





## Tipologia das mineralizações e química mineral do depósito de Pb-(Zn) Ranchão, zona interna da Faixa Paraguai, Mato Grosso, Brasil

*Mineralization typology and mineral chemistry of the Pb-(Zn) Ranchão deposit, internal zone of the Paraguay Belt, Mato Grosso, Brazil*

Hugo Rafael Silva e Souza<sup>1</sup> , Pedro Maciel de Paula Garcia<sup>1</sup> , Elzio da Silva Barboza<sup>2</sup> ,  
Francisco Egídio Cavalcante Pinho<sup>1</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências - FAGEO, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. Fernando Corrêa da Costa, 2.367, Boa Esperança, CEP: 78060-900, Cuiabá, MT, BR (hugo\_souza@hotmail.com; pedrompgarcia@yahoo.com.br; aguapei@yahoo.com.br)

<sup>2</sup>UFMT/FAGEO, Cuiabá, MT, BR (elziosb@yahoo.com.br)

Recebido em 19 de julho de 2019; aceito em 29 de junho de 2021.

### Resumo

Localizado cerca de 50 km a sudeste da cidade de Cuiabá, o depósito de Pb-(Zn) Ranchão é hospedado por metadiamictitos neoproterozoicos do Grupo Cuiabá (Formação Coxipó, Membro Mata-Mata), zona interna da Faixa Paraguai. As rochas hospedeiras encontram-se intensamente deformadas e foram submetidas a metamorfismo regional na fácies xisto verde e de contato (fácies hornblenda hornfels), resultante da intrusão do Granito São Vicente, de idade cambriana. Este trabalho apresenta a caracterização geológica, petrográfica e de química mineral das mineralizações plumbo-zincíferas do depósito Ranchão, visando compreender os processos metalogenéticos responsáveis pelas concentrações de sulfetos. As zonas mineralizadas, compostas majoritariamente de galena, pirita e esfalerita, ocorrem como brechas, veios e disseminações. Os sulfetos estão associados a alterações hidrotermais das rochas hospedeiras, uma precoce, pré-mineralização (com quartzo-sericita e calcita), e outra tardia, pós-mineralização (com calcita e clorita). As maiores concentrações de minério seguem estruturas com orientação N60-70W e N80-85W, correspondentes às zonas de falhas que contêm o minério brechado. Cálculos geotermométricos indicam temperaturas entre 120 e 190°C para os fluidos hidrotermais tardi a epigenéticos, responsáveis pela formação da clorita. Os dados obtidos do depósito apontam para uma mineralização associada a um sistema meso a epitermal, que afetou diamictitos, previamente convertidos em hornfels pelo contato com o Granito São Vicente. Esses resultados representam uma perspectiva para prospecção de mineralizações similares na Baixada Cuiabana e em outras faixas metassedimentares dobradas com características similares.

**Palavras-chave:** Mineralizações plumbo-zincíferas; Grupo Cuiabá; Granito São Vicente; Química mineral; Alteração hidrotermal.

### Abstract

Located about 50 km southeast of the city of Cuiabá, the Pb-(Zn) Ranchão deposit is hosted by Neoproterozoic meta-diamictites of the Cuiabá Group (Coxipó Formation, Mata-Mata Member), inner zone of the Paraguay Belt. The deeply deformed host rocks underwent greenschist regional metamorphism, as well as contact metamorphism as a result of the intrusion of São Vicente Granite. This work presents the geologic, petrographic, and mineral chemistry characterization of the Ranchão deposit lead-zinc ore, seeking to unravel the metallogenic processes that formed the sulfide concentrations. The mineralizations are mainly composed of galena, pyrite, and sphalerite, and occur as breccia, veins, and disseminations. The sulfides are associated with host rock hydrothermal alterations, one early, pre-mineralization (with quartz-sericite and calcite), and other late, post-ore phase (with calcite and chlorite). The most significant concentrations of ore minerals are structured through N60-70W and N80-85W faults, in which the ore, as breccia, is found. Chlorite geothermometry point to temperatures from 120 to 190°C for late hydrothermal fluids. The features indicate a meso to epithermal system associated with mineralization, which affected meta-diamictites previously metamorphosed by the São Vicente Granite. These results represent a perspective for exploration of similar mineralizations in Cuiabá region and other meta-sedimentary folded belts with similar features.

**Keywords:** Lead-(Zinc) mineralizations; Cuiabá Group; São Vicente Granite; Mineral chemistry; Hydrothermal alteration.

## INTRODUÇÃO

O potencial mineral da Baixada Cuiabana, centro-sul de Mato Grosso, é conhecido desde a invasão do território por bandeirantes, no início do século XVIII. As ocorrências minerais conhecidas correspondem a depósitos auríferos, inicialmente explorados em aluviões e, nas últimas décadas, em veios e filões. Além do potencial aurífero, a extração de diamantes em aluviões ocorre nessa porção do estado. O arcabouço geológico da região é composto de metassedimentos neoproterozoicos intensamente deformados e metamorfizados do Grupo Cuiabá, componentes da zona interna da Faixa Paraguai (Alvarenga e Trompette, 1993).

O depósito de Pb-(Zn) Ranchão foi descoberto na década de 1940, quando, no âmbito da Segunda Guerra Mundial, houve um crescimento na busca por metais essenciais para a indústria bélica. Estudos exploratórios na aureola do metamorfismo de contato do Granito São Vicente no Grupo Cuiabá resultaram na descoberta do depósito, na borda noroeste da intrusão, que foi lavrado durante poucos anos. A mina encerrou as atividades de exploração ainda na década de 1940. O depósito de Pb-(Zn) Ranchão está nos limites do município de Santo Antônio de Leverger, a cerca de 50 km da capital do estado de Mato Grosso, Cuiabá. As zonas mineralizadas, formadas majoritariamente por galena, esfalerita e pirita, apresentam teores de até 46,2% de Pb.

Ainda são escassas as informações geológicas referentes ao depósito de Pb-(Zn) Ranchão, especialmente de cunho metalogenético, visto se tratar de mineralizações com características peculiares. Apesar de correlacionável a sistemas minerais amplamente conhecidos (como skarn e epitermal), esse depósito tem características que o destacam, como hospedeiras clásticas, paragéneses de alteração hidrotermal, minerais de minério e associações metalíferas. Este trabalho tem como objetivo compreender os processos geológicos e metalogenéticos que resultaram na concentração de sulfetos de Pb e Zn no depósito Ranchão. Nesse sentido, petrografia da hospedeira e alteração hidrotermal, bem como estudos de química mineral em clorita, foram conduzidos de modo que melhor se compreenda a evolução paragenética do paleossistema hidrotermal, além da relação das zonas mineralizadas com a estruturação da zona interna da Faixa Paraguai. Os dados e as discussões aqui trazidos evidenciam aspectos raramente documentados em depósitos de Pb-(Zn) associados a intrusões graníticas, o que amplia o leque dos estudos metalogenéticos e de exploração mineral sobre depósitos plumbo-zincíferos hospedados em rochas metassedimentares clásticas, especialmente em faixas dobradas com características similares.

