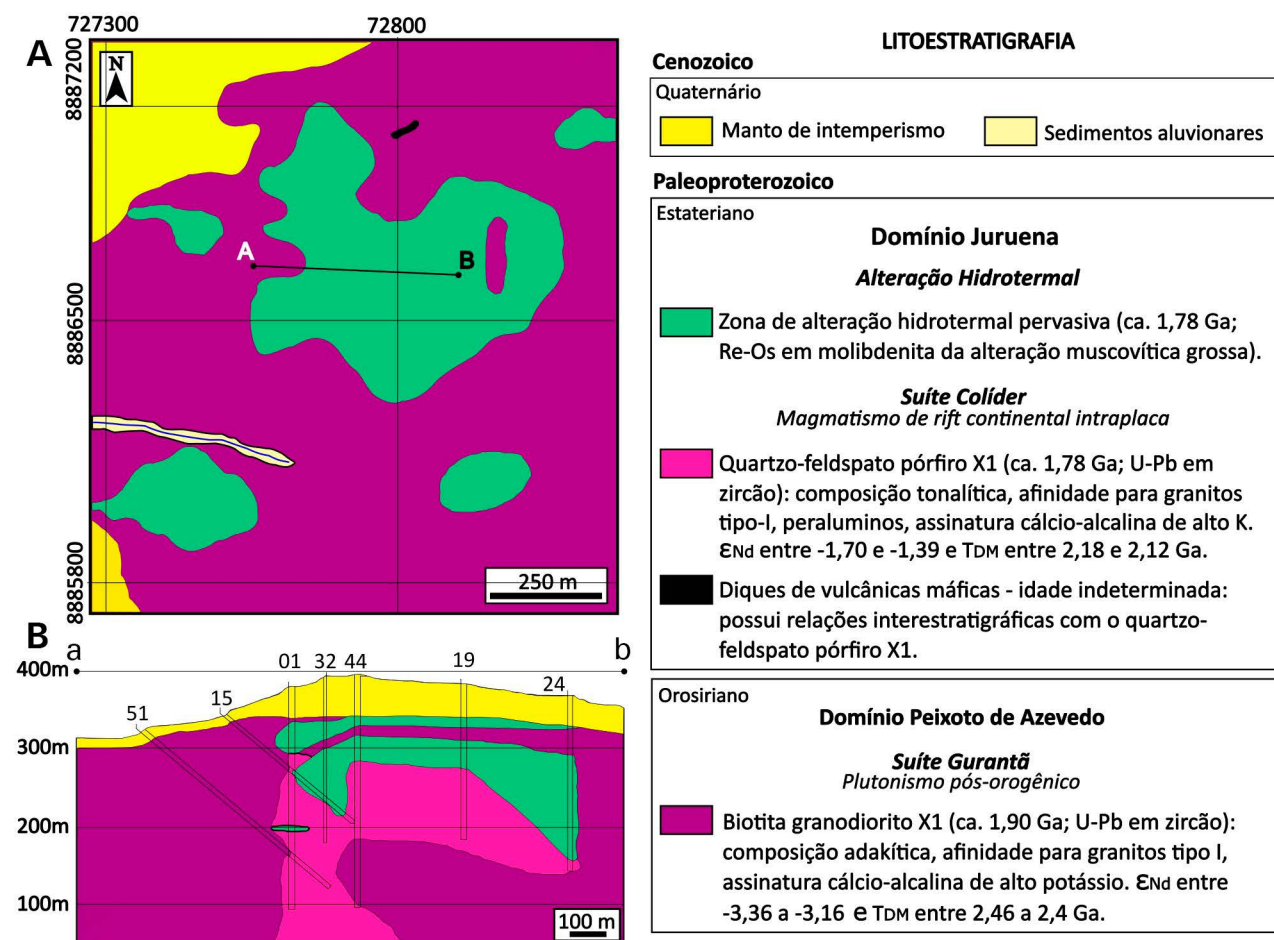
Geologia da ocorrência disseminada X1

As zonas de minério da ocorrência X1 (Guarantã do Norte, MT), estão hospedadas tanto no biotita granodiorito X1 (ca.

1,90 Ga), de afinidade adakítica, quanto no tonalito pórfiro (ca. 1,78 Ga) (Figura 2), respectivamente pertencentes à Suíte Guarantã (do Domínio Peixoto de Azevedo), e ao Grupo Colíder (do Domínio Juruena) (Rodrigues, 2012; Assis, 2015; Alves et al., 2019). Ademais, diques de vulcânicas máficas (idade desconhecida), afetados por diversos estágios e intensidades da alteração hidrotermal, truncam tanto o granodiorito quanto o pórfiro (Rodrigues, 2012). As hospedeiras partilham assinatura geoquímica similar, visto exibirem afinidade com magmas cálcio-alcalinos oxidados, de alto-K e peraluminoso, possivelmente gerados no manto metassomatizado em ambiente pós-orogênico (Assis, 2015).

Segundo Rodrigues (2012), essas rochas foram variavelmente afetadas por estágios diversos da alteração hidrotermal (Figura 3), com sobreposição contínua e gradativa, com a seguinte evolução paragenética:

- 1) alteração potássica pervasiva com K-Feldspato avermelhado, de granulação fina a média, e presença pontual de pirita;
- 2) ampla e intensa alteração pervasiva com muscovita radial + sericita + quartzo + pirita, de maior abrangência no biotita granodiorito;



Fonte: Rodrigues (2012).

Figura 2. (A) Mapa geológico e (B) seção vertical da ocorrência aurífera X1. Litoestratigrafia proposta por Alves et al. (2020). Informações geoquímicas, geocronológicas e isotópicas foram obtidas em Assis (2015).

- 3) alteração propilítica pervasiva com clorita + epídoto ± calcita ± albita;
- 4) alteração clorítica pervasiva com eventual calcita, além de;
- 5) localizada alteração carbonática fissural e seletiva, com calcita xenomórfica de granulação fina a média (Figura 3).

As zonas de minério estão majoritariamente disseminadas no halo de alteração com muscovita + sericita + quartzo + sulfeto, com pirita ± calcopirita ± ouro ± hematita ± molibdenita ± rutilo em associação paragenética, e teores de ouro em ca. 1,12 g/t (Rodrigues, 2012; Assis, 2015).

O minério é dominado por pirita idiomórfica a sub-idiomórfica, de granulação fina a grossa em agregados policristalinos de até 5 cm de diâmetro ou em preenchimento de fraturas e zonas de brecha (Assis, 2015). Calcopirita, hematita e molibdenita usualmente formam inclusões irregulares sub-arredondadas na pirita.

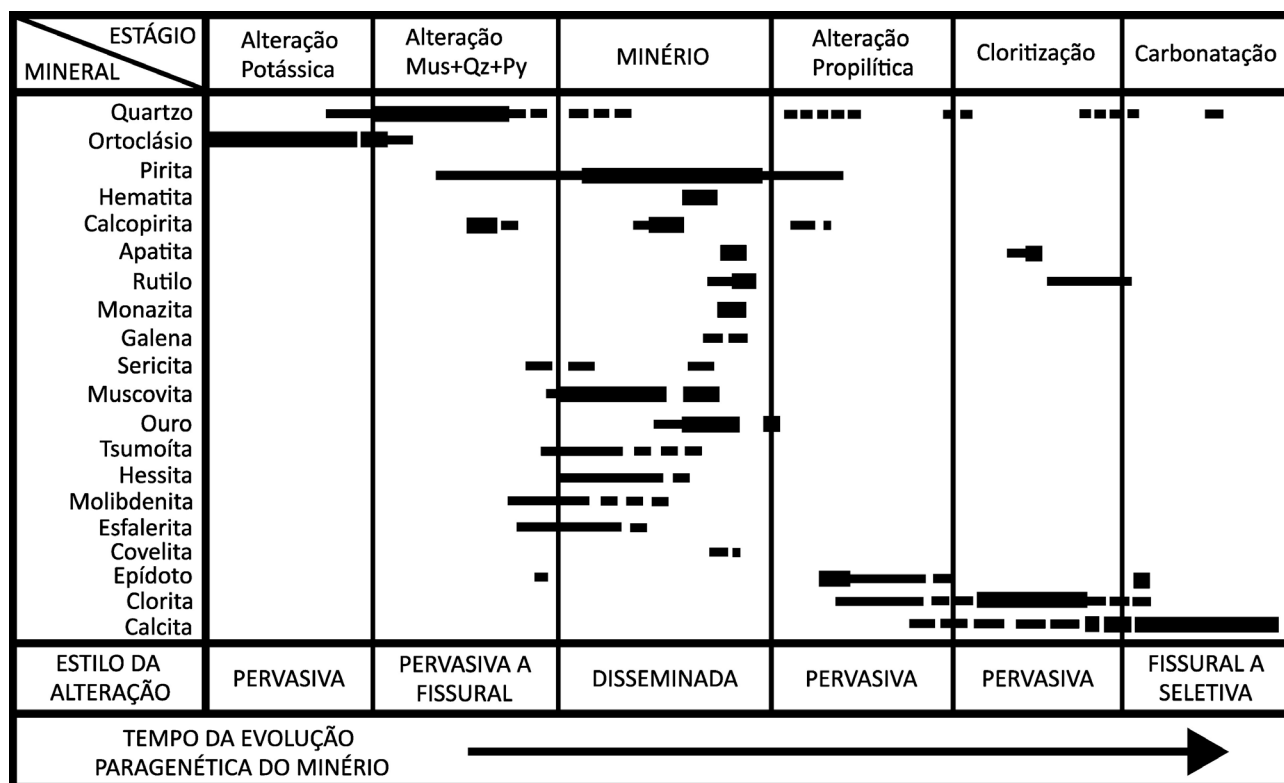
O ouro ocorre frequentemente como *electrum*, com concentrações de prata que variam de 20% a 30% (Rodrigues, 2012). Quando disseminado, o ouro exibe teores entre 0,5 e 10 ppm, de modo a ocorrer como pequenas inclusões (<20 µm) na pirita (Rodrigues, 2012). Entretanto, quando associado às vênulas de quartzo + pirita, exibe teores significativamente inferiores (< 0,2 ppm) (Rodrigues, 2012). Ademais, dados geoquímicos do minério, por rocha total, indicam forte correlação positiva entre os teores de ouro com os de Ag e Bi, con-

tudo, é menos pronunciada com os teores de Cu e Pb (Rodrigues, 2012).

A química mineral em filossilicatos hidrotermais indica que a muscovita no Alvo X1 exibe baixo conteúdo fenético, enquanto a clorita apresenta composição da brunsvigita (Seebregts, 2017). A aplicação do geotermômetro da clorita e geobarômetro da muscovita indicam, respectivamente, temperaturas de formação da clorita no intervalo de 250 – 308 °C, enquanto a muscovita teria se formado em condições de 0,98 – 3,28 kbar (ca. 3 – 10 km de profundidade) (Seebregts, 2017). Em adicional, elementos traço em pirita proveniente do minério revela elevadas concentrações de elementos calcófilos compatíveis, a exemplo do Co e Ni (Silva, 2018).

Estudos de inclusões fluidas efetuados em quartzo paragenético à pirita portadora de ouro indicam a coexistência de fluidos aquosos bifásicos de baixa a moderada temperatura (126,5 – 268,4°C), mas com ampla variação na salinidade (2 – 26% eq. NaCl), com fluidos aquo-carbônicos de moderada temperatura (218 – 334,6°C) e baixa salinidade (6,1 – 8,9% eq. NaCl) (Assis, 2015). Esse sistema indica fluidos gerados por processos de imiscibilidade, posteriormente diluídos com fluidos externos, mais frios e oxidantes (Assis, 2015).

Valores de $\delta D_{\text{muscovita}}(\text{V-SMOW})$ (-56 a -48‰), $\delta^{18}O_{\text{muscovita}}(\text{V-SMOW})$ (+6,6 a +8,81‰) e $\delta^{34}S_{\text{pirita}}(\text{V-CDT})$ (-5,67 a -1,99‰), apontam para fluidos e enxofre intimamente vinculados a fontes magmáticas (Assis, 2015). Os valores estimados de



Fonte: Rodrigues et al., 2012)

Figura 3. Evolução paragenética proposta para o processo hidrotermal operante na ocorrência X1.

temperatura, obtidos a partir do par isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{muscovita}}$, variam entre 245° e 428 °C (Assis, 2015).

Idades Re-Os_(molibdenita) indicam que o minério na ocorrência X1 teria se formado em ca. 1,78 Ga, e, portanto, correlato aos processos vinculados ao magmatismo que teria gerado as vulcânicas, subvulcânicas e granitoides do Grupo Colíder (Assis et al., 2017).