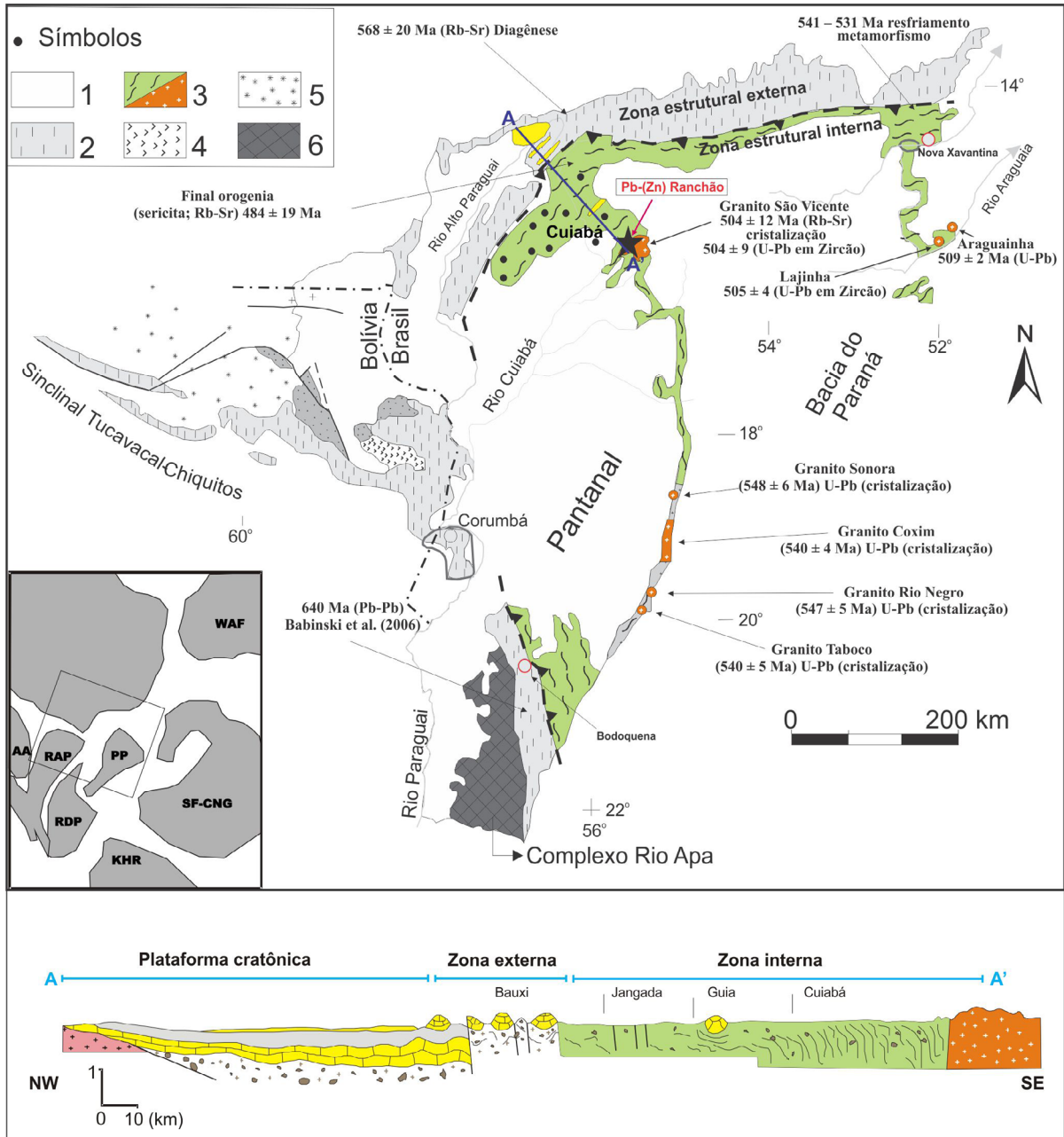
## GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Paraguai é uma unidade geotectônica de idade neoproterozoica, localizada nas bordas do Cráton Amazônico, com convexidade e direção N-S caracterizada por metassedimentos. Inclui metarenitos, metargilitos, metadiamicritos, metarcósios, filitos sericíticos, filitos carbonosos, além de formações ferríferas, calcários e margas, dobrados e metamorfizados (Figura 1). Sua origem e evolução estão correlacionadas à convergência e à colisão de três blocos continentais: Amazônia (a oeste), São Francisco-Congo (leste) e do Paraná ou Rio de La Plata (ao sul) (Almeida, 1984). Almeida (1984) e Alvarenga e Trompette (1993) dividem a Faixa Paraguai em três zonas (ou domínios). Almeida (1984) divide-a em: Brasilides metamórficas, Brasilides não metamórficas e Coberturas Brasilianas, que correspondem às unidades Inferior, de origem turbidítica-glaciogênica, Média carbonatada e Superior detrítica. Alvarenga e Trompette (1993) dividem a Faixa Paraguai em Zona Estrutural Interna, Zona Estrutural Externa e Cobertura Sedimentar de Plataforma. Ruiz et al. (1999) denominaram os domínios da Faixa Paraguai em: Domínio Tectônico Antepaís, que compreende as formações: Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino; Domínio Externo, onde as mesmas formações citadas anteriormente apresentam-se afetadas pela Orogênese Brasileira, associada a dobramentos em escala regional e falhas direcionais transcorrentes; Domínio Interno, constituído pelo Grupo Cuiabá, Nova Xavantina, Vulcânicas de Mimoso e pela Província Granítica Mato-grossense. O depósito de Pb-(Zn) Ranchão está localizado no contexto tectônico do Domínio Interno da Faixa (Ruiz et al., 1999), adjacente ao Granito São Vicente (Almeida, 1954).

No Domínio Estrutural Interno, os metassedimentos estão dobrados e apresentam isoclinais fechadas, que passam progressivamente em direção ao cráton e às coberturas em parte contemporâneas, estruturalmente onduladas e falhadas, mas não metamorfizadas (Alvarenga, 1990; Alvarenga e Trompette, 1993), formadas durante a Orogênese Brasileira. É caracterizada por intensa deformação linear polifásica, presença de falhas inversas, escassez de vulcanismo e presença de plútons graníticos com idades de cristalização U-Pb variando entre  $548 \pm 6$  Ma e  $504 \pm 9$  Ma (Godoy et al., 2010).

Os dados geocronológicos referentes à Faixa Paraguai indicam que o processo colisional teria ocorrido no Brasileiro. Barros et al. (1982) apresentaram idades Rb/Sr de  $484 \pm 19$  Ma para filito, assim como Gerald et al. (2008) apresentaram um intervalo de idades entre 541 e 531 Ma interpretadas como resfriamento do metamorfismo regional na região de Nova Xavantina, porção leste da Faixa Paraguai.

Luz et al. (1980) subdividem o Grupo Cuiabá na região da Baixada Cuiabana em nove subunidades, além de uma subunidade indivisa. O depósito está inserido na subunidade indivisa, que abrange quartzito, diamicrito, metarenito, filito



WAF: Cráton do Oeste Africano; SF-CNG: Cráton do São Francisco/Congo; RAP: Cráton Rio de la Plata; KHR: Cráton Kalahari; PP: Bloco Paraná; RAP: Bloco Rio Apa; AA: Bloco Aguapeí.  
 Fonte: modificado a partir de Alvarenga e Trompette (1993) e Barboza (2008).

**Figura 1.** Contexto regional da Faixa Paraguai: 1) Cobertura fanerozoica; 2) Cobertura de Plataforma neoproterozoica/cambriana da Faixa Paraguai; 3) Metassedimentos e granitos da Faixa Paraguai; 4) Complexo máfico-ultramáfico Rincon del Tigre; 5) Metassedimentos e granitoides das Faixas Móvel Sunsás e Rondoniano-San Ignácio; 6) Gnaisses e granitoides do Complexo Rio Apa.

e filito conglomerático. Tokashiki e Saes (2008) propõem a subdivisão do Grupo Cuiabá em três unidades litoestratigráficas baseadas nas descrições clássicas da literatura relacionada à Faixa Paraguai: Formação Campina de Pedra, Formação Acorizal (Membros Cangas e Engenho) e Formação Coxipó

(Membros Mata-Mata e Guia), esta última correspondente às unidades 6, 7 e 8 de Luiz et al. (1980). Beal (2013) também propõe para a Formação Coxipó duas fácies denominadas: Fácies Lajinha e Fácies Rosário, correlacionáveis à subunidade indivisa de Luiz et al. (1980), respectivamente,

e à Fácies Proximal da Unidade Turbidítica Glacio-marinha de Alvarenga (1988).

O Granito São Vicente, com uma área de aproximadamente 430 km<sup>2</sup>, localiza-se cerca de 50 km a leste de Cuiabá e foi inicialmente descrito por Almeida (1954). De composição essencialmente sienogranítica e subordinadamente monzogranítica, foi alojado no estágio tardi-cinemático do evento Brasileiro (Almeida, 1954, 1968; Alvarenga et al., 2000). Posteriormente, Godoy et al. (2007) classificaram os granitos da parte norte da Faixa Paraguai (São Vicente e Lajinha) como pós-colisionais e intraplaca. O Granito São Vicente é intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá e está parcialmente recoberto na porção leste por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Observa-se, em todo o maciço, numerosos diques e veios aplíticos e/ou pegmatoides de espessuras centimétricas (Godoy et al., 2007). A cristalização das rochas ígneas intrusivas no Grupo Cuiabá mostra idades, obtidas pelo método U-Pb, de 521 ± 8 Ma (Ferreira, 2009), 504 ± 9 Ma (Godoy et al., 2010) e de 518 ± 4 Ma (McGee et al., 2015), 528 ± 4 Ma (Trivelli et al., 2017) para o Granito São Vicente.

Alvarenga e Trompette (1993) separam as deformações da Faixa Paraguai em quatro fases, designadas de D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>, sendo todas elas relacionadas à Orogênese Brasileira, mas apenas a fase D<sub>1</sub> é considerada como a fase principal dentre elas, enquanto as demais (D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> e D<sub>4</sub>) representam episódios contínuos de deformação em um mesmo evento. Silva et al. (2002) corroboram a proposta de Alvarenga e Trompette (1993) sobre o número de fases existentes. Outros autores, como Barboza et al. (2013, 2018), reconhecem apenas três foliações e unificam as deformações intermediárias (D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub>), justificando que elas fazem parte de um mesmo evento.

Na Zona Estrutural Interna, onde se localiza o depósito de Pb-(Zn) Ranchão, a fase D<sub>1</sub> representa uma evolução tectônica condizente com o aumento da intensidade do dobramento, acompanhada por metamorfismo na fácies xisto verde, com concomitante desenvolvimento de minerais micáceos nos planos de clivagem S<sub>1</sub>. Esta última, resultado de um regime compressional com extensão regional (Alvarenga e Trompette, 1993). As fases D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub> têm um caráter local e são caracterizadas por clivagens de crenulação. A deformação mais tardia, D<sub>4</sub>, associa-se a dobras amplas de escala regional, perpendiculares às orientações estruturais das demais fases de deformação. As fraturas decorrentes da deformação D<sub>4</sub> são relacionadas ao resfriamento crustal, de caráter rúptil e pós-tectônicas, evidenciado pela sua penetratividade no Granito São Vicente, de caráter tardi-orogênico (Alvarenga e Trompette, 1993).

## METODOLOGIA

Coletaram-se 25 amostras, provenientes do halo de alteração entre o metadiamicrito (hospedeira) e o granito, das quais

11 são provenientes de furos de sondagem e 14 da galeria da mina. Desse total, 14 amostras foram selecionadas de acordo com a representatividade litológica e da alteração hidrotermal e enviadas para confecção de seções delgadas-polidas, na companhia PetrografiaBR, em Contagem (MG). A etapa petrográfica foi realizada no laboratório de microscopia de minérios da Faculdade de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso (FAGEO-UFMT), em luz transmitida e refletida em microscópio petrográfico da marca Olympus modelo BX51-P.

Com a finalidade de determinar, quantitativamente, as composições químicas dos minerais de minério e ganga presentes nos diferentes tipos de minério do depósito, dez seções delgadas-polidas foram submetidas a análises de microsonda eletrônica. Tais análises foram conduzidas no laboratório de microsonda eletrônica (ME) do Centro Regional de Desenvolvimento Tecnológico e Inovação (CRTI), localizado na Universidade Federal de Goiás (UFG). As lâminas foram recobertas com material condutor (carbono) em uma evaporadora a vácuo JEOL JEE-420.