Geologia do depósito filonar Paraíba

O depósito Paraíba (Figura 4) exhibe zonas de minério estruturalmente controladas (Paes de Barros, 1994; Assis et al., 2014), e hospedadas na falha transtensiva homônima, de atitude N05W/65-70NE, que trunca o embasamento gnáissico do Domínio Peixoto de Azevedo (Santos, 2000; Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008). Suas zonas de minério são constituídas por dois veios paralelos de quartzo, com espessuras que variam de 0,18 a 1,5m, ca. 1,5km de extensão e com até 750 m de profundidade. Os veios exibem geometria tabular com sutil sinuosidade, estão paralelizados e interligados por ramificações (Souza et al., 2005).

As zonas de minério, confinadas à falha do Paraíba, estão predominantemente encaixadas no biotita gnaisse do embasamento (ca. 2,68 Ga; Trevisan et al., 2021), e no biotita tonalito Paraíba (ca. 2,01 Ga; Moreira, 2019) relacionado ao magmatismo sin- a tardi-orogênico do Arco Magmático Cuiú-Cuiú; em menor proporção, nos diques de anfibolito do embasamento, nos de vulcânicas máficas (idades desconhecidas); e no sienogranito porfirítico (ca. 1,79 Ga; Trevisan et al., 2021) (Figura 2) (Paes de Barros, 1994; Assis et al., 2004; Trevisan, 2015; Moreira, 2019; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021; Poggi et al., 2022). Embora o gnaisse exiba assinatura oxidada, e o biotita tonalito apresente padrão ligeiramente reduzido, ambos apontam para magmas cálcio-alcálicos (Moreira, 2019; Trevisan et al., 2021). O sienogranito porfirítico, contudo, apresenta padrão de granitos alcalinos tipo-A (Trevisan et al., 2021).

A evolução paragenética da alteração hidrotermal no Paraíba é complexa em sua intensidade e variedades entre as hospedeiras, e foi temporalmente organizada por Poggi et al. (2022) em dois agrupamentos principais:

Grupo 1:

- alteração pervasiva íltica e muscovítica das encaixantes de composição tonalítica;
- alteração potássica pervasiva dominada por biotita no leito do sistema de veios;
- instalação dos filões de quartzo sulfetados em sistema *fault-fill vein*, com paragenese do minério predominantemente constituída por pirita + calcopirita ± ouro;
- avançada substituição de biotita por clorita + carbonato, com intensa substituição da matriz e mineralogia originais. Em seu conjunto, esse sequenciamento é tentativamente interpretado como similar aos sistemas auríferos orogênicos, com filões de quartzo relacionados ao desenvolvimento da Falha Paraíba que trunca o biotita tonalito (sin- a tardi-orogênico).

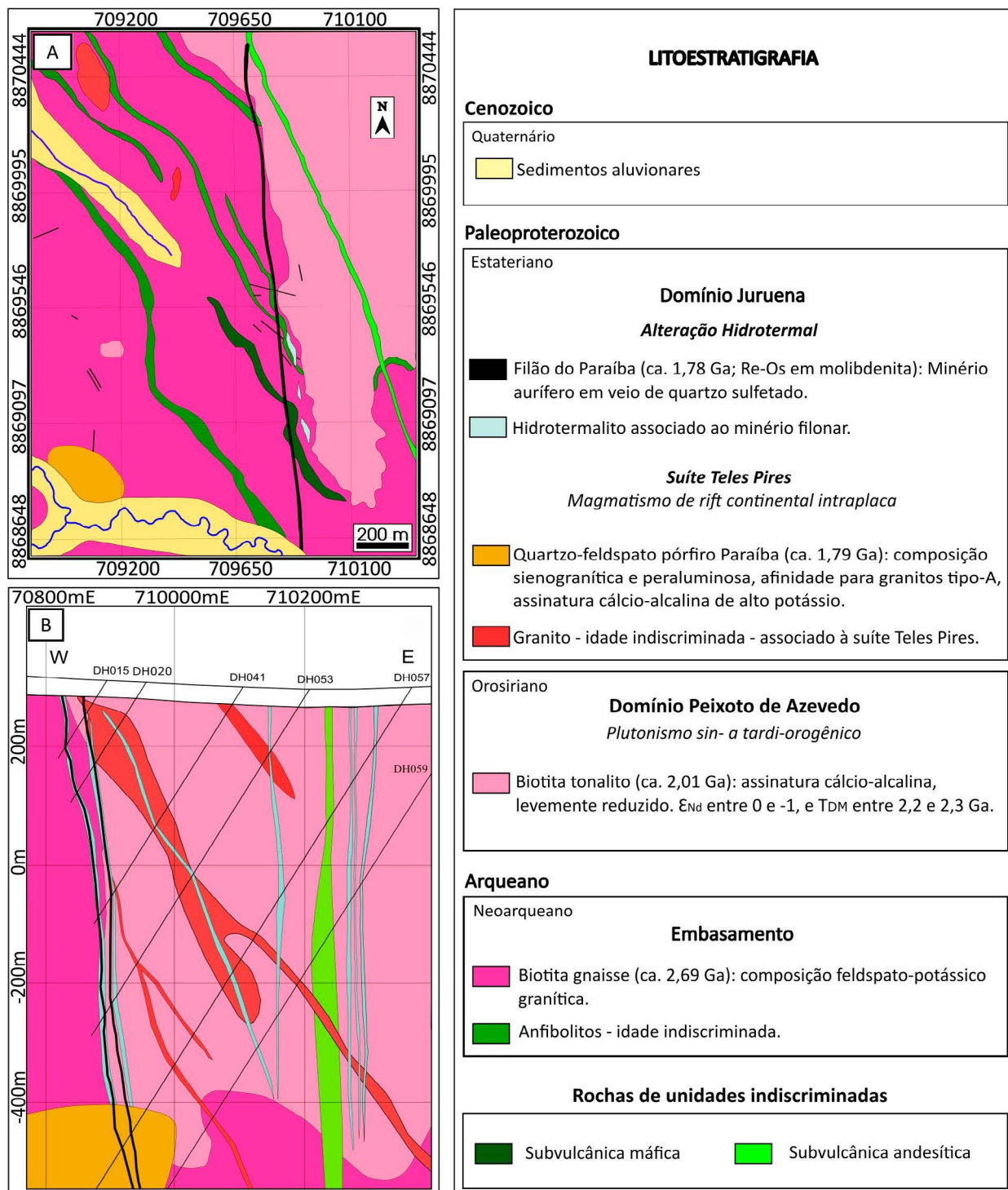
Grupo 2:

- alteração sódica com albita e actinolita restrita, controlada por fraturas;
- alteração potássica pervasiva dominada por microclínio, com presença de biotita, além anidrita, quartzo e magnetita substituída por hematita;
- alteração muscovítica pervasiva com ilmenita e rutilo episódicos;
- alteração propilítica pervasiva, dominada por epidoto + clorita + calcita ± quartzo ± pirita ± calcopirita, com ausência de ouro;
- brechagem das zonas de alteração potássica e propilítica, com fragmentos cimentados por muscovita, quartzo, calcita e epidoto que exibem disseminações de pirita + calcopirita ± molibdenita ± ouro;
- vênulas tardias de carbonato + muscovita + quartzo + epidoto. De acordo com Poggi et al. (2022), esse agrupamento não seria cronocorrelato ao anterior, e estaria vinculado a processos similares aos observados em depósitos de Cu + Au pórfiro, em particular, se considerado as zonas de formação de brechas e a diversidade mineralógica das vênulas tardias, organizadas em padrão *stockwork*.

Os autores (Trevisan, 2015; Meyer, 2023), entretanto, organizam a evolução do sistema de veios do Paraíba em um único evento hidrotermal, temporalmente organizado em (Figura 5):

- 1) ampla alteração potássica pervasiva com microclínio, com *fronts* enriquecidos em biotita hidrotermal;
- 2) ampla silicificação fissural, com formação de filões de quartzo, carbonato, sulfetos e ouro, em regime extensional; além de veios de quartzo + pirita + calcopirita + muscovita ± molibdenita ± galena ± magnetita ± hematita ± bismutinita ± ligas de Bi-Te-Ag;
- 3) alteração sericítica e clorítica pervasivas, com substituição do feldspato, biotita e clorita, além de precipitação de pirita não portadora de ouro;
- 4) veios tardios de ampla diversidade mineralógica, a exemplo de quartzo + sulfetos (pirita, calcopirita, molibdenita), quartzo + carbonato + sulfeto, quartzo + fluorita + calcita + quartzo + epidoto + muscovita + calcita, e veios de calcita.

Os veios mineralizados são constituídos pela alternância de faixas irregulares e tabulares de quartzo microcristalino, sulfetos e calcita em menor proporção. O minério, por sua vez, é representado pela paragenese quartzo + pirita + calcopirita + Au ± calcita ± magnetita ± sericita ± monazita ± apatita ± galena ± bismutinita ± titanita ± esfalerita ± sinchisita (carbonato de ETR) ± molibdenita ± ligas de Bi-Te ± ligas de Ag-Te (Meyer, 2017; Vial et al., 2018; Poggi et al., 2022). As porções sulfetadas podem totalizar ca. 30% do volume do veio, e com predominância de pirita em relação à calcopirita (Assis et al., 2014). Concentrados de molibdenita associada à pirita aurífera venular forneceram idades Re-Os em ca. 1,78 Ga (Trevisan et al., 2021), similares às obtidas para a ocorrência X1. Esses dados também



Fonte: Vial et al. (2018).

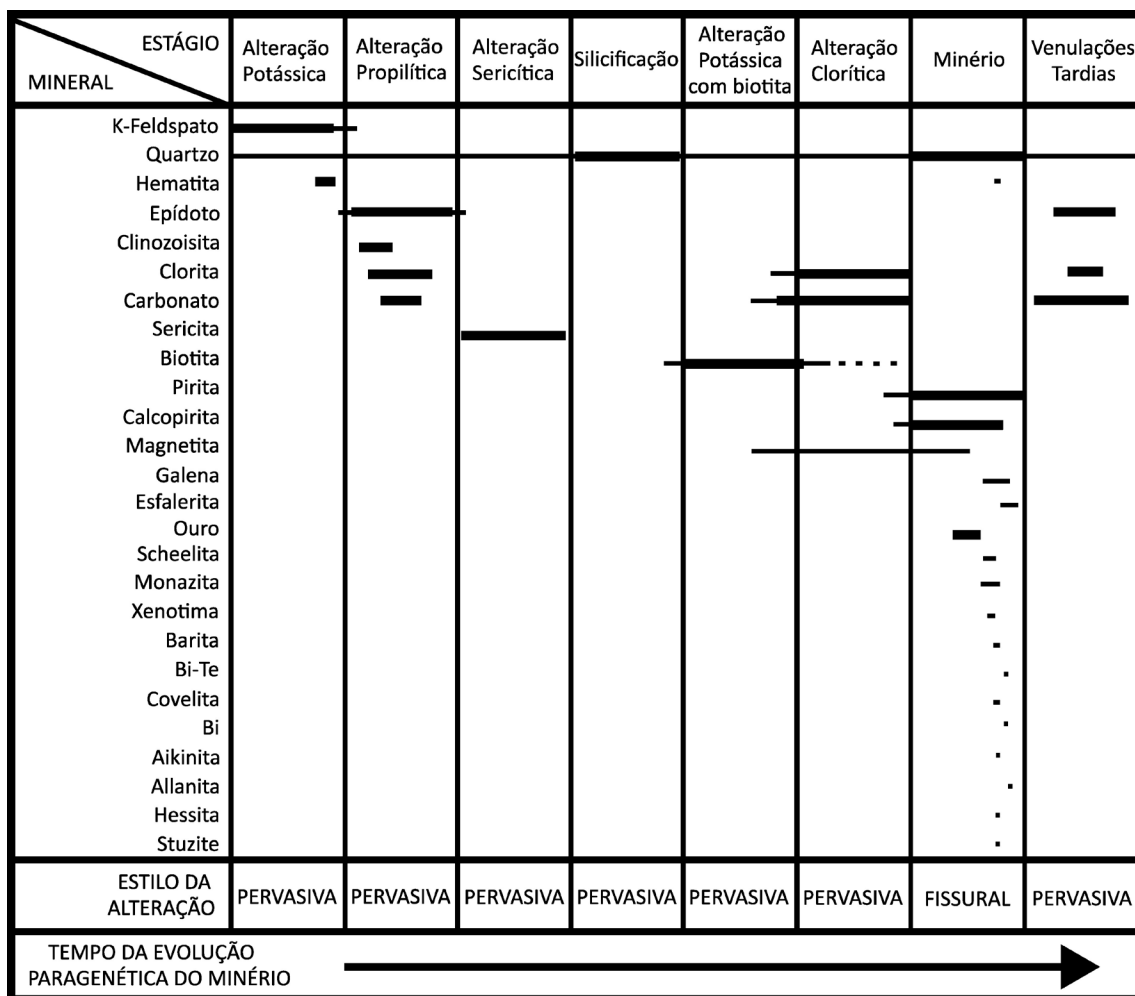
Figura 4. (A) Mapa geológico e (B) seção transversal do depósito Paraíba. Litoestratigrafia proposta em Alves et al. (2020). Informações geoquímicas, geocronológicas e isotópicas obtidas em Alves et al. (2020) e Trevisan et al. (2021).

indicam que o magmatismo pós-orogênico, responsável pela formação do Grupo Colíder, poderia ter correspondido ao evento causativo da mineralização do Paraíba.