Após a etapa de preparação das lâminas, elas foram posicionadas em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 para coletar dados, por meio de imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectrometria por dispersão de onda (WDS), previamente obtidas no mesmo aparelho. Também se utilizou para controle um detector EDS (JEOL) acoplado ao microscópio. Estão disponíveis cristais analisadores (TAP, LIF/L-H, PET/L-H, PETH, LDE1, LDE2), que permitem a análise quantitativa de todos os elementos com número atômico maior que 4, ou seja, a partir do boro.

Executaram-se as análises com tensão de aceleração de elétrons de 15 kV, feixe de elétrons de 1 µm para os sulfetos e sulfatos e de 5 µm para os demais minerais. O tempo de análise foi de 10 a 30 segundos por ponto. Analisaram-se cristais de pirita, galena, esfalerita, anglesita e clorita. Nos sulfetos (pirita, galena e esfalerita), examinaram-se As, W, Zn, Co, Fe, Mn, Te, Sb, Pb, Ni, S, Cd, Ag, Bi, Au e Cu. Nos cristais de sulfatos (anglesita), analisaram-se As<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, WO<sub>3</sub>, ZnO, CoO, FeO, MnO, TeO<sub>2</sub>, Sb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, PbO, NiO, SO<sub>3</sub>, CdO, Ag<sub>2</sub>O, Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Au<sub>2</sub>O e CuO. Para as análises de clorita, dosaram-se F, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, SrO, MgO, MnO, CaO, BaO, TiO<sub>2</sub>, Cl, K<sub>2</sub>O e FeO. Todo o ferro foi considerado como ferroso. A Tabela 1 apresenta a relação de padrões utilizados nas análises de microsonda eletrônica de sulfetos, sulfato (anglesita) e clorita do depósito Ranchão.

Para o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais, adotou-se a metodologia descrita por Deer et al. (1992), com o uso do *software* Microsoft Excel 2016. Planilhas disponibilizadas pelo Laboratório de ME da Universidade de Brasília (UnB) e por Tindle (2010) foram utilizadas para validar e balizar os cálculos. Os dados de sulfetos foram organizados e plotados em gráficos concebidos e elaborados, da mesma forma, com o Excel 2016. No caso dos sulfetos,



**Tabela 1.** Padrões utilizados nas análises de microsonda eletrônica.

Sulfetos		Sulfato		Clorita	
Elemento	Padrão	Elemento	Padrão	Elemento	Padrão
As	GaAs	As	GaAs	F	CaF <sub>2</sub>
W	CaWO <sub>4</sub>	W	CaWO <sub>4</sub>	Si	SiO <sub>2</sub>
Zn	Zn	Zn	Zn	Al	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Co	Co	Co	Co	Na	Jadeíta
Fe	Fe	Fe	Fe	Sr	Sr-Anortita
Mn	Mn	Mn	Mn	Mg	Dolomita
Te	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>	Te	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>	Mn	Siderita
Sb	Sb	Sb	Sb	Ca	Calcita
Pb	PbS	Pb	PbO	Ba	Celsiana
Ni	Ni	Ni	Ni	Ti	Ilmenita
S	CuFeS <sub>2</sub>	S	BaSO <sub>4</sub>	Cl	Cl_Scap
Cd	Cd	Cd	Cd	K	Ortoclasio
Ag	Ag	Ag	Ag	Fe	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
Bi	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>	Bi	Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>		
Au	Au	Au	Au		
Cu	Cu	Cu	Cu		

selecionaram-se as análises que tiveram fechamentos estequiométricos entre 98,5 e 101,5%, cujas tabelas se encontram em: Documento Suplementar 1.

Para o cálculo do geotermômetro da clorita, utilizaram-se as equações propostas por Cathelineau (1988) e Zang e Fyfe (1995), dispostas na Tabela 2.

Seguindo a convenção adotada na literatura (Caritat et al., 1993; Bourdelle et al., 2013), descartaram-se os pontos de clorita nos quais as análises excederam 0,5% em óxidos do somatório de Ca, Na e K. Com isso, excluíram-se 40 pontos analisados em três amostras. Isso porque a estrutura cristalina de uma clorita não pode comportar tais elementos sem uma grande deformação em sua estrutura, gerando alta quantidade de vacâncias (Jiang et al., 1994), sendo assim consideradas inapropriadas para uso como geotermômetro.

As planilhas e os cálculos geotermométricos foram, da mesma forma, confeccionados pelo *software* Microsoft Excel 2016.

## GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO RANÇÃO

O depósito Ranchão está hospedado nos metadiamicititos polimícticos da Formação Coxipó, Membro (ou Fácies) Mata-Mata, componente do Grupo Cuiabá (Figura 2). Essas rochas ocorrem intercaladas, na região, com filitos e quartzitos da mesma unidade. O Granito São Vicente intrude os litotipos metassedimentares do Grupo Cuiabá

nessa área, o que resultou na formação de uma auréola de hornfels. Essas unidades são recobertas por arenitos e arenitos conglomeráticos da Formação Furnas (da Bacia do Paraná) e por coberturas sedimentares recentes, representadas por depósitos aluvionares e colúvio-eluvionares.

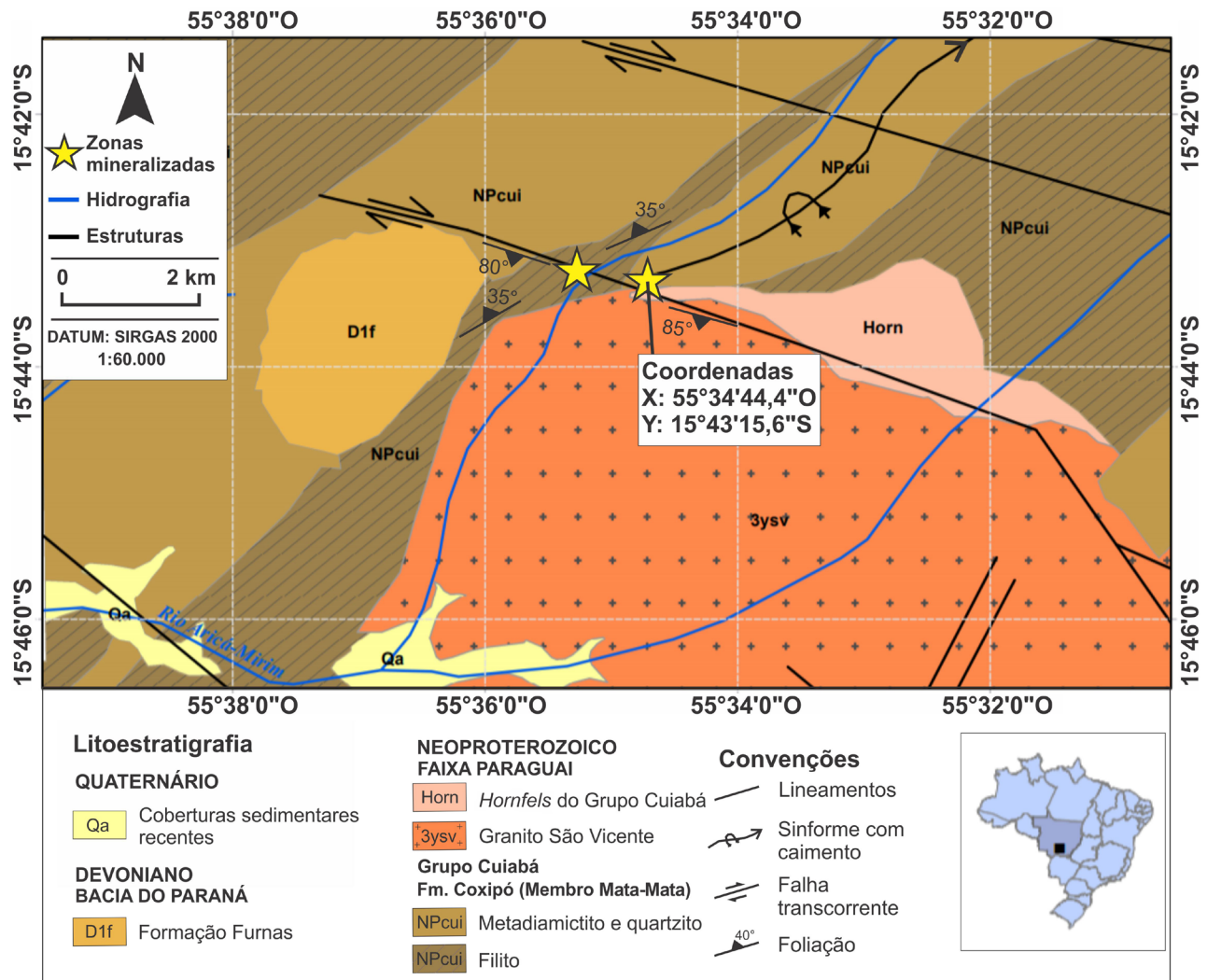
Estratos de metadiamicititos polimícticos do Membro Mata-Mata, que hospedam as zonas mineralizadas com Pb-(Zn), possuem matriz areno-argilosa, constituída de muscovita, quartzo<sub>1</sub>, biotita e sericita<sub>1</sub>, resultantes de processos sedimentares e metamórficos. Grãos de quartzo<sub>2</sub> recristalizados, subidioblásticos, por vezes com extinção ondulante, além de cristais de plagioclásio xenoblásticos a subidioblásticos que ocorrem em meio à matriz (Figura 3A). Observam-se, localmente na matriz, pequenos cristais xenomórficos de hematita<sub>1</sub> e piritita<sub>1</sub>. Porfiroblastos de plagioclásio<sub>2</sub>, hornblenda e calcita<sub>1</sub> (Figura 3B), subidioblásticos a idioblásticos apresentam contatos retos e curvos e se destacam da matriz, dadas as suas dimensões ligeiramente maiores.

O metadiamicitito hospedeiro apresenta xistosidade, marcada por cristais de sericita<sub>1</sub>, muscovita e biotita, orientados segundo a foliação principal S<sub>1</sub>, em meio a cristais de quartzo e plagioclásio, o que lhes confere textura granolepidoblástica. Essas rochas contêm clastos milimétricos a centimétricos de quartzo, hornblenda, plagioclásio e fragmentos de rochas intraformacionais achatados e orientados segundo o plano da foliação S<sub>1</sub> (Figura 4A), com atitude N60E/35NW, mostrando frequentemente texturas com sombras de pressão.

O depósito consiste em um sistema de veios de quartzo, com carbonatos, galena, anglesita, piritita e esfalerita. O minério

**Tabela 2.** Fórmulas utilizadas para cálculos geotermométricos com cloritas.

Autores	Fórmula	Al <sup>IV</sup>	Correção
Cathelineau (1988)	$T(^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98.(Al^{IV})$	$Al^{IV}/14(O)$	-
Zang e Fyfe (1995)	$T(^{\circ}\text{C}) = 106,2 Al^{IV}_{corr} + 17,5$	$Al^{IV}_{corr}/28(O)$	$Al^{IV}_{corr} = Al^{IV} - 0,88Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)+0,2992$

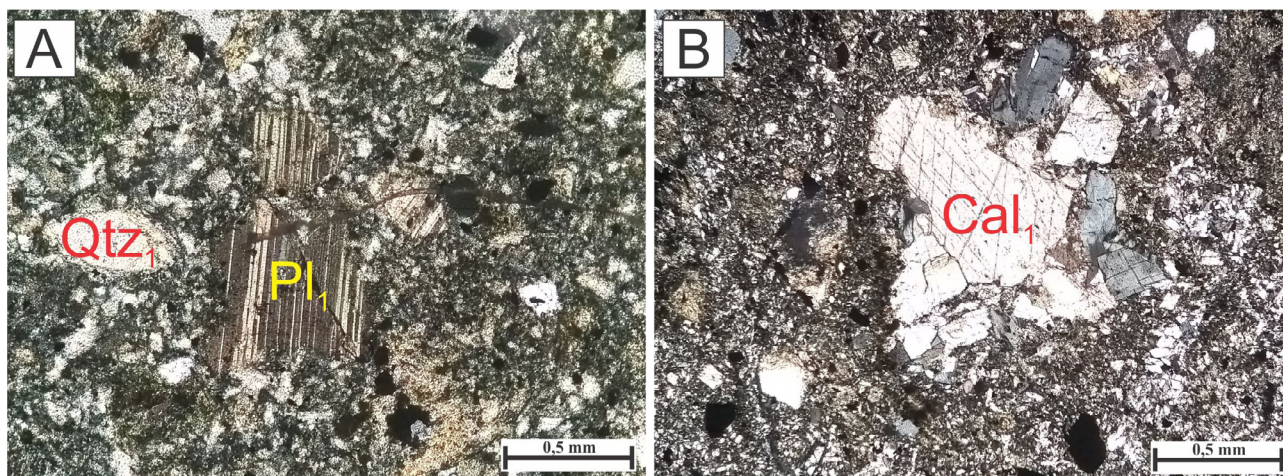


**Figura 2.** Mapa geológico do depósito Rancho.

ocorre em três estilos principais: em brechas, em veios e como disseminações no metadiamicrito. Ocorrem ainda hematita<sub>2</sub>, anglesita e limonita como produtos de alteração supergênica dos sulfetos. A mineralização segue duas principais direções principais: N60-70W e N80-85W, em veios subverticais e zonas de brechas, encaixados em falhas transcorrentes destrais, desenvolvidas na transição de regime rúptil-dúctil, evidenciadas por fraturas e dobras de arrasto impressas na rocha encaixante.

### Alteração hidrotermal

As zonas sulfetadas ocorrem em três principais estilos: em brechas, em veios e disseminadas. Destas, o minério brechado corresponde à principal zona mineralizada, com teores de até 46,2%. Está associado a concentrações maciças de galena, que chegam a 53% do volume do minério, com menores teores de esfalerita e pirita (volumes médios de 2 e 6%, respectivamente). O minério brechado é constituído da



Cal: calcita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

**Figura 3.** (A) Plagioclásio<sub>1</sub> e quartzo<sub>1</sub> em matriz quartzosa do metadiamiccito, com quartzo estirado segundo a foliação S<sub>1</sub>. (B) Calcita<sub>1</sub> formada durante metamorfismo da rocha encaixante. Fotomicrografias registradas sob polarizadores cruzados.

paragênese galena<sub>1</sub>-esfalerita<sub>1</sub>-calcopirita- pirita<sub>2</sub>-quartzo<sub>4</sub>. A galena é comumente substituída por anglesita (Figura 4B), que envolve porções fragmentadas com clastos angulosos da rocha hospedeira (Figura 4C). O minério venular é composto pela paragênese galena<sub>2</sub>-esfalerita<sub>2</sub>-pirita<sub>3</sub>-calcita<sub>3</sub>-quartzo<sub>5</sub>. É marcado por vênulas milimétricas e veios com até 6 cm de espessura de sulfetos que truncam o metadiamiccito hospedeiro (Figura 4D), e por vezes, são truncadas por veios de calcita<sub>4</sub> (Figura 4E). O minério disseminado está associado à paragênese galena<sub>3</sub>-esfalerita<sub>3</sub>-arsenopirita-pirita<sub>4</sub>-clorita<sub>2</sub>. As disseminações de galena, esfalerita e pirita são observadas nas rochas hospedeiras, associadas por vezes a zonas com concentrações de sulfetos em veios ou em brechas (Figura 4F).

No depósito Ranchão, as unidades metassedimentares, assim como o Granito São Vicente, foram afetadas por diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal. Com base em relações macroscópicas e estudos petrográficos de detalhe, foi possível estabelecer a evolução temporal do sistema hidrotermal do depósito, sintetizada no diagrama de evolução paragenética da Figura 5. Caracterizaram-se seis fases hidrotermais, incluindo as três da mineralização: alterações hidrotermais pré-mineralização (com clorita<sub>1</sub>-sericita<sub>2</sub>-quartzo<sub>3</sub> e com calcita<sub>2</sub>), mineralizações (em brecha, venular e disseminada) e alteração hidrotermal tardia (com calcita<sub>4</sub>-clorita<sub>3</sub>). Caracterizaram-se ainda as fases minerais formadas por ação intempérica. Os minerais relacionados a mais de uma fase do diagrama foram separados pelo uso de pós-fixos numéricos. A seguir, são descritas as paragêneses observadas, de acordo com cada fase expressa no diagrama.

#### *Paragêneses hidrotermais pré-mineralização*

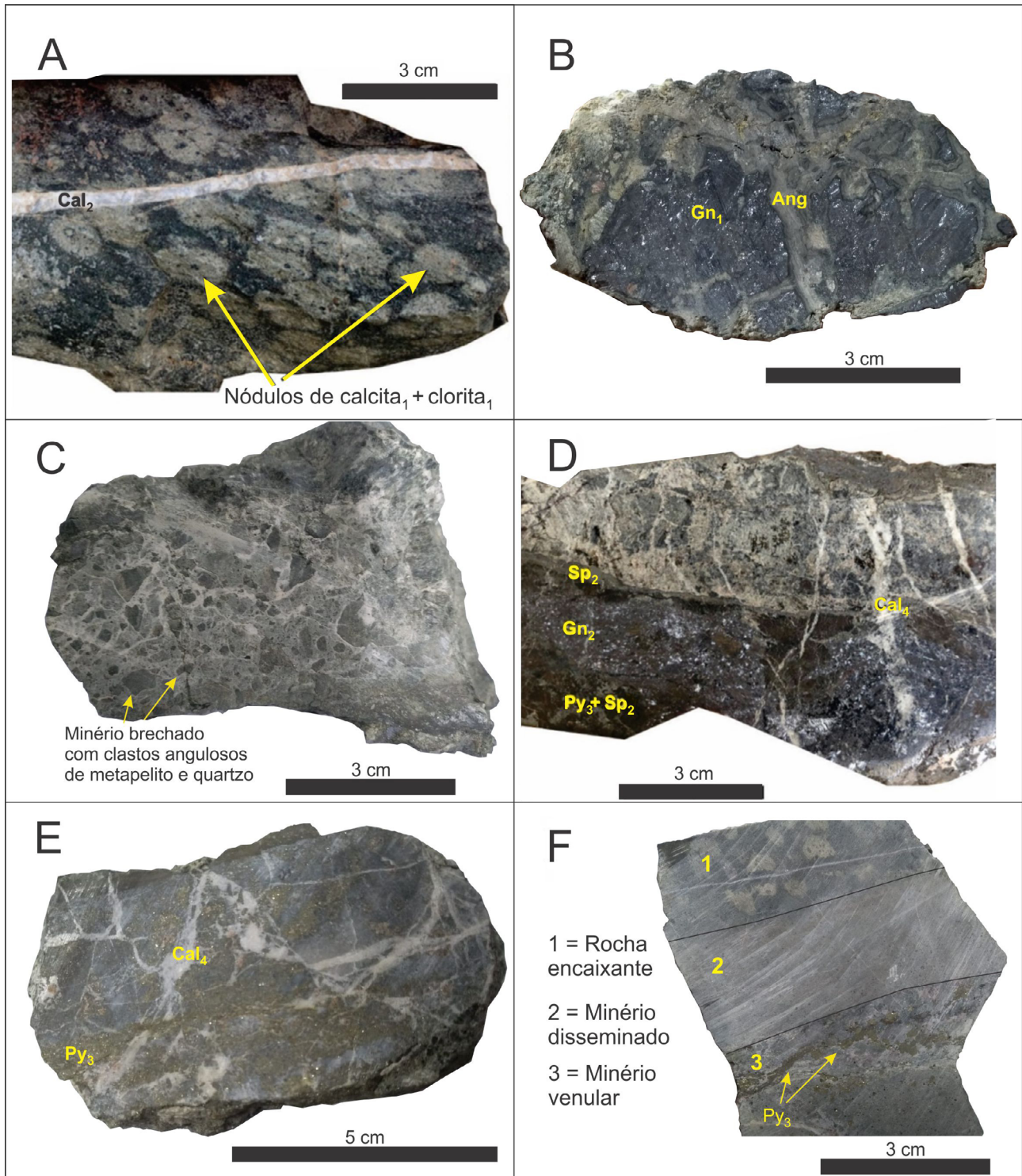
Duas fases de paragêneses hidrotermais pré-mineralização foram identificadas no depósito. A primeira delas, pervasiva, marcada por halos de sericita<sub>2</sub>-clorita<sub>1</sub>-quartzo<sub>3</sub>. Esses halos são cortados por veios e vênulas de calcita<sub>2</sub> da segunda fase hidrotermal pré-mineralização, os quais truncam a matriz do metadiamiccito, apresentando contatos retos e difusos (Figuras 6A e 6B).