Embora o minério esteja alojado em um sistema filonar encaixado na Falha Paraíba, texturas de recristalização, remobilização, zoneamento ou sobrecrecimento na pirita e demais sulfetos não foram observadas (Meyer, 2017,

2023). Estudos de elementos traço indicam concentrações moderadas de Pb, Zn, Cu, Ni e Co na pirita, e elevadas concentrações de Au (90 – 1740 ppm), em particular, na pirita associada à calcita das porções centrais dos veios mineralizados (Meyer, 2017, 2023).

Dados de química mineral indicam muscovita predominantemente de composição fengítica, enquanto a clorita,



Fonte: Assis et al., 2014.

Figura 5. Evolução paragenética da alteração hidrotermal proposta para o depósito Paraíba.

mostra composição da brunsvigita e temperaturas de formação que variam de 314 – 332°C (Trevisan, 2015). Silva e Abram (2008), entretanto, relatam clorita de composição do clinocloro, formada em intervalo similar de temperaturas, entre 290 – 340°C.

Dados de inclusões fluidas em quartzo paragenético ao minério (Silva e Abram, 2008), mostram a coexistência entre fluidos aquo-carbônicos (10 – 80% CO₂) de baixas a moderadas salinidades (1,6 – 22% eq. NaCl) e temperaturas (159 – 409°C), com fluidos aquo-carbônicos (10 – 70% CO₂) de ampla salinidade (ca. 3 – 27% eq. NaCl), porém, menores temperaturas (212 – 244°C), mas também com fluidos aquosos bifásicos de baixa a moderada temperatura (79 – 279°C), de baixas a moderadas salinidades (2 – 16% eq. NaCl), além de fluidos aquosos salinos de moderadas a altas temperaturas (286 – 316°C), e com altas salinidades (37 – 43% eq. NaCl). Esse sistema pode indicar mistura fluidos magmáticos mais quentes com fluidos externos mais frios e oxidantes, ou então, a decomposição de fluidos magmático-hidrotermais por decréscimo contínuo e gradual de temperatura em função de sua interação com as encaixantes mais frias (Trevisan, 2015).

RESULTADOS

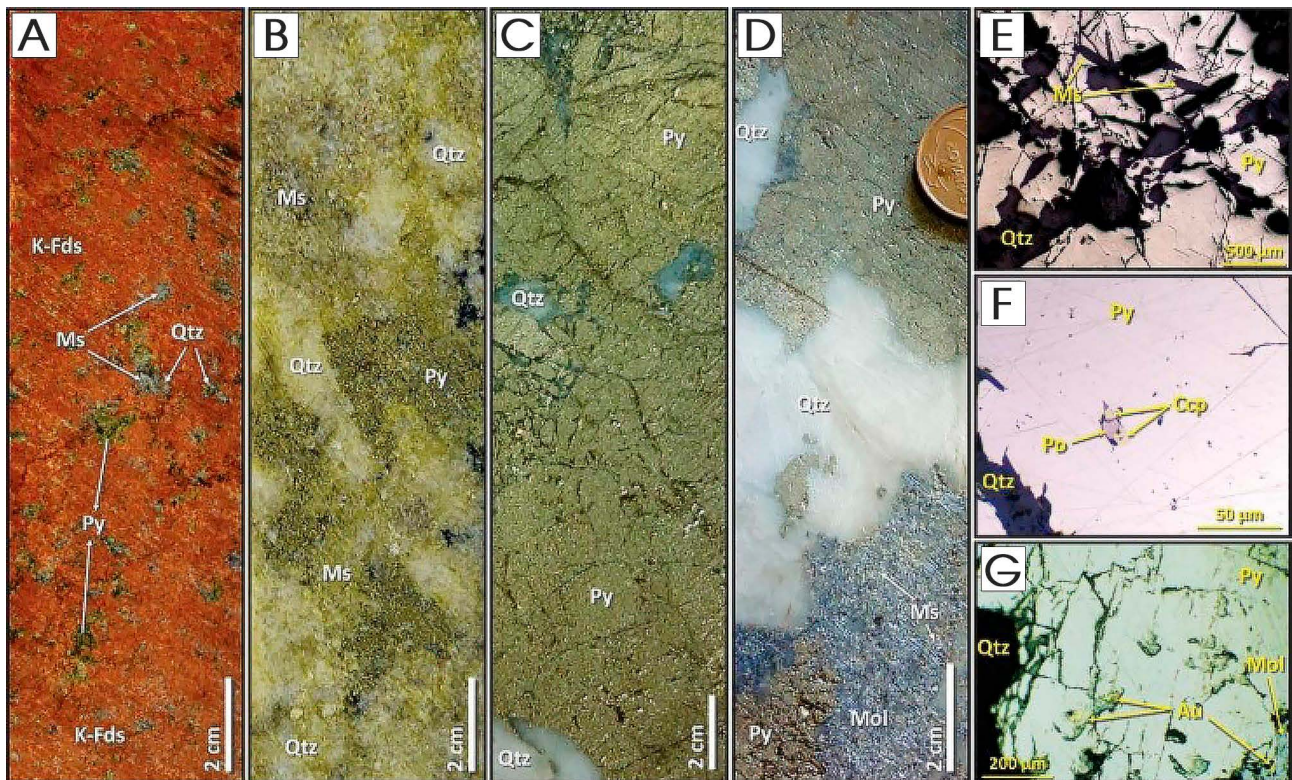
Petrografia da pirita

Ocorrência disseminada X1

Na ocorrência X1, os setores mais intensamente sulfetados estão associados ao minério, por sua vez, intimamente relacionado à alteração pervasiva com muscovita radial e quartzo que oblitera a alteração potássica com K-Feldspato (Figuras 4A, 4B). Esse estágio da alteração abrange tanto o biotita granodiorito quanto o tonalito pórfiro (Tabela 1), a partir da substituição gradativa da matriz das hospedeiras por muscovita, quartzo e pirita (Figuras 6A, 6B). As zonas de minério são majoritariamente disseminadas a maciças (Figuras 6B, 6C), com a presença minoritária de pequenos veios ou bolsões de quartzo (Figura 6D). A paragenese representativa do minério é constituída por muscovita + quartzo + pirita ± calcopirita ± ouro ± hematita ± molibdenita (Figuras 4C, 4G).

Neste estágio, a pirita ocorre como:

- cristais dispersos, idiomórficos a sub-idiomórficos e



(Au) ouro; (Ccp) calcopirita; (K-Fds) K-Feldspato; (Mo) molibdenita; (Ms) muscovita; (Po) pirrotita; (Py) pirita; (Qtz) quartzo.

Figura 6. Estágios da alteração hidrotermal e zonas sulfetadas da ocorrência X1: (A) Intensa alteração potássica pervasiva com geração de K-feldspato em pórfiro de composição tonalítica, sutilmente sobreposta pela alteração com muscovita, quartzo e pirita; (B) Ampla e desenvolvida alteração pervasiva com muscovita + quartzo + pirita, a última como cristais de granulação fina a grossa ou aglomerados, aos quais o ouro pode ocorrer como pequenas inclusões; (C) Zona de minério com aglomerados de pirita grossa, em parte brechada, em venulação de quartzo hidrotermal; (D) Zona de minério com setores com pirita maciça e associada a molibdenita, associada ao estágio de alteração com muscovita e quartzo, em particular, no granodiorito; (E) Associação pirita + muscovita radial + quartzo; (F) Inclusões goticulares de calcopirita + pirrotita associadas; (G) Inclusões auríferas em pirita, com associação à molibdenita. Fotomicrografias: (E-G) luz refletida.

de granulação fina a grossa (100 µm – 4 mm) associada às zonas de alteração muscovítica menos intensa ou muscovita fina (<1,5 mm) (Tabela 1; amostra 6), em geral sobre a alteração potássica com microclínio (Figuras 4A) ou tonalito pórfiro (Tabela 1; amostras 1 e 3); fraturas preenchidas por quartzo + pirita idiomórfica em agregados inferiores a 2 mm podem estar associadas (Tabela 1; amostra 5);

- ii) agregados policristalinos idiomórficos a sub-idiomórficos, em textura triangular, de granulação muito fina a grossa (100 µm – 4 cm) associada à alteração muscovítica pervasiva, com frequentes e pequenas inclusões de quartzo xenomórfico e muscovita radial grossa (Figura 4E; Tabela 1; amostra 4); e
- iii) zonas de pirita maciça grossa (>1 cm), idiomórfica a sub-idiomórfica, associada ou não a veios de quartzo (injeção de sílica), com constantes inclusões de goticulares de calcopirita + pirrotita e ouro (<10 µm), além da associação com molibdenita (Figuras 6C, 6D, 6G). A paragéneses em que o ouro ocorre é homogênea, representada por pirita disseminada na alteração com muscovita, associada à molibdenita e com inclusões de calcopirita e pirrotita.

Depósito filonar do Paraíba

No depósito Paraíba, o minério aurífero está hospedado em veios laminados (*laminated fault-fill vein*), constituídos pela alternância de faixas de quartzo variavelmente enriquecidas em pirita (Figura 7A). O quartzo é microcristalino (<200 µm), com moderada a forte extinção ondulante, tem contatos poligonais e micro-falhas de dilatação, além da notória ausência de texturas do tipo pente (*comb quartz texture*), estiramento e *jags*. Entre as faixas de quartzo e pirita pode ocorrer injeção de sulfetos, sobretudo, de pirita de granulação média a grossa, que podem margear bolsões de quartzo (Figuras 7B, 7C). Vênulas de quartzo com bordas preferencialmente enriquecidas em pirita são recorrentes, embora não configurem a zona de minério (Figuras 7D – 7F). Pirita disseminada, sub-idiomórfica a idiomórfica, de granulação fina a grossa pode ser observada no halo de alteração com muscovita + sericita (Figura 7G).

O minério exibe paragéneses predominantemente representada por pirita ± calcopirita ± ouro ± magnetita ± galena ± molibdenita ± pirrotita, com:

- i) *ore-shots* tabulares de pirita maciça com 2 mm a 5 cm de espessura (Figuras 5A, 6B, 6C; Tabela 2; amostra 10);

ii) faixas descontínuas e irregulares com agregados de pirita em textura triangular, sub-idiomórfica, de granulação <1 – 3 mm (Tabela 2; amostras 5, 7, 11), com inclusões de bismutinita, calcopirita e pirrotita associadas (Figuras 8D – 8F);

iii) veios de quartzo microcristalino com clastos transportados e arredondados de pirita com granulação ca. 1 – 2 mm, entre agregados de pirita idiomórfica muito fina (<200 μm).

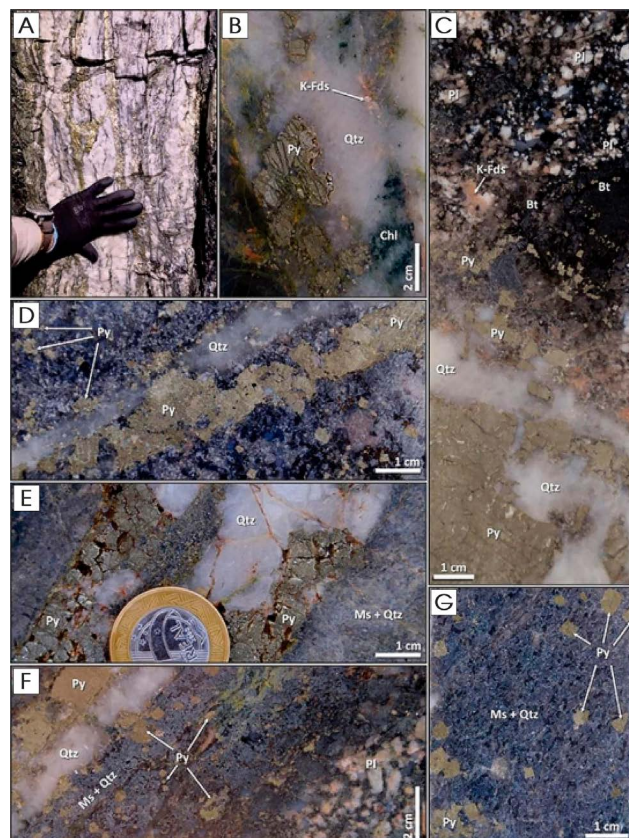
As diferentes texturas de pirita possuem raras inclusões de ouro, geralmente com granulação ca. 25 μm . A alternância de faixas foi submetida à intensa superimposição estrutural, representada pelo fraturamento longitudinal dos veios, ocorrendo injeção paralela de novas faixas quartzo-sulfetadas. Em adicional, a infiltração ocorre também por minerais de ganga, sobretudo clorita, muscovita, epídoto e calcita, cujas relações temporais sin- a pós-mineralização são complexas, mas que também ocupam fraturas e micro-falhas de dilatação no quartzo.