#### *Zonas mineralizadas*

As zonas mineralizadas do depósito Pb-(Zn) Ranchão são constituídas por galena, esfalerita, pirita, além de calcopirita e arsenopirita em menor proporção. No estilo brechado, que está associado a zonas de cisalhamento, a galena<sub>1</sub> ocorre associada com esfalerita<sub>1</sub>, localmente intercrescida com calcopirita, com textura do tipo “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*, Figura 7A). Os cristais de galena<sub>1</sub>, esfalerita<sub>1</sub> e pirita<sub>2</sub> são subidiomórficos a idiomórficos e possuem contatos retos com quartzo<sub>4</sub>.

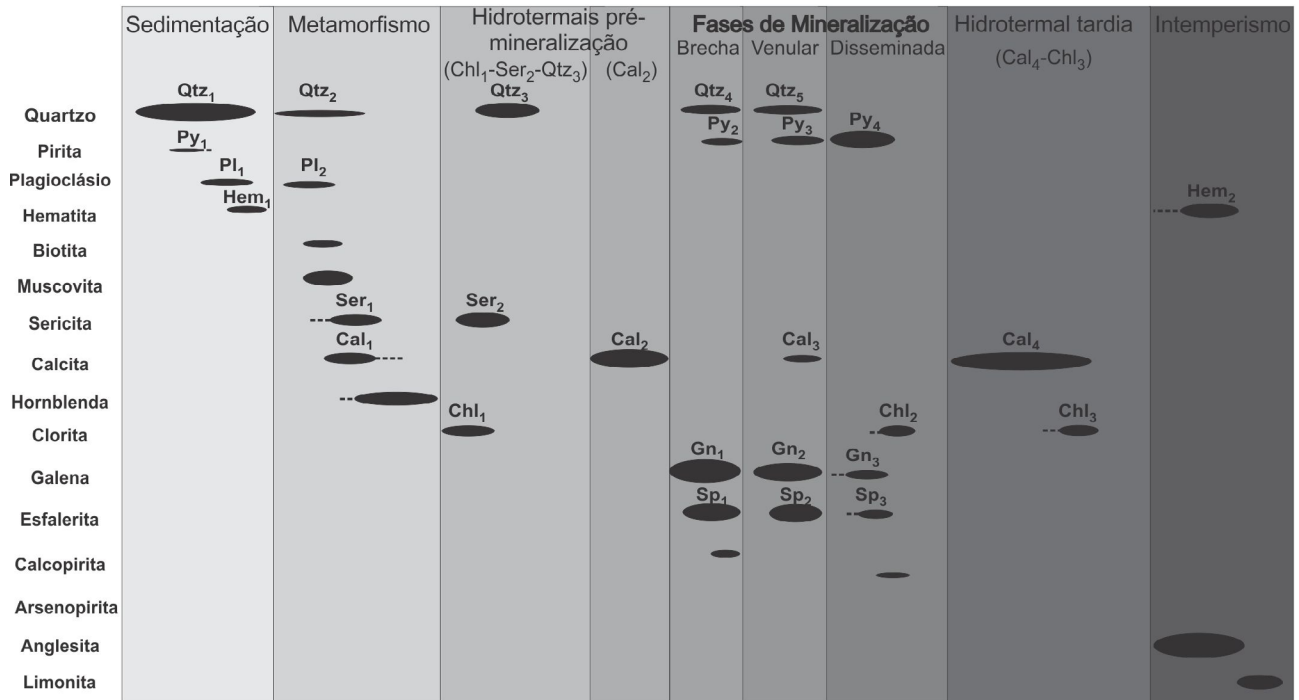
O minério venular trunca as zonas brechadas, sendo composto em média de 8% de galena<sub>2</sub>, 4% de esfalerita<sub>2</sub> e 2% de pirita<sub>3</sub>. Os sulfetos ocorrem principalmente na forma de vênulas com quartzo<sub>5</sub> e são subidiomórficos a idiomórficos (Figura 7B). As vênulas sulfetadas truncam as vênulas de calcita<sub>2</sub>, assim como a matriz de metadiamiccito (Figura 7C). Ocorrem vênulas mineralizadas em pirita xenomórfica a subidiomórfica e anglesita xenomórfica tardia, como produtos de oxidação da galena (Figura 7D). A última fase de mineralização é marcada por disseminações





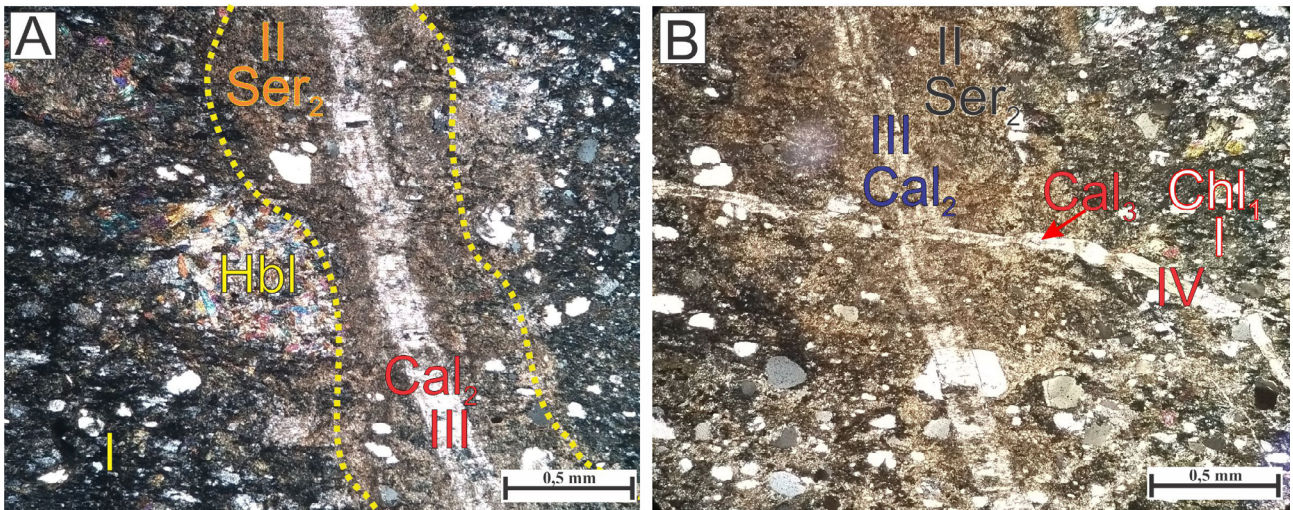
Ang: anglesita; Cal: calcita; Gn: galena; Py: pirita; Sp: esfalerita.

**Figura 4.** Diferentes estilos das zonas mineralizadas em Pb-Zn do depósito Rancho. (A) Metadiamictito com clastos alinhados segundo a foliação  $S_1$ , truncados por vênula de calcita<sub>2</sub>. (B) Brecha rica em galena<sub>1</sub>, maciça, substituída por anglesita. (C) Brecha com fragmentos de rocha cloritizada, com destaque para os clastos angulosos e vênulas tardias de calcita. (D) Minério venular constituído de galena<sub>2</sub>, esfalerita<sub>2</sub> e pirita<sub>3</sub>, cortadas por vênulas de calcita<sub>4</sub> tardia. (E) Minério rico em pirita<sub>3</sub> cortado por vênulas posteriores de calcita<sub>4</sub>. (F) Minério disseminado e em veios encaixados no metadiamictito. A numeração dos minerais corresponde àquela relacionada às diferentes fases paragenéticas, representadas na Figura 5.



Cal: calcita; Chl: clorita; Gn: galena; Hem: hematita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qtz: quartzo; Ser: sericita; Sp: esfalerita.

**Figura 5.** Evolução paragenética do sistema hidrotermal do depósito Ranchão.



Cal: calcita; Chl: clorita; Hbl: hornblenda; Ser: sericita.