Os veios principais então confinados em hidrotermalitos foliados (Tabela 2; amostras 3, 9, 12), representantes da fácies de alteração filica dos corpos graníticos e dos diques máficos que hospedam os filões. Estes hidrotermalitos em geral são formados por clorita e muscovita fina (<1 mm), mas possuem também presença comum de pirita idiomórfica disseminada (<4 mm) e agregados interfoliares (<1 mm) relacionados à sericita e muscovita (Figura 8A). Fraturas, brechas e deformações onduladas irregulares nestes hidrotermalitos estão presentes nas proximidades dos veios de quartzo, geralmente preenchidas por injeção de sílica e sulfetos. Não obstante, a separação dessa fácies de alteração dos próprios veios de quartzo é difícil de ser determinada. As similaridades de associação mineral e fraturamentos devido à injeção de sílica mantém uma inter-relação de superimposição. Salienta-se que, apesar da obliteração da ganga em decorrência da injeção de veios de quartzo com geração de halos de alteração, não são observadas variações paragenéticas significativas no minério (Figuras 8D, 8H). Pirita corresponde ao sulfeto que predomina nas áreas mineralizadas, está temporalmente relacionado à alteração filica (clorita-muscovita), e ao qual o ouro está associado de forma mais frequente (Figuras 8G, 8H).

De modo semelhante, a gradação do hidrotermalito foliado para as encaixantes se apresenta como injeção de sílica em *stockworks* de veios de quartzo, cujo aumento de intensidade está relacionado às alterações de fundo, com obliteração da textura ígnea das encaixantes (Tabela 2; amostras 2 a 4, 8).

De modo geral, os setores sulfetados adjacentes ao minério têm por predominância feições venulares alojadas em hidrotermalitos derivados do intenso desenvolvido das alterações filica, com biotita, clorítica com magnetita \pm pirita \pm epídoto, muscovítica com pirita (Figura 8A). Esses estágios apresentam:

- i) vênulas maciças e irregulares de pirita, com intenso halo de sericitização (Tabela 2; amostra 1); e



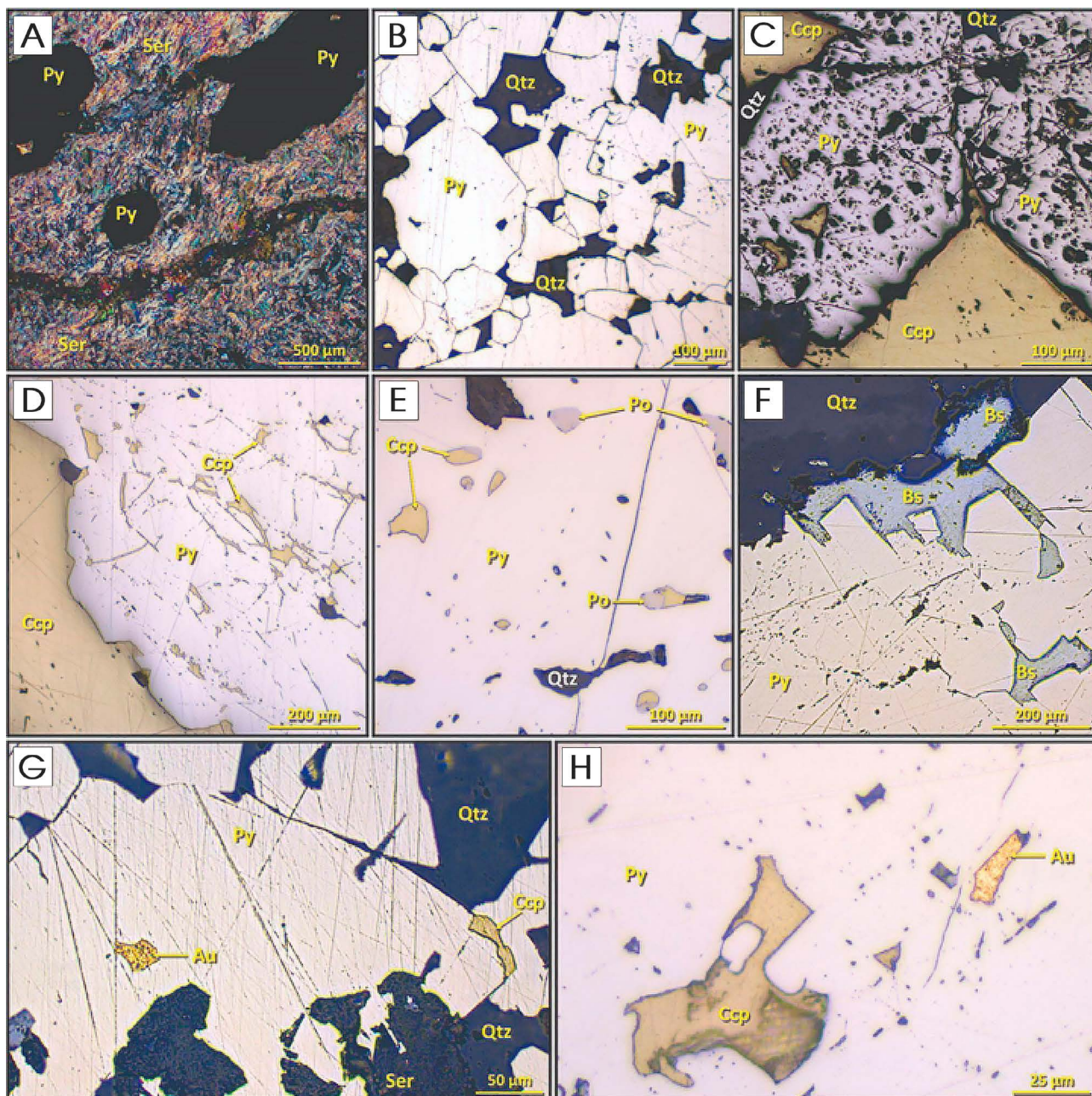
(Bt) biotita; (Chl) clorita; (K-Fds) K-Feldspato; (Ms) muscovita; (Pl) plagioclásio; (Py) pirita; (Qtz) quartzo.

Figura 7. Zonas de minério de sulfetadas do depósito Paraíba: (A) Minério filonar, com bandas enriquecidas em sulfeto intercaladas às de quartzo + calcita; (B) Zona de intensa injeção de sílica com geração de quartzo + pirita, com núcleos remanescentes de alteração potássica com K-Feldspato e alteração com clorita; (C) Veio de quartzo e pirita média a grossa em que trunca o estágio de alteração potássica pervasiva com biotita no granodiorito; (D) Veios de quartzo e de pirita, com halo de pirita disseminada em granodiorito; (E) Veio de quartzo e pirita grossa em granodiorito com alteração com muscovita + quartzo pervasiva bem desenvolvida; (F) Pirita fina disseminada em halo com muscovita, sericita e quartzo que margeia veio de quartzo + pirita em granodiorito; (G) Pirita grossa sub-idiomórfica disseminada na alteração com muscovita + quartzo.

- ii) veios de quartzo tabulares com pirita em agregados sub-idiomórficos a xenomórficos, com granulação fina a grossa (<1 – 5 mm) (Figuras 7E, 7F; Tabela 2; amostra 2).

Quando a magnetita não está inclusa na pirita, esse mineral se destaca por sua maior frequência, na forma de cristais idiomórficos, sobretudo, associada à pirita das áreas proximais ou com maior incidência de clorita. Com a progradação das alterações sericitica e muscovítica, nota-se maior incidência de pirita maciça em vênulas, em detrimento do aparecimento de magnetita.

As zonas de alteração hidrotermal preservam texturas e parageneses minerais da evolução temporal e espacial da interação de fluidos aquecidos com as hospedeiras graníticas, representadas pela formação de K-Feldspato potássico inicial, sucedida por alteração filica com pirita \pm calcopirita \pm molibdenita \pm ouro. Em geral, fragmentos do tonalito hospedeiro,



(Au) Ouro; (Bs) Bismutinita; (Ccp) Calcopirita; (Po) Pirrotita; (Py) Pirita; (Qtz) Quartzo; (Ser) Sericita.

Figura 8. Fotomicrografias em luz refletida de texturas e associações minerais do minério aurífero do depósito filonar do Paraíba. (A) Alteração sericitica com pirita; (B) Agregado de pirita idiomórfica em veio de quartzo sulfetado; (C) Associação mineral entre pirita idiomórfica e calcopirita xenomórfica; (D) Inclusões de calcopirita em pirita; (E) Pequenas inclusões de calcopirita e pirrotita na pirita; (F) Bismutinita ocorre tanto incluída quanto nas bordas da pirita; como inclusões na pirita; (G e H) Inclusões de calcopirita e ouro na pirita.

intensamente substituído por K-Feldspato, podem ser observados no hidrotermalito (Tabela 2; amostra 6). Pirita disseminada, embora de menor abrangência e intensidade, costuma estar vinculada aos halos de alteração com muscovita e sericita que margeiam vênulas de quartzo (Figuras 7D – 5G).


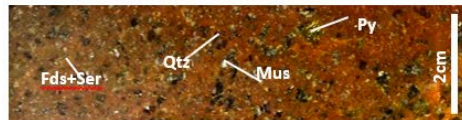

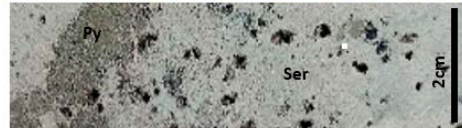

Assinatura de $\delta^{34}\text{S}$ na pirita

Na ocorrência disseminada X1, um total de 07 concentrados de pirita foram obtidos das zonas de sulfetação

coevas ao estágio de alteração com muscovita + quartzo (zona de minério). Esse conjunto embarca duas amostras de pirita idiomórfica e duas de agregados maciços de pirita, ambas provenientes do tonalito porfírico, além de três concentrados extraídos do biotita granodiorito (Tabela 1).

No depósito Paraíba, foram analisados 12 concentrados de pirita, essencialmente oriundos da zona de sulfetos e injeção de sílica, portanto, vinculada à formação do minério (Tabela 2). Desse total, 07 amostras foram

Tabela 1. Resultados das análises $\delta^{34}\text{S}$ obtidos nos concentrados de pirita da ocorrência disseminada X1.

Amostragem	Descrição sucinta	Substância mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ V-CDT)	Fotografia
			Máx: -2,43 Mín: -4,03	
n = 7				Escala: 2 cm
1 – DH-00 257,15 m	Alteração com muscovita e quartzo, com sulfetos disseminados no pórfiro tonalítico.	Pirita	-4,03	
2 – DH-00 80,15 m	Concentrado pré-selecionado.	Pirita	-3,86	
3 – DH-00 237,85 m	Alteração com muscovita e quartzo no pórfiro tonalítico sulfetado.	Pirita	-3,64	
4 – DH-00 106,7 m	Alteração com muscovita e pirita disseminada no biotita granodiorito.	Pirita	-3,6	
5 – DH-00 53,60 m	Alteração pervasiva com muscovita + quartzo + pirita no biotita granodiorito.	Pirita	-3,57	
6 – DH-00 68,15 m	Alteração com muscovita + quartzo + pirita, representativa da zona de minério no biotita granodiorito.	Pirita	-3,54	
7 – DH-00 198,3 m	Concentrado pré-selecionado	Pirita	-2,43	

(K-Fds) K-Feldspato; (Ms) muscovita; (Py) pirita; (Qtz) quartzo; (Ser) sericita.

extraídas de agregados maciços de pirita venular, cujos veios encontram-se alojados nas encaixantes fraca a moderadamente hidrotermalizadas, associados tanto à calcopirita, quanto à molibdenita, 04 amostras de agregados maciços de pirita em veios de quartzo hospedados em zonas de intensa alteração hidrotermal ou *hidrotermalitas*; além de uma amostra de pirita disseminada no bandamento do gnaiss.