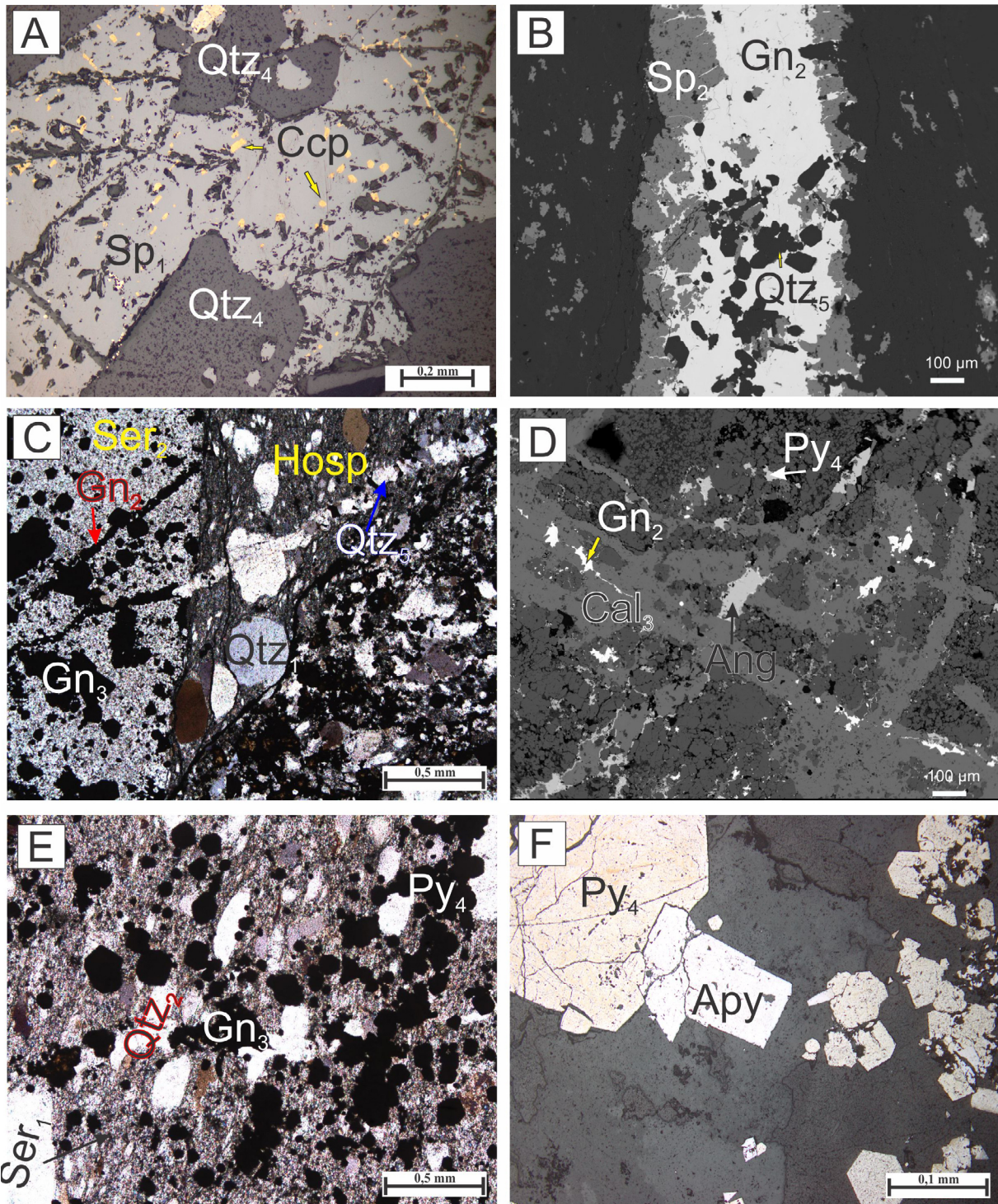
**Figura 6.** (A) Halo de alteração serítica<sub>2</sub> (II) cortando a paragênese metamórfica (I), constituída de quartzo<sub>2</sub>, sericita<sub>1</sub> e hornblenda, ambos truncados por alteração venular (III), constituída de calcita<sub>2</sub>. (B) Rocha hospedeira metadiamictítica com alteração clorítica<sub>1</sub> (I) e sericítica<sub>2</sub> (II), pervasivas, truncadas por veios de calcita<sub>2</sub> (III) e calcita<sub>3</sub> (IV). Fotomicrografias com polarizadores cruzados.

de galena<sub>3</sub>, esfalerita<sub>3</sub>, pirita<sub>4</sub> e arsenopirita, idiomórficos que ocorrem na matriz dos metadiamictitos substituindo quartzo (1 e 2) e sericita<sub>1</sub> (Figuras 7E e 7F). A galena representa cerca de 6% em volume, enquanto a esfalerita e a pirita representam, cada uma, aproximadamente 4%

do minério disseminado. Observa-se o desenvolvimento tardio de clorita<sub>2</sub> xenomórfica a subidiomórfica, substituindo os sulfetos.

Imagens de elétrons retroespalhados evidenciam contatos retos e curvos, indicativos de intercrescimento entre





Ang: anglesita; Apy: arsenopirita; Cal: calcita; Ccp: calcopirita; Gn: galena; Hosp: rocha hospedeira (metadiamictito); Py: pirita; Qtz: quartzo.

**Figura 7.** (A) Esfalerita<sub>1</sub> xenomórfica com textura da “doença da calcopirita” (*chalcopyrite disease*), em paragênese com quartzo<sub>4</sub>, proveniente do minério brechado. (B) Veio de quartzo<sub>5</sub> e galena<sub>2</sub> com esfalerita<sub>2</sub> nas bordas. (C) Hospedeira cortada por minério venular (galena<sub>2</sub> e quartzo<sub>4</sub>) e com disseminações (galena<sub>3</sub>). (D) Vênulas de calcita<sub>3</sub> e galena<sub>2</sub>, substituídas por anglesita xenomórfica tardia. Ocorrem disseminações de pirita<sub>4</sub>, xenomórfica a subidiomórfica. (E) Galena<sub>3</sub> e pirita<sub>4</sub> idiomórficas dispostas na matriz dos metadiamictitos, apresentando relação de substituição com quartzo<sub>2</sub> e sericita<sub>2</sub>. (F) Substituição de pirita<sub>4</sub> por arsenopirita no minério disseminado. Fotomicrografias (A e F), com luz refletida; (C e E), sob luz planopolarizada; (B e D) imagem de elétrons retroespalhados (ao MEV).



galena<sub>1</sub> e esfalerita<sub>1</sub> (minério brechado, Figura 8A), e a substituição da matriz metassedimentar por sulfetos, que englobam os minerais silicáticos e fazem contatos irregulares (Figuras 8B, 8C e 8D).

#### *Hidrotermal tardio*

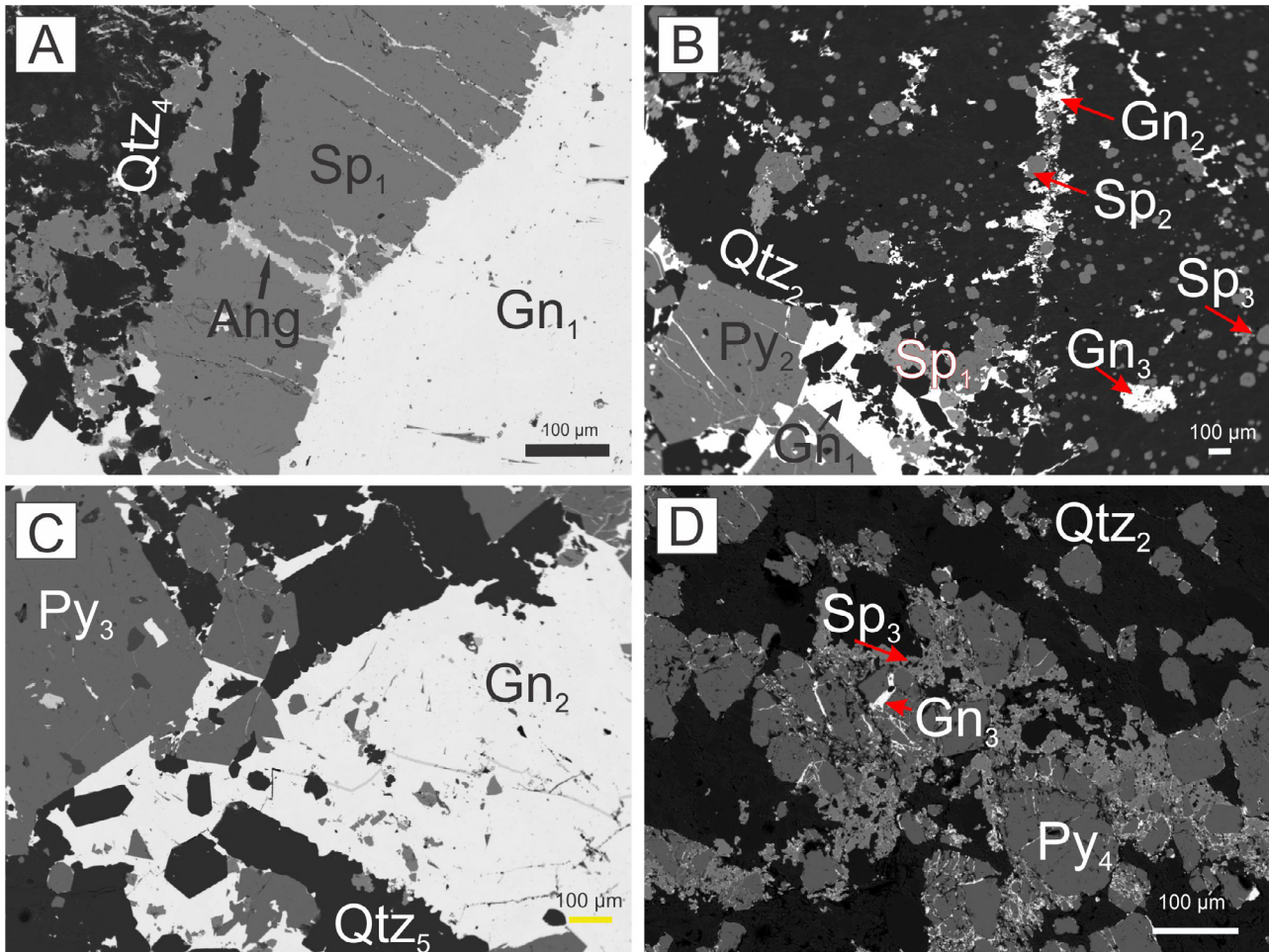
A presença de vênulas tardias com calcita<sub>4</sub> e, secundariamente, sericita<sub>3</sub> está relacionada à fase hidrotermal tardia. As vênulas de calcita subidiomórfica truncam a matriz meta-diamictítica e as vênulas de sulfetos (Figura 9A). Vênulas com calcita<sub>4</sub> e clorita<sub>3</sub>, ou apenas com clorita<sub>3</sub>, truncam também sulfetos venulares ou disseminados e resultam em cristais xenomórficos (Figura 9B).

#### **Microssonda eletrônica**

Para estabelecer padrões geoquímicos das mineralizações plumbo-zincíferas, o foco das análises dos minerais de minério foi individualizar as paragêneses sulfetadas (galena, pirita, esfalerita) e anglesita. A seguir, são descritos os resultados das análises de microssonda eletrônica.

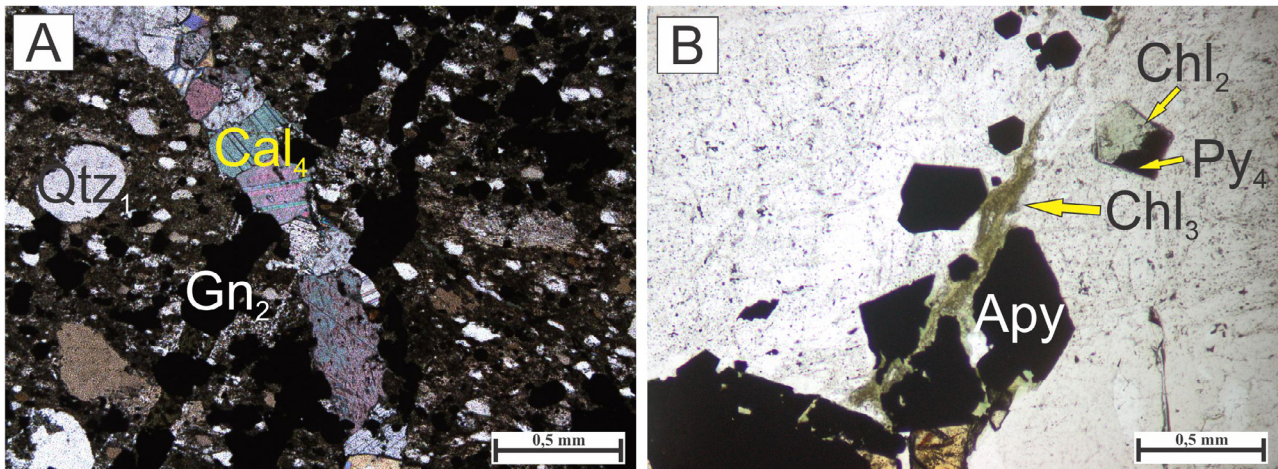
#### *Pirita*

Analisaram-se 64 pontos em pirita, sendo 18 em brechas, 20 em veios e 16 em disseminações. Os cristais de pirita do minério possuem, em geral, concentrações expressivas de As, Zn, Co, W, Ag e Au. A pirita contida nos veios de



Ang: anglesita; Gn: galena; Py: pirita; Qtz: quartzo; Sp: esfalerita.

**Figura 8.** Imagens de elétrons retroespalhados (MEV). (A) Contatos retos e curvos em minério brechado, indicando intercrescimento entre esfalerita<sub>1</sub> e galena<sub>1</sub>, com esta última substituída por anglesita. (B) Relação entre minério brechado (galena<sub>1</sub>, esfalerita<sub>1</sub> e pirita<sub>2</sub>), venular (galena<sub>2</sub> e esfalerita<sub>2</sub>) e disseminado (galena<sub>3</sub> e esfalerita<sub>3</sub>). (C) Minério venular (em detalhe), mostrando contatos retos entre galena<sub>2</sub>, pirita<sub>3</sub> e quartzo<sub>5</sub>. (D) Substituição da matriz metassedimentar (quartzo<sub>2</sub>) por sulfetos (esfalerita<sub>3</sub>, galena<sub>3</sub> e pirita<sub>4</sub>), com minerais silicáticos sendo englobados e com contatos irregulares no minério brechado.



Apy: arsenopirita; Cal: calcita; Chl: clorita; Gn: galena; Py: pirita; Qtz: quartzo.

**Figura 9.** (A) Vênulas de calcita<sub>4</sub> em matriz metadiamicítica, bem como vênulas de galena<sub>2</sub>. (B) Vênula de clorita<sub>3</sub> (neoformada) que intercepta cristais de arsenopirita, associada à matriz quartzosa com pirita<sub>4</sub>, substituída por clorita<sub>2</sub>. Fotomicrografias: em (A), polarizadores cruzados e, em (B), com luz planopolarizada.

quartzo<sub>3</sub>-calcita<sub>3</sub> apresenta valores variados de As ( $\leq 3.019$  ppm), a pirita relacionada às zonas de brechas tem valores entre 200 e 3.514 ppm, enquanto valores mais elevados (11–9.283 ppm) foram observados na pirita disseminada. Os teores mais elevados desta última ocorrem em associação com arsenopirita, sugerindo resultados de mistura das duas fases.

O teor de Zn varia entre 45 e 2.971 ppm no minério disseminado, entre 14 e 3.514 ppm nas brechas e entre 94 e 6.010 ppm nos veios. Os teores de Co na pirita de veios variam entre 937 e 2.185 ppm, podendo chegar até 2.290 ppm no minério disseminado e sendo ausente no minério brechado. As concentrações de W são similares nos três estilos de minério: em média, 335 ppm na pirita dos veios, 382 ppm na pirita disseminada e 417 ppm na pirita do minério brechado. Teores de Ag atingem até 823 ppm nos veios, 244 ppm no disseminado e 263 ppm no brechado. Valores de Au ocorrem no mesmo nível de concentração nos diferentes estilos de minério: nos veios com até 226 ppm, no minério disseminado, entre 432 ppm e 339 ppm, nas mineralizações em brechas (Figura 10A). O diagrama binário As vs. Cu (Figura 10B) mostra teores elevados de As com baixo Zn na pirita disseminada, alto em Zn e baixo em As nos veios e com valores intermediários nas brechas (Figura 11).

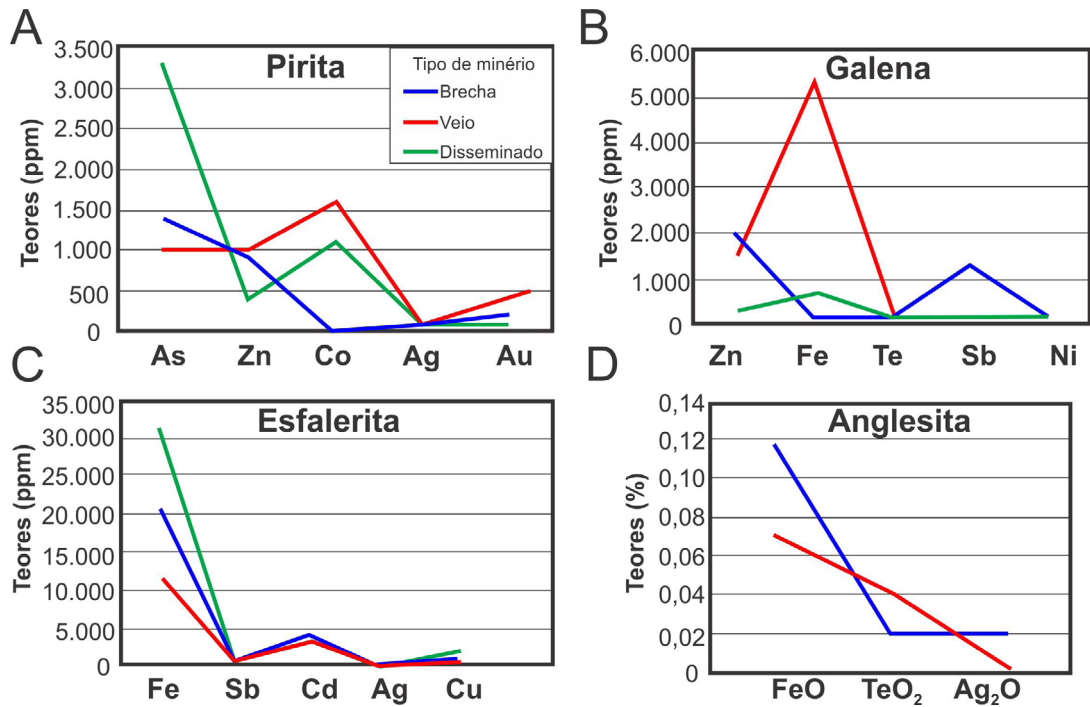
### Galena

Analisaram-se 62 pontos em cristais de galena, dos quais 25 correspondem a brechas, 22 a veios e 15 a disseminações. Os resultados mostram concentrações expressivas e variadas