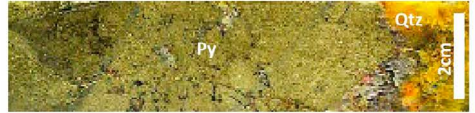

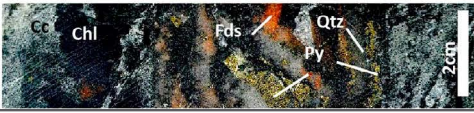
Na ocorrência X1, os valores $-4,03\text{‰} < \delta^{34}\text{S} < -2,43\text{‰}$ (n=7; Tabela 1) mostram-se empobrecidos. O depósito Paraíba, entretanto, mostra valores $-2,17\text{‰} < \delta^{34}\text{S} < +0,72\text{‰}$, portanto, com menor empobrecimento a leve enriquecimento em comparação à ocorrência X1. As assinaturas isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ na pirita obtidas para o Paraíba e X1 são, sobretudo, negativas (Tabelas 1 – 2), com certa continuidade dos resultados (Figura 9). Na ocorrência X1, a variação de 1,4‰ entre os valores obtidos corresponde ao minério. No depósito Paraíba, três grupos podem ser observados: os valores $-0,85\text{‰} < \delta^{34}\text{S} < +0,72\text{‰}$, são correspondentes ao minério e de suas zonas de alteração imediatas: veio de quartzo principal e envelope clorítico-sericítico (amostras 8 a 12, Tabela 2); os valores $-1,54\text{‰} < \delta^{34}\text{S} < +1,71\text{‰}$ (amostras 4 a 7, Tabela 2) e $-2,02\text{‰} < \delta^{34}\text{S} < -2,17\text{‰}$ (amostras 1 a 3, Tabela 2), são correspondentes às venulações de quartzo com pirita ou pirita maciça com halos, ambos com dominância da alteração com mica branca.

DISCUSSÕES

Comportamento isotópico e assinatura magmática

O comportamento isotópico observado nas assinaturas $\delta^{34}\text{S}$ de ambos depósitos compreende valores análogos a fontes magmáticas, as quais são referentes ao gradiente $\pm 5\text{‰}$ (Ohmoto e Rye, 1979; Seal, 2006; Hutchinson et al., 2020). Esta correlação encontra respaldo no contexto geológico dos depósitos, notadamente relacionados espacial- e cronologicamente com o magmatismo ácido de 1,78 – 1,77 Ga na PMAF (Assis, 2015; Trevisan et al., 2021). Na ocorrência X1, o intervalo de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (-4,03 a -2,43‰) coincide àqueles usualmente reportados para enxofre derivado de magmas andesíticos e da dissociação do H_2S proveniente de exalações vulcânicas (Figura 10). No depósito Paraíba, por sua vez, a variação obtida para o $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (-2,17 a +0,72‰) se sobrepõe tanto ao enxofre mantélico quanto ao produzido em magmas andesíticos, como também exibe uma tendência intermediária entre o proveniente da desestabilização do H_2S e HSO_4^- concentrados em gases vulcânicos (Figura 10). No que tange aos sistemas minerais hidrotermais, é notória a sobreposição dos dois conjuntos de dados aos campos de enxofre derivado de sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais.

Tabela 2. Resultados das análises de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos nos concentrados de pirita do depósito filonar do Paraíba.

Amostragem	Descrição sucinta	Substância mineral	$\delta^{34}\text{S}$	Fotografia
			(‰ V-CDT) Máx: 0,72 Mín: -2,17	
n = 12				Escala: 2 cm
1 – DH-55 865 m	Veio de pirita maciça em sub-vulcânica félsica silicificada.	Pirita	-2,17	
2 – DH-55 756,65 m	Veio de quartzo sulfetado em biotita tonalito com alteração sericitica pervasiva.	Pirita	-2,11	
3 – DH-84 241-241,19 m	Veios de pirita maciça em granodiorito com intensa alteração muscovítica e silicificação.	Pirita	-2,07	
4 – DH-56 842 m	Pirita disseminada no bandamento quartzo-feldspático do biotita gnaiss.	Pirita	-2,02	
5 – DH-56 682,10 m	Pirita maciça em veio de quartzo com molibdenita.	Pirita	-1,71	
6 – DH-55 802,38-803 m	Veio de quartzo com pirita maciça e fragmentos de K-Feldspato em subvulcânica félsica.	Pirita	-1,69	
7 – DH-55 846,05 m	Veio de quartzo sulfetado.	Pirita	-1,54	
8 – DH-56 710,85 m	Veio de quartzo com aglomerados de pirita fina em biotita tonalito silicificado.	Pirita	-0,85	
9 – 21-04 120,68 m	Veio de calcita ± pirita que trunca hidrotermalito com pirita disseminada em estágio de intensa alteração clorítica.	Pirita	-0,75	
10 – DH-56 682 m	Pirita maciça em veio de quartzo.	Pirita	-0,7	
11 – DH-20 180,78 m	Fragmentos do veio mineralizado (veio de quartzo + pirita + calcopirita), representativas do minério do Paraíba,	Pirita	0,71	
12 – DH-69 -	Hidrotermalito clorítico-biotítico com sobreimpressão de veios de quartzo com pirita, feldspatos e carbonato.	Pirita	0,72	

Em adição, nota-se também a sobreposição, para ambos os casos, com o amplo campo isotópico do enxofre proveniente de processos de devolatilização em rochas metamórficas. Forte incompatibilidade, entretanto, é observada para com o enxofre derivado de sistemas de ouro orogênico (Figura 10). No depósito Paraíba, em particular, estes processos têm sido apresentados e discutidos como essenciais na formação de sua zona mineralizada (Mesquita, 2022;

Poggi et al., 2022). Entretanto, dominância de pirita e calcopirita no minério, com frequentes inclusões de galena, esfalerita, ligas de Bi-Te, a ausência de arsenopirita e/ou loellinguita, em conjunto a coexistência entre fluidos aquosos salinos com aquosos bifásicos e aquo-carbônicos (Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Rios, 2019; Bortolozzo, 2021; Juliani et al., 2021; Bortolozzo et al., 2024), remetem a características discordantes ao modelo até então adotado.

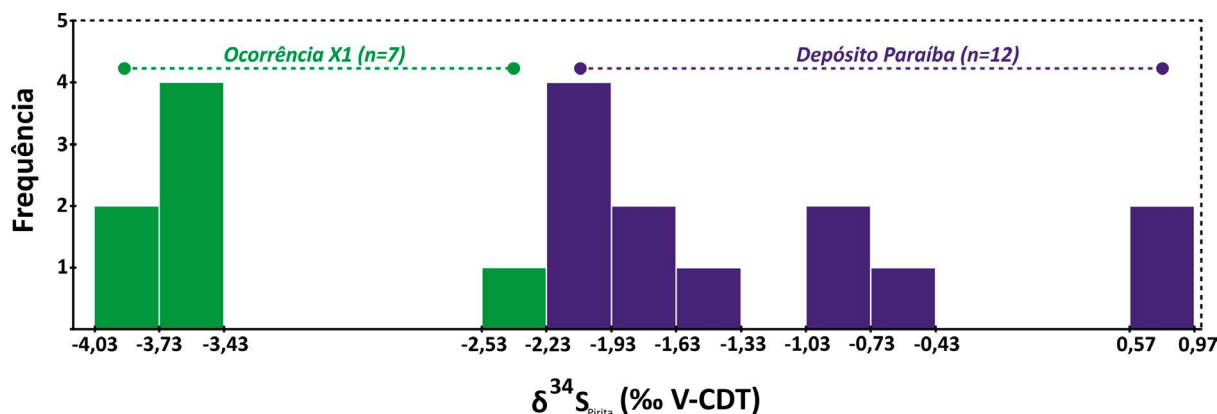


Figura 9. Distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (‰ V-CDT) obtidos para o depósito filonar do Paraíba e ocorrência disseminada X1.

Em adicional, sistemas de ouro orogênico exibem valores de $\delta^{34}\text{S}$ distribuídos em amplo e enriquecido intervalo isotópico (de 0 a +10‰; Goldfarb e Groves, 2015; Zhong et al., 2015), o qual diverge dos resultados aqui obtidos para o respectivo depósito. Processos de devolatização metamórfica em rochas pelíticas (e.g. *black-shales*), evaporíticas, carbonáticas ou em sequências metavulcanossedimentares, típicas de terrenos *greenstone belts*, são os principais responsáveis, em sistemas auríferos mesotermiais, pela produção de fluidos enriquecidos em enxofre (Goldfarb e Groves, 2015). No entanto, não é conhecida a presença dessas rochas na Província, sobretudo, nas proximidades de áreas mineralizadas (Souza et al., 2005; Silva e Abram, 2008; Alves et al., 2019; Trevisan et al., 2021). Ademais, o metamorfismo dinâmico em zonas de cisalhamento é responsável pela instalação de sistemas falha-válvula (*fault-valve system*), com flutuações cíclicas da pressão hidrostática, além do enriquecimento e heterogeneidade na assinatura $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (Hodkiewicz et al., 2009). Similar ao anteriormente discutido, esses processos também não são observados na PMAF.

Mecanismos de precipitação

Assumindo-se um sistema eminentemente magmático-hidrotermal, constata-se que as assinaturas $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$, para ambos os casos, são majoritariamente empobrecidas, e correlacionáveis às exalações vulcânicas enriquecidas em H_2S e H_2SO_4 (Figura 10). Ao se desestabilizarem, esses componentes favorecem a elevada precipitação de pirita em decorrência da liberação de S^{2-} ao sistema, usualmente acompanhada por substancial formação de muscovita e/ou sericita nas zonas de alteração hidrotermal que hospedam (ocorrência X1) ou margeiam (depósito Paraíba) o minério, em decorrência da geração de íons H^+ com consequente acidificação do fluido (Figura 9). Embora a calcopirita ocorra em maior volume no Paraíba do que no X1, a pirita corresponde ao sulfeto dominante no minério em ambos os casos. Ademais, inclusões de pirrotita e calcopirita ocorrem em variadas proporções no minério de ambas as situações. Essa uniformidade mineralógica pode configurar indício

adicional de fluidos mineralizantes que compartilham fonte similar. Se considerada a relação espacial e temporal do minério com o estágio de alteração com muscovita e/ou sericita na ocorrência X1 ou como envelope dos veios mineralizados de quartzo no depósito Paraíba, é possível estimar que condições de pH baixo a ligeiramente baixo ($2,1 < \text{pH} < 4,5$) tenham se instalado durante a precipitação do minério. Nesse aspecto, a solubilidade do ouro deve ter tido seu rebaixamento em função da acidificação do fluido, seja por sua interação com as encaixantes e/ou quebra do ácido sulfídrico (H_2S) com subsequente liberação de íons H^+ e S^{2-} ao sistema. Esse último também poderia ter correspondido ao processo responsável por disponibilizar enxofre livre necessário à formação das zonas sulfetadas do minério. Relações paragenéticas entre pirita – calcopirita – pirrotita podem ser admitidas em condições de baixa f_{O_2} (Figura 10), o que justificaria a ausência ou raridade de sulfatos (Trevisan, 2015; Poggi et al., 2022).

A ausência de coexistência sulfeto-sulfato em ambos sistemas, incluindo a não identificação de fases pertencentes ao grupo dos sulfatos, limita as possibilidades de mecanismos de precipitação atuantes no fluido. Inicialmente, a ascensão do fluido magmático por *boiling* ocasiona intenso fracionamento do enxofre, onde fases oxidadas concentram o isótopo pesado e fases reduzidas concentram o isótopo leve (Stefánsson et al., 2015; Kusakabe et al., 2000). Tal fracionamento induz à formação de sulfatos com assinaturas mais pesadas e sulfetos com assinaturas mais leves os quais podem coexistir em sistemas do tipo pórfiro e epitermais *high-sulfidation* como um sistema em equilíbrio (Hutchinson, 2020). A presença dominante de sulfetos, portanto, indica ambiente e condições físico-químicas que suprimem a formação de sulfatos, como o estabelecimento de condições de baixa fugacidade de oxigênio durante a precipitação do minério, enquanto que a predominância de assinaturas negativas podem estar relacionadas à separação de vapor magmático de uma fase líquida enriquecida.

O processo de *boiling* em ambientes mais profundos pode contribuir para assinaturas negativas em pirita, em particular, quando ocasionadas em ambientes com intenso alívio de pressão (Schaarschmidt et al., 2021; Börner

et al., 2022), devido à formação de vapor magmático, cuja migração favorece a formação de minerais com assinaturas empobrecidas. O contexto geológico da PMAF tem sido interpretado como extensional, o que poderia facilitar o processo de *boiling*. Desse modo, as assinaturas predominantemente negativas da pirita, principalmente nos dois depósitos analisados, podem estar relacionados à separação de fluido empobrecido em sulfatos e enriquecido em sulfetos de uma fonte magmática em maior profundidade.

As características ácidas de um fluido enriquecido em fases reduzidas de enxofre são características de pórfiros auríferos e sistemas epitermais de baixa sulfetação (*low-sulfidation, alkalic-type systems*), que podem estar relacionados, por sua vez, em estágios de telescopagem da alteração sericitica-muscovítica sobre a alteração hidrotermal de mais alta temperatura (p.e. alteração potássica) (Seedorf et al., 2005; Sillitoe, 2010). A diminuição da T de um fluido ácido, seja pela interação com a encaixante mais fria ou pela mistura de fluidos mais frios e levemente oxidados, explicaria o motivo pelo qual as mineralizações auríferas da Província encontram-se na interface da zona de alteração muscovítica-sericitica/injeção de sílica (Assis, 2015; Trevisan 2015).

Os valores das assinaturas $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ possuem variabilidade superior ao erro analítico de 0,06‰, o que pode estar relacionado à herança do *boiling* de um fluido homogêneo inicial (Schaarschmidt et al., 2021; Börner et al., 2022) em equilíbrio com granitos da série da magnetita (Figura 11), que ocasionaria heterogeneidade de assinatura para compostos reduzidos de enxofre (H_2S). Neste processo, a desproporção do sulfato liberado pelos magmas oxidados ocasionaria a especiação e flutuação nos valores $\delta^{34}\text{S}$, o que provavelmente refletiu em diferentes agrupamentos nas assinaturas isotópicas, discerníveis no histograma da Figura 9. Estes grupos podem configurar gerações de pirita, as quais podem, por sua vez, representar diferentes intensidades de sulfetação das hospedeiras em um mesmo estágio. No Depósito Paraíba, por exemplo, a pirita levemente enriquecida ($+0,71 < \delta^{34}\text{S} < +0,72\text{‰}$) relaciona-se à calcopirita do veio de minério, enquanto a pirita portadora de inclusões de calcopirita, presente em venulações nas encaixantes, possuem valores mais empobrecidos. Essas variações isotópicas podem ter sido o reflexo de variações de temperatura e/ou da razão fluido/rocha. Porém, a ausência de zonas de crescimento oscilatório e bordas de reprecipitação na pirita, dificulta a identificação de gerações distintas e, portanto, que indiquem diferentes pulsos hidrotermais no Paraíba (Meyer, 2017, 2023). O minério do X1, em contrapartida, está alojado no halo com quartzo-muscovita-pirita, por sua vez, bem desenvolvido, e, portanto, com assinatura mais homogênea em comparação às do Paraíba.

Componentes redutoras que podem estar relacionadas à formação dominante de pirita sobre sulfato podem se expressar pela menor participação de fluidos externos oxidados, embora dados de inclusões fluidas indiquem mistura de fluidos salinos e aquosos (Assis 2015, Trevisan 2015). A

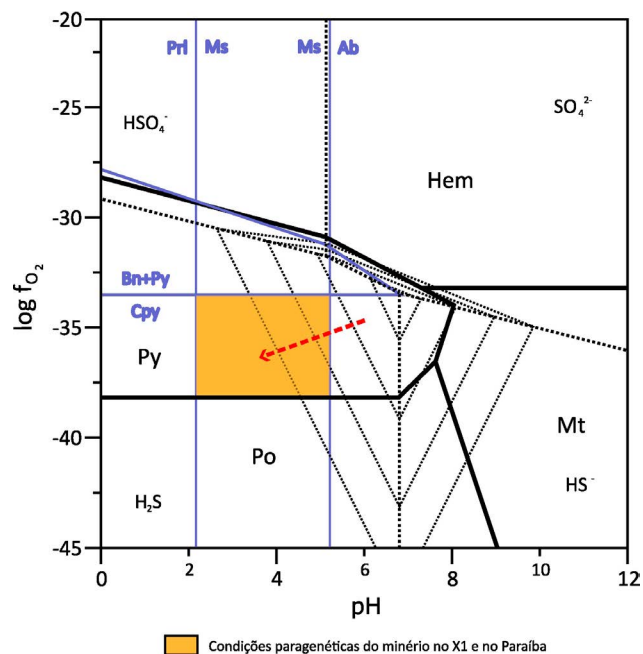
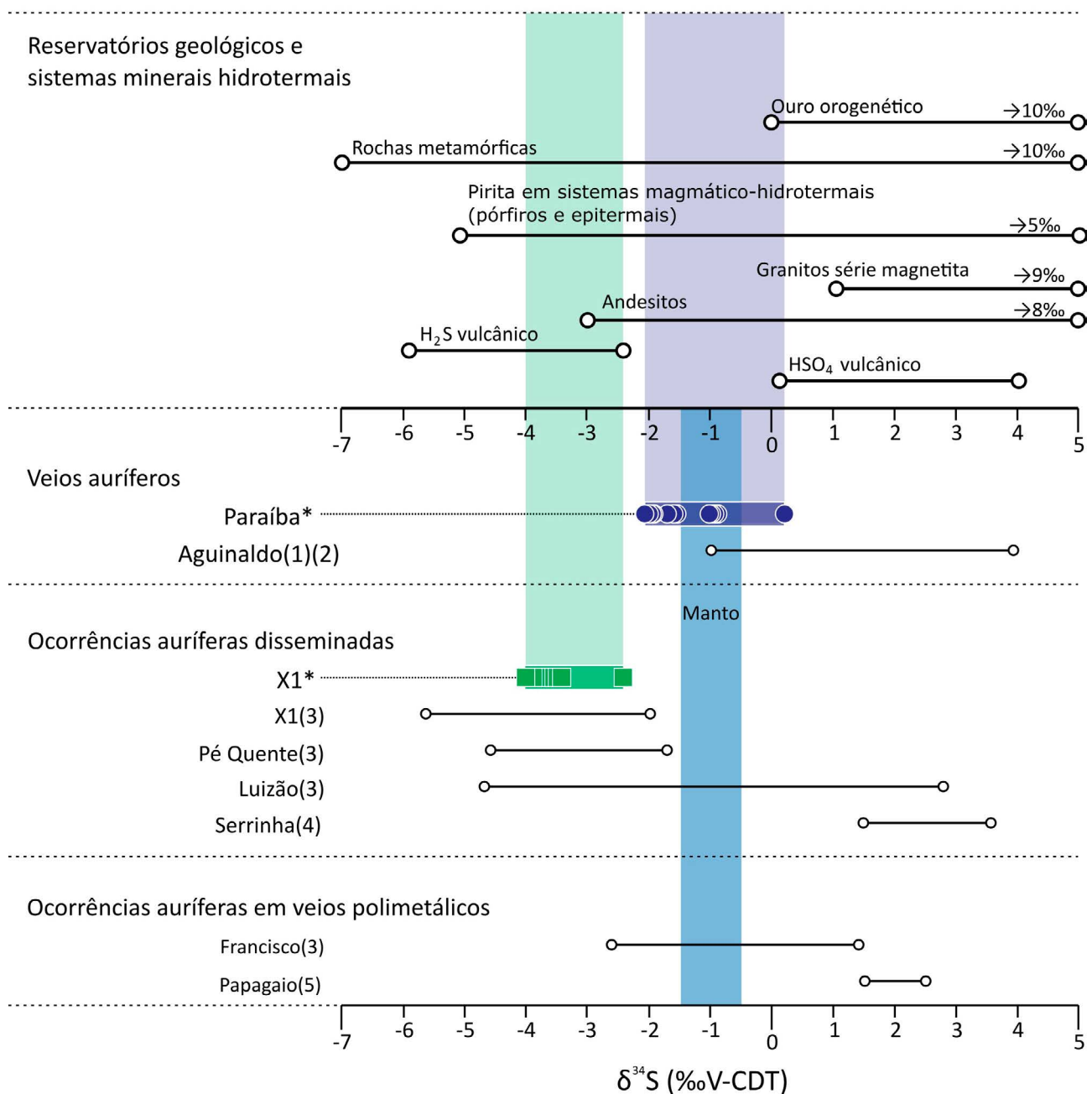


Figura 10. Diagrama $\log f_{\text{O}_2}$ vs. pH para o sistema Fe-Cu-O-S, com as condições de solubilidade do ouro e os campos de estabilidade mineral da hematita, magnetita, pirita, pirrotita, calcopirita e bornita. No diagrama foram especificadas as condições de formação do minério do X1 e Paraíba, assim como o sentido evolutivo do fluido.

presença de fluidos aquosos bifásicos de baixa temperatura e salinidade, conjuntamente com fluidos aquo-carbônicos, comum aos dois casos, sugere processos de imiscibilidade de fluidos em ambiente magmático com posterior diluição por fluidos externos oxidantes e mais frios (Assis, 2015; Trevisan, 2015). Processos de imiscibilidade de fluidos podem ocasionar na concentração de H_2S na fase aquosa (Sun et al., 2015; Hutchinson et al., 2020), com consequente diminuição da solubilidade do ouro e demais metais (Mikucki e Groves, 1990; Cassidy et al., 1998), enquanto o aporte de fluidos meteóricos poderia ter ocasionado tanto o decréscimo da temperatura, quanto pequena elevação da f_{O_2} . Contudo, apesar da dificuldade de evidências petrográficas de *boiling*, a coexistência de ambos grupos podem configurar tal processo durante a precipitação dos sulfetos e do minério.

Uma componente oxidante e que também poderia ter ocasionado a diminuição da temperatura, por outro lado, são as hospedeiras do Paraíba e X1, nas quais biotita constitui a principal fase acessória ferro-magnésiana, repetidamente substituída por clorita e magnetita hidrotermais (Paes de Barros, 2007; Rodrigues, 2012; Assis, 2015; Poggi et al., 2022). Ademais, a interação dos fluidos hidrotermais com os diques de vulcânicas máficas e intermediárias, recorrentes em ambos os contextos e muitas vezes com sulfetos disseminados (Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021), pode indicar evidência complementar da elevação da f_{O_2} , ainda que discreta. Concentrações elevadas de elementos calcófilos compatíveis na pirita, a exemplo do Co e Ni (Silva, 2018; Meyer, 2017), podem ter se resultado destes processos de interação.



Fontes: (1) Pereira (2023); (2) Pilon (2023); (3) Assis (2015); (4) Moura et al., 2006; (5) Galé (2012).

Figura 11. Correlação dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos na ocorrência X1 e depósito Paraíba com as diversas ocorrências auríferas filonianas, disseminadas e polimetálicas da Província Mineral de Alta Floresta. Reservatórios geológicos de enxofre: granitos da série da magnetita, andesitos, depósitos do tipo pórfiro, e enxofre mantélico (Rollinson e Pease, 2021); depósitos do tipo ouro orogênico e rochas metamórficas (Goldfarb e Groves, 2015).

Comparação com análogos modernos e outras ocorrências auríferas da PMAF

O comportamento isotópico em ambos depósitos, portanto, demonstra a importância de fluidos derivados de sistemas magmáticos no processo de precipitação de minério, a exemplo do que se observa no sistema mineral pórfiro-epitermal, sobretudo se considerada a concentração dos

resultados próximo ao intervalo de $0 \pm 5\text{‰}$ (Ohmoto e Rye, 1979; Seal, 2006; Hutchison et al., 2020). Este comportamento corresponde a um forte indício de que ambos os depósitos partilham de uma fonte similar de enxofre, além de suas zonas de minério tenham sido o produto geradas a partir de um único evento mineralizante. A homogeneidade textural da pirita, caracterizada pela ausência de zoneamento interno ou bordas de reprecipitação, tanto no Paraíba

quanto no X1, constitui evidência adicional de que a precipitação do minério resultou de um evento único de origem magmático-hidrotermal (Assis, 2015; Meyer, 2021). Os modelos descritivos e genéticos, aliados às características isotópicas, em ambos os casos, partilham semelhanças com análogos modernos, tais como os prospectos pórfiro-epitermais auríferos da ilha de Limnos, Grécia (Börner et al., 2022), e o *Golden Sunlight deposit*, Montana, USA (Zhao et al., 2025). Tais evidências sugerem que os mecanismos de precipitação de ouro nos pórfiros e epitermais cenozoicos também teriam atuado no Paleoproterozoico, particularmente na Província Mineral de Alta Floresta.