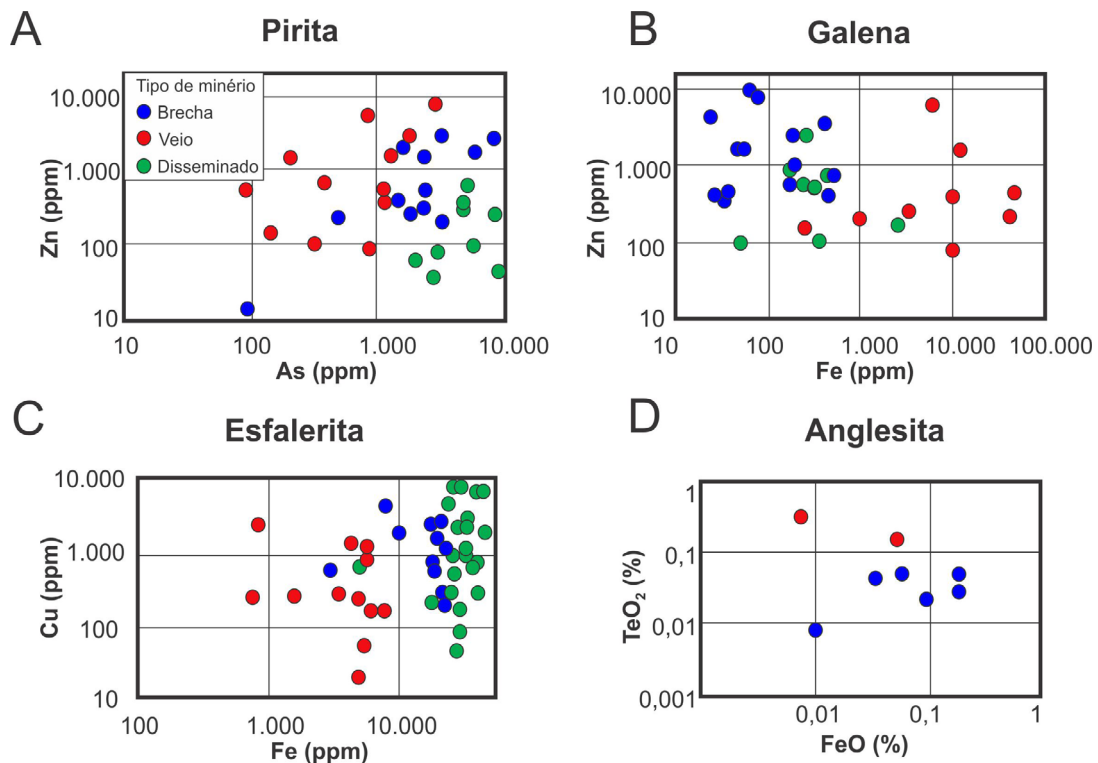
de elementos traços, como Zn, Fe, Te, Sb, Ni e Ag. A galena presente nos veios (Figura 10B) possui teores de Zn entre 79 e 9.017 ppm, ao passo que, no minério disseminado, os valores máximos são de 1.815 ppm, e no minério em brechas as concentrações variam de 448 a 7.434 ppm (Figura 11B). Os teores de Fe variam de 441 a 44.389 ppm nos veios, entre 86 e 9.516 ppm no disseminado e entre 0 e 251 ppm nas mineralizações em brechas. Os elevados teores de Fe estão associados à presença de inclusões de pirita. O Te apresenta teores similares nos três tipos de minério com máximos por volta de 550 ppm. Os teores de Sb atingem 1.076 ppm nos veios, 1.577 ppm no disseminado e valores mais altos para as mineralizações em brechas, até 6.661 ppm. O Ni atinge até 488 ppm na galena dos veios, 376 ppm no disseminado e 445 ppm nas brechas. As disseminações apresentam valores intermediários de Fe e Zn em relação aos outros dois estilos de minério.

### Esfalerita

No total, analisaram-se 87 pontos de esfalerita, sendo 16 em brechas, 26 em veios e 45 em disseminações. Entre os cristais de esfalerita analisados, selecionaram-se aquelas com concentrações mais expressivas de Fe, Sb, Cd, W, Ag, Au e Cu. Os cristais de esfalerita presentes nos veios (Figura 10C) possuem teores variados de Fe entre 69 e 41.682 ppm, entre 16.412 e 48.927 ppm no disseminado e entre 304 e 44.849 ppm na esfalerita do brechado. Os valores mais elevados de Fe coincidem com inclusões de pirita, sugerindo que a análise representa uma mistura entre os dois minerais. O Sb presente no minério em veios é intermediário nos veios, com



**Figura 10.** Comparação entre os elementos traços com concentrações mais expressivas em análises representativas de (A) pirita, (B) galena, (C) esfalerita e (D) anglesita nos diferentes tipos de minério.



**Figura 11.** Diagramas binários, em escala logarítmica, de elementos traço analisados em (A) pirita, (B) galena, (C) esfalerita e (D) anglesita dos diferentes tipos de minério descritos no depósito de Pb-(Zn) Ranchão. Análises abaixo do limite de detecção (com resultado igual a zero) não representadas.



valores de até 2.890 ppm na esfalerita dos veios, 454 ppm no disseminado e de até 5.506 ppm quando no minério em brechas. Os teores de Cd variam entre 1.815 e 6.000 ppm na esfalerita dos veios, entre 2.607 e 4.950 ppm no disseminado e entre 2.088 e 15.073 ppm no brechado. Os valores de W variam de 0 a 1.002 ppm nos veios, 0 a 851 ppm no disseminado e até 505 ppm no minério brechado. Teores de Ag, Au e Cu podem estar ausentes em alguns cristais de esfalerita dos três tipos de minérios. A Ag apresenta valores de até 979 ppm na esfalerita dos veios, 243 ppm no disseminado e 2.474 ppm nas brechas. No caso dos teores de Au, em sua maioria são abaixo do limite de detecção, porém, pontualmente esses chegam a 433 ppm no minério venular, no disseminado 558 ppm e 441 ppm no minério brechado. Ao passo que os teores de Cu na esfalerita dos veios atingem até 4.865 ppm, até 8.116 ppm no disseminado e 6.503 ppm no minério brechado. Considerando apenas os valores acima do limite de detecção, o diagrama binário Fe x Cu mostra que os pontos analisados de esfalerita em minério disseminado apresentam valores mais elevados dos dois metais, em contraste com os resultados de veios, mais baixos (Figura 11C). As análises em minérios brechados resultaram em valores intermediários de Cu e Fe.

### Anglesita

A anglesita representa o sulfato presente no depósito de Pb-(Zn) Ranchão, corresponde ao produto de alteração supergênica da galena. Ocorre em dois estilos: nos veios e na mineralização em brechas. Analisaram-se 18 pontos em anglesita, sendo 10 em brechas e 8 em veios. A alteração do sulfeto para o sulfato é facilmente visualizada em amostras no campo em diferentes estágios de intemperismo. A anglesita presente no minério venular tem uma composição média de ZnO 0,12%, TeO<sub>2</sub> 0,03% e Ag<sub>2</sub>O 0,02%, enquanto as amostras do minério brechado possuem teores de ZnO 0,10%, TeO<sub>2</sub> 0,04%. A Ag não exibe valores significativos.

Comparativamente, os diferentes tipos de anglesita encontrados nos estilos em veios e disseminados (Figura 10D) exibem baixos teores de ZnO, com teores abaixo do limite de detecção a 0,35% na mineralização em veios e entre não detectável e 0,21% no minério disseminado. TeO<sub>2</sub> e Ag<sub>2</sub>O tiveram concentrações pouco expressivas. TeO<sub>2</sub> varia de 0,04% em veios a 0,03% no minério brechado, enquanto Ag<sub>2</sub>O está relacionado a intervalos de 0,02% em veios, além de estar abaixo do limite de detecção no brechado, não havendo discrepâncias significativas. Teores de FeO estão entre 0 e 0,0516% em veios e entre 0 e 0,1887% em brechas. No diagrama binário FeO x TeO<sub>2</sub> (Figura 11D), excluindo os valores abaixo do limite de detecção, é possível notar maior variação nos teores de FeO para o minério brechado e teores mais elevados de TeO<sub>2</sub> nos veios.

### Clorita

A clorita foi identificada em três fases distintas da alteração hidrotermal (Figura 5). A clorita<sub>1</sub> está associada à fase precoce de alteração hidrotermal pré-mineralização, com sericita<sub>2</sub> e quartzo<sub>3</sub>. É pervasiva e ocorre em substituição aos minerais silicáticos das paragêneses sedimentar e metamórfica. Cristais de clorita<sub>2</sub> substituem piritita e minerais de ganga nos últimos estágios da mineralização disseminada. Há, ainda, a clorita<sub>3</sub>, neoformada, confinada a veios da fase de alteração tardia, associada a calcita<sub>4</sub>.

A soma dos óxidos varia entre 82,43 e 84,22%. Os resultados obtidos mostram que as análises de clorita resultaram em composições químicas variadas, quando comparadas às análises em clorita de substituição e neoformada (Tabela 3). Segundo Deer et al. (1992), a composição da clorita é frequentemente relacionada à composição do mineral com base no qual se formou, desse modo, pode a clorita rica em Mg ser oriunda do anfibólio e da biotita.

A composição da clorita neoformada (área 1, ponto 20) foi de SiO<sub>2</sub> 28,21%, MgO 8,23%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,60%, CaO 0,41%, TiO<sub>2</sub> 0,02%, MnO 1,41%, 32,37% de FeO e Na<sub>2</sub>O abaixo do limite de detecção, com um total de 83,76% em óxidos.

As amostras de cloritas de substituição possuem SiO<sub>2</sub> entre 29,19 e 30,94%, MgO de 14,05 a 15,16%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 12,62 a 13,58%, K<sub>2</sub>O não detectável a 0,02%, CaO abaixo do limite