Na ocorrência X1, a paragênese pirita \pm hematita associada à alteração com muscovita + quartzo, corresponde ao estágio com os maiores teores de ouro (Rodrigues, 2012). No entanto, a hematita ocorre por substituição da pirita, por vezes, como pseudomorfos, indicando, portanto, sua precipitação após a formação do minério. Nesse sentido, a presença de hematita representa importante indicio petrográfico de elevação das condições redox pós-mineralização. Esse indicativo, portanto, não teria interferido no empobrecimento dos valores de $\delta^{34}\text{S}$, especialmente se considerada sua proveniência da quebra do H_2S , tal como indicado pelos resultados obtidos. No depósito Paraíba, a hematita é subordinada e pontual, enquanto magnetita corresponde ao óxido predominante na alteração proximal do minério. Essa relação não resultou em dados dicotômicos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita(V-CDT)}}$. A associação muscovita + pirita \pm calcopirita \pm ouro é dominante no minério, com variações nas concentrações de hematita e magnetita nas encaixantes alteradas por saturação de ferro. A exemplo da ocorrência X1, os dados registrados para o Paraíba indicam menores variações na f_{O_2} com a redução do pH do fluido.

Os valores isotópicos são congruentes, embora mais empobrecidos, àqueles obtidos tanto nas ocorrências venulares polimetálicas epitermais do Francisco ($-2,63 < \delta^{34}\text{S} < +1,39\text{‰}$; Assis, 2015) e Papagaio ($+1,76 < \delta^{34}\text{S} < +2,73\text{‰}$; Galé, 2012). São coincidentes, contudo, aos reportados nas ocorrências disseminadas Pé Quente ($-4,79 < \delta^{34}\text{S} < +1,81\text{‰}$), Luizão ($-4,61 < \delta^{34}\text{S} < -1,71\text{‰}$) e X1 ($-4,03 < \delta^{34}\text{S} < -2,43\text{‰}$) (Assis, 2015), embora sejam inferiores aos de Serrinha ($+1,3 < \delta^{34}\text{S} < +3,5\text{‰}$; Moura, 1998), e mais homogêneos e empobrecidos aos obtidos para a ocorrência filoniana do Aguinaldo ($-0,95 < \delta^{34}\text{S} < 3,98\text{‰}$; Pereira, 2023; Pilon, 2023) (Figura 09).

No coletivo, a variação isotópica de enxofre nas diversas ocorrências auríferas da Província expressa valores entre $-2,17$ e $+3,98\text{‰}$ para as ocorrências filonianas, de $-4,79$ a $+3,5\text{‰}$ para as disseminadas em granitoides, e entre $-2,63$ a $+2,73\text{‰}$ nos veios polimetálicos (Figura 11). Esses intervalos orbitam os aqueles admitidos para o enxofre de origem mantélica (ca. -1‰ ; Rollinson e Paese, 2021), entretanto, estejam melhor concentrados no intervalo de -5 a $+5\text{‰}$, tipicamente associados ao sistema pórfiro-epitermal (Hutchinson et al., 2020). A homogeneidade isotópica obtida em cada grupo junto a sua contínua linearidade, sugere que as

diversas ocorrências auríferas da PMAF compartilham fonte similar de enxofre, que no contexto da Província poderia estar vinculada a fluidos magmático-hidrotermais derivados de magmas cálcio-alcalinos fracionados e oxidados ($1 - 9\text{‰}$), mas exsolvidos por *boiling*, o qual teria ocasionado ligeiro empobrecimento desta assinatura isotópica.

Comportamento isotópico similar também foi obtido nas idades Re-Os em concentrados de sulfetos da zona de minério de ocorrências disseminadas e filonianas da Província, assim como nas idades ^{39}Ar - ^{40}Ar (em sericita) de ocorrências polimetálicas, com valores que orbitam em ca. de $1,78$ Ga (Assis et al., 2017; Trevisan et al., 2021). Essas idades são cronocorrelatas às obtidas em diversas vulcânicas e sub-vulcânicas do grupo Colíder (ca. $1,78 - 1,80$ Ga), frequentemente identificadas nas imediações de várias ocorrências da Província, sempre hidrotermalizadas e com baixas concentrações de sulfetos disseminados (Assis et al., 2017; Trevisan et al., 2021). Esses resultados configuram evidência complementar de fonte magmática comum para a geração do fluido mineralizantes necessário à formação das diversas ocorrências auríferas hidrotermais da Província. Deste modo, tanto as ocorrências disseminadas quanto as filonianas compartilham de processos genéticos diretamente vinculados ao sistema magmático-hidrotermal, em particular, àqueles atrelados a magmas graníticos cálcio-alcalino.

Na PMAF, processos associados aos pórfiros auríferos e epitermais polimetálicos têm sido sistematicamente discutidos como os responsáveis pela geração de suas diversas ocorrências e depósitos de ouro (Moura et al., 2006; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). Magmas graníticos oxidados e cálcio-alcalinos (série magnetita; tipo-I), gerados entre $1,77 - 1,80$ Ga, têm sido apontados como os responsáveis pela instalação do sistema magmático-hidrotermal relacionado à metalogênese aurífera na PMAF e, portanto, as possíveis fontes de fluidos enriquecidos em enxofre e ouro. Esse evento magmático teria ocorrido em ambiente de arco continental em estágio pós-orogênico, cujo magmatismo oxidado é essencial na geração de fluidos enriquecidos em enxofre (Sun et al., 2015). Teores em ca. 1% em molibdenita, a exemplo do identificado no Paraíba (Vial et al., 2018), atestam a natureza oxidada do magma e sua origem em ambiente pós-orogênico (Sun et al., 2015). Os escassos casos documentados de depósitos tipo ouro-pórfiro abrigados em faixas pós-orogênicas evidenciam esse ligeiro enriquecimento em molibdênio, a exemplo dos daqueles que ocorrem a leste do Cinturão Orogrênico Qinling (Chen et al., 2013; Li et al., 2013), possivelmente dos pórfiros de Cu-Mo do Cinturão Gangdese, ao sul do Platô tibetano (Hou et al., 2009; Qu et al., 2004; Xiao et al., 2012), assim como de alguns pórfiros cupríferos iranianos (Haschke et al., 2010; Shafiei et al., 2009).

Regimes tectônicos extensionais em arcos continentais espessos podem facilitar a formação de pórfiros auríferos, por ressurgência mantélica pós-orogênica (Chiaradia et

al., 2020), ou estágios sucessivos de fusão parcial da crosta (Richards, 2009). Esses regimes, portanto, correspondem a mecanismos facilitadores do alojamento de magmas cálcio-alcálicos de alto potássio na crosta, em especial, de retrabalhamento magmático de crosta espessa em regime de subducção ou pós-subducção (Shafiei et al., 2009). Este contexto tem sido discutido como operante na PMAF em ca. 1,80 – 1,75 Ga (Assis et al., 2015; Duarte et al., 2019; Trevisan et al., 2021; Motta et al., 2022).

CONCLUSÕES

As homogêneas e ligeiramente empobrecidas assinaturas de $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ (‰ V-CDT), no intervalo de -4,03 a +0,72‰, obtidas para o depósito Paraíba e ocorrência X1, indicam importante componente magmática para o enxofre das respectivas zonas de minério. Esses resultados sinalizam que processos magmático-hidrotermais, dos quais destacam-se o sistema pór-firo-epitermal, teriam sido os responsáveis pela geração de fluidos mineralizantes enriquecidos em ouro. A similaridade entre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos em diversas ocorrências auríferas sulfetadas da PMAF sugere que a precipitação do minério tenha ocorrido partir de um único evento mineralizante, com fonte comum de fluidos, enxofre e metais. A conjugação dos dados aqui reportados, atrelados às idades Re-Os e Ar-Ar disponíveis para o minério de algumas ocorrências da Província, converge para fluidos derivados da cristalização de magmas cálcio-alcálicos fracionados e oxidados em ca. 1,80 – 1,77 Ga. Em adicional, os dados aqui obtidos e comparados aos disponíveis na literatura também atestam a importância deste magmatismo cálcio-alcálico estatístico nos processos genéticos responsáveis não apenas pela formação das ocorrências disseminadas, mas também, das ocorrências filonianas, por vezes admitidas como equivalentes aos sistemas auríferos mesotermiais.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à P.A. Gold e Aura Minerals pelo acesso aos furos de sondagem do depósito Paraíba e ocorrência X1, respectivamente. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela aprovação do Projeto de Pesquisa (Processo 422758/2021-3). Em adicional, também agradece à técnica Natália da Silva Santos (Laboratório de Isótopos Estáveis, LES), pelo auxílio na aquisição dos valores isotópicos de enxofre.

REFERÊNCIAS

- Almeida, B. S., Sommer, C. A., Chemale F., Paes de Barros, A. J., Geraldine M. C. (2023). The 1800-1770 Ma Colider silicic large Igneous Province in the Amazonian craton: crustal evolution using zircon in situ REE compositions, U-Pb ages and Hf isotope analyses. *International Geology Review*, 65(4), 546-562. <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2022.2056717>
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F. (2019). *Províncias Minerais do Brasil: Evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21324>. Acessado em: 05 ag. 2025.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Barros, M. A. S. (2020). The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 1026-1048. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648>
- Assis, R. R. (2011). *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2011.808405>
- Assis R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A. J., Barbuena, D., Trevisan, V. G., Ramos, G. S., Teixeira, R. V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R. M., Stabile-JR, A., Santos, T. J. S., Miranda, G. M. T., Barros, M. A. S. A., Pinho, F. E. C. (2014). Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico. In: M. G. Silva, M. B. R. Neto, H. Jost., R. M. Kuyumjian (Eds.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, 1, 305-340. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/19389>. Acessado em: 05 ag. 2025.
- Assis, R. R. (2015). *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: Litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. Tese (Doutorado), Campinas: Instituto de Geociências - UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2015.950733>
- Assis, R. R., Xavier, R. P., Creaser, R. (2017). Linking the timing of disseminated granite-hosted gold-rich deposits to Paleoproterozoic felsic magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from pyrite and molybdenite Re-Os geochronology. *Economic Geology*, 112, 1937-1957. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4535>
- Bettencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Neto, A. C. B., Klein, E. L., Assis, R. R., Leite Júnior, W. B., Moreto, C. P. N., Fernandes, C. N. D. F., Pereira, V. P. (2016). Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 22-49. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.014>
- Börner, F., Keith, M. B., Bucker, J. L., Voudouris, P., Klemm, R., Haase, K., Kutzschbach, M., Schipierski, F. (2022). In-situ trace element and S isotope systematics in pyrite from three porphyry-epithermal prospects, Limnos Island, Greece. *Front. Earth Sci.*, 10, 916107. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.916107>

- Bortolozzo, R. (2021). *Contexto metalogenético do garimpo filonar de Au±Cu do Aguinaldo, Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Dissertação (Mestrado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/215563>. Acessado em: 05 ag. 2025.
- Bortolozzo, R., Assis, R. R., Cassaro, L., Mengal, L. H. (2024). Contexto metalogenético do garimpo filonar de Au±Cu do Aguinaldo, Província Aurífera de Alta Floresta (MT). *Geologia USP. Série Científica*, 24(4), 39-62. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v24-194388>
- Bressan, R. S. O. (2017). *Alteração hidrotermal e metalogênese do depósito proleoproterozoico de Au ± Cu do Basílio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Monografia (Graduação), Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Cassidy, K. F., Groves, D. I., McNaughton, N. J. (1998). Late archean granitoid-hosted Iode-gold deposits, Yilgarn craton, western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture and implication for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 13, 65-102. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00014-0](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00014-0).
- Cenatti, B. L. (2019). *Contexto geológico do garimpo de ouro do Agnaldo: um sistema estruturalmente controlado na Província de Alta Floresta (MT)*. Monografia (Graduação). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Chen, J., Xie, Z. Y., Li, B., Li, S. P., Tan, X. S., Ren, H., Zhang, Q. M. (2013). Geological and geochemical characteristics of the ore-bearing intrusions from the Lalingzaohuo Mo polymetallic deposit and its metallogenic significance. *Geology and Exploration*, 49(5), 813-824. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105349>
- Chiaradia, M. (2020). Gold endowments of porphyry deposits controlled by precipitation efficiency. *Nature Communications*, 11(248). <https://doi.org/10.1038/s41467-019-14113-1>
- Coplen, T. B. (2011). Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid Commun Mass Spectrometry*, 25(17), 2538-2560. <https://doi.org/10.1002/rcm.5129>
- Dick, J. M. (2021). Diagrams with multiple metals in CHNOSZ. *Applied Computing and Geosciences*, 10(1), 100059. <https://doi.org/10.1016/j.acags.2021.100059>
- Duarte, T. B. (2015). *Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio vulcânico do Arco Magmático Jurueña, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2015.959537>
- Duarte, T. B., Xavier, R. P., Rodrigues, J. B. (2019). A review of the geodynamic setting of the Volcanic Domain in the Jurueña Magmatic Arc, southwestern Amazon Craton, Brazil, based on geochemical, U-Pb and Sm-Nd data. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 2(1), 37-73. <https://doi.org/10.29396/jgsb>
- Galé, M. G. (2012). *O Depósito do Papagaio: alteração hidrotermal, regime de fluidos, geoquímica e idade, Província Aurífera de Alta Floresta – MT*. Dissertação (Mestrado), Cuiabá: Faculdade de Geociências - UFMT.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233, 2-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Goldfarb, R. J., Pitcairn, I. (2023). Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineral Deposita*, 58, 5-35. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01146-8>
- Grassineau, N. V. (2006). High-precision EA-IRMS analyses of S and C isotopes in geological materials. *Applied Geochemistry*, 21(5), 756-765. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.02.015>
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M., McDonald, I. (2010). Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran. *Economic Geology*, 105, 855-865. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.855>
- Hodkiewicz, P. F., Groves, D. I., Davidson, G. J., Weinberg, R. F., Hagemann, S. G. (2009). Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. *Mineral Deposita*, 44, 129-150. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0211-5>
- Hou, Z. Q., Yang, Z. M., Qu, X. M., Meng, X. J., Li, Z. Q., Beaudoin, Rui, G. Z. Y., Gao, Y. F., Zaw, K. (2009). The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36, 25-51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.006>
- Hutchison, W., Finch, A. A., Boyce, A. J. (2020). The sulfur isotope evolution of magmatic-hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 288, 176-198. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.07.042>
- Juliani, C., Assis, R. R., Monteiro, L. V. S., Fernandes, C. M. D., Martins, J. E. Z. S., Costa e Costa, J. R. (2021). Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Jurueña Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal-Porphyry and Related Deposits. *Minerals*, 11(7), 714. <https://doi.org/10.3390/min11070714>
- Kunifoshita, A. M. U., Santos, F. H., Mesquita, M. J. (2024). The Colíder Paleoproterozoic felsic volcanism: New insights into stratigraphy and petrogenesis in the southern Amazonian Craton. *Geoscience Frontiers*, 15(2), 101722. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101722>

- Kusakabe, M., Komoda, Y., Takano, B., Abiko, T. (2000). Sulfur isotopic effects in the disproportionation reaction of sulfur dioxide in hydrothermal fluids: implications for the $\delta^{34}\text{S}$ variations of dissolved bisulfate and elemental sulfur from active crater lakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97, 287-307. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00161-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00161-4)
- Mesquita, M. J., Assis, R. R., Xavier, R. P., Moretto, M. S., Paes de Barros A. J., Miguel Junior, E. (2015). Ductile shear zone-hosted gold deposits in the Paleoproterozoic Alta Floresta Province (Brazil). *Mineral resources in a sustainable world*, 13, 141-146
- Mesquita, M. J., (2022). Paleoproterozoic gold deposits at Alta Floresta Mineral Province, Brazil, two overprinted mineralizing events? In: T. Torvela, J. S. Lambert-Smith, R. J. Chapman (Eds.), *Recent advances in understanding gold deposits, from orogeny to alluvium*, 516, 109-154. London: Geological Society. <https://doi.org/10.1144/SP516-2021-64>
- Meyer, A. (2017). *Elementos-traço em pirita e calcopirita por microsonda eletrônica em depósitos auríferos filonares da Província Aurífera De Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Monografia (Graduação). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Meyer, A. (2023). *Elementos traço em pirita, por LA-ICP-MS, no depósito aurífero filonar do Paraíba e disseminado do Pé Quente, Província de Alta Floresta (MT)*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.2023.tde-07082023-071735>
- Miguel Júnior, E. (2011). *Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP.
- Mikucki, E. J., Groves, D. I. (1990). Constrains on genesis of primary gold deposits: Mineralogical constrains. In: S.E. Ho, D. I. Groves, J. M. Bennett (Eds.), *Gold Deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. 20, 221-225. Sidney: The University of Western Australia Publication. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/306177985_Constraints_on_genesis_of_primary_gold_deposits_timing_of_mineralization. Acessado em: 17 dez. 2025.
- Mikucki, E. J., Groves, D. I., Cassidy, K. F. (1990). Alteration patterns: wallrock alteration in sub-amphibolite facies gold deposits. In: S.E. Ho, D. I. Groves, J. M. Bennett (Eds.), *Gold Deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. 20, 60-78. Sidney: The University of Western Australia Publication.
- Moreira, I. C. (2019). *Petrogênese dos granitoides e rochas ortoderivadas do depósito Paraíba, Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazonas*. Dissertação (Mestrado). Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP. Disponível em: <https://repositorio.unicamp.br/acervo/detalhe/1231213>. Acessado em: 17 dez. 2025.
- Motta, J. G., Betts, P. G., Meira, V. T., Trevisan, V. G., Souza Filho, C. R. (2022). Unwrapping reworked crust at the Columbia supercontinent margin within central southern Amazon Craton using multi-source geophysics and geochronology data synergy. *Geoscience Frontiers*, 13, 101348. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101348>.
- Moura, M. A. (1998). *O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB. Disponível em: <http://repositorio.unb.br/handle/10482/8040>. Acessado em: 17 dez. 2025.
- Moura, M. A., Botelho, N. F., Olívio, G. R., Kyser, T. K. (2006). Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: Hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101, 585-605. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.3.585>
- Neto, J. T., Abraão, M. M. (2021). Paleoproterozoic arc magmatism in the southern Amazonian Craton, Brazil, Constraints from geology, geochemistry, and geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103229. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103229>
- Ohmoto, H. (1972). Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*, 67(5), 551-578. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.5.551>
- Ohmoto, H., Rye, R. O. (1979). Isotopes of sulphur and carbon. In: H; L. Barnes (Eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 1, 509-567. New York: John Wiley and Sons Inc.
- Ohmoto H., Goldhaber, M. B. (1997). Sulfur and carbon isotopes. In: H. L. Barnes (Eds.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 1, 517-611. New York: John Wiley and Sons Inc.
- Paes de Barros, A. J. (1994). *Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo-MT*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.1995.tde-11062015-093350>
- Paes de Barros, A. J. (2007). *Granitos da região de Peixoto de Azevedo, Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas, Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese (Doutorado), Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2007.404585>
- Pereira, F. C. (2023). *Assinatura isotópica de enxofre em sulfetos do garimpo aurífero filonar do Aguinaldo, Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Relatório Final de Iniciação Científica, Projeto Unificado de Bolsas. São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

- Pilon, M. L. (2023). *Assinatura isotópica de enxofre em sulfetos do garimpo aurífero filonar do Aguinaldo, Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Relatório Final de Iniciação Científica, Projeto Unificado de Bolsas. São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Poggi, L., Ducart, D. F., Mesquita, M. J., Moreira, I. C., Gomes, M. E. B., Souza Filho, C. R. (2022). New Insights into the Evolution and Footprints of the Paraíba Au-Cu-Mo Deposit, Alta Floresta Mineral Province (Brazil), through Integration of Spectral and Conventional Methods. *Minerals*, 12(10), 1327. <https://doi.org/10.3390/min12101327>
- Qu, X., Hou, Z., Li, Y. (2004). Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. *Lithos*, 74, 131-148. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.01.003>
- Quispe, P. C. (2016). *Geologia, geoquímica e geocronologia dos granitoides foliados e rochas subvulcânicas da região de Peixoto de Azevedo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. Dissertação (Mestrado). Campina: Instituto de Geociências – UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2016.989280>
- Richards, J. P. (2009). Post-subduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37, 247-250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Rios, F. S. (2019). *O depósito de Au(Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, Cráton Amazônico, Brasil: um depósito aurífero não-convenicional associado ao sistema pórfiro-epitermal paleoproterozoico Juruena-Teles Pires*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB. Disponível em: <http://repositorio.unb.br/handle/10482/36918>. Acessado em: 17 dez. 2025.
- Rodrigues, R. M. (2012). *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito XI – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Dissertação (Mestrado), Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP.
- Rizzotto, J. G., Alves, C. L., Rios, F. S., Barros, M. A. S. (2019). The Western Amazonia Igneous Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102326. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102326>
- Rollinson, H. R., Paese, V. (2021). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Santos, J. O. S. (2000). *Os terrenos paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas*. Tese (Doutorado), Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Santos, F. S., Pierosan, R., Barros, M. A. S., Geraldés, M. C., Lima, M. F. (2019). Petrology of the Colíder Group volcanic successions in the northernmost Mato Grosso, Brazil: A contribution to the knowledge of the felsic volcanism of the Alta Floresta Gold Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 10-29. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.007>
- Santos, J. O., 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, 453-488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)
- Scandolara, J. E., Correa, R. T., Fuck, R. A., Souza, V. S., Rodrigues, J. B., Ribeiro, P. S. E., Frasca, A. A. S., Saboia, A. M., Lacerda Filho, J. V. (2017). Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton, The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 223-247. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.005>
- Seal, R. R. (2006). Sulfur geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy e Geochemistry*, 61, 633- 677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Seebregts, C. (2017). *Química mineral da clorita e muscovita hidrotermais do depósito aurífero XI, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Monografia (Graduação). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/203232>. Acessado em: 18 dez. 2025.
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J. M., Einaudi, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 251-198. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>
- Schaarschmidt, A., Haase, K. M., Klemm, R., Keith, M., Voudouris, P. C., Alfieris, D., Strauss, H., Wiedenbeck, M. (2021). Boiling effects on trace element and sulfur isotope compositions of sulfides in shallow-marine hydrothermal systems: Evidence from Milos Island, Greece. *Chemical Geology*, 583, 120557. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120457>
- Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J. (2009). Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineral Deposita*, 44, 265-283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Silva, M. G., Abram, M. B. (2008). Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia: Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Silva, A. N. (2018). *Elementos traço em pirita por microsonda eletrônica no depósito disseminado XI, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Monografia (Graduação), Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.

- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (2005). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*. Brasília: Serviço Geológico Brasileiro – CPRM.
- Stefánsson, A., Keller, N., Robin, J. G., Ono, S. (2015). Multiple sulfur isotope systematics of Iceland geothermal fluids and the source and reactions of sulfur in volcanic geothermal systems at divergent plate boundaries. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 165, 307-323. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.045>
- Sun, W., Huang, R., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R. E., Ling, M. (2015). Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews: Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration*, 65, 97-131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Tassinari, C. C. G., Macambira M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/004>
- Trevisan, V. G. (2015). *Estudo comparativo entre mineralizações filonares de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ e $\text{Au} + \text{metais de base}$ do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Dissertação (Mestrado), Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP. <https://doi.org/10.47749/T/UNICAMP.2015.955827>
- Trevisan, V. G., Hagemann, S. G.; Loucks, R. R., Xavier, R. P., Motta, J. G., Parra-Avila, L. A., Petersson, A., Gao, J. F., Kemp, A. I. S., Assis, R. R. (2021). Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province, southern Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 364, 1-43. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106324>
- Vial, D. S., Brunelli, A., Passaneli, G., Rocha, R. (2018). *As venulações relacionadas aos processos de alteração hidrotermal do Depósito de Au-Cu do Paraíba. 4º Seminário das Províncias Metalogenéticas Brasileiras- Província Aurífera Jurueña -Teles Pires*. São Paulo: Serviço Geológico Brasileiro. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/recursos_minerais/venulacoes_alteracao_hidrotermal_deposito_aucu_paraiba.pdf. Acesso em: 03 fev. 2023.
- Xavier, R. P., Rusk, B., Blake, K., Hu Y., Monteiro, L. V. S., Dreher, A. M., Torresi, I., Bortholoto, D., Souza-Filho, C. R. (2008). Comparing iron-oxide-copper-gold systems of the Carajás Mineral Province (Brazil) using apatite trace elements: Implications on genesis and prospectivity. *XLIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba: SBG. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>. Acessado em: 29 jul. 2022.
- Xiao, B., Qin, K., Li, G., Li, J., Xia, D., Chen, L., Zhao, J. (2012). Highly oxidized magma and fluid evolution of Miocene Qulong giant porphyry Cu–Mo deposit, southern Tibet, China. *Resource Geology*, 62, 4-18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2011.00177.x>
- Zhao, G., Zhai, D., Keith, M., Voudouris, P., Tombros, S., Zhang, H., Liu, J. (2025). Sulfur and He-Ar isotopic constraints on the origin of alkalic-type epithermal Au-Ag-Te deposits: Insights from the Golden Sunlight deposit, Montana, USA. *Ore Geology Reviews*, 176, 106435. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106435>
- Zhong, R., Brugger, J., Tomkins, A. G., Chen, Y., Li., W. (2015). Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171, 338-352. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.09.013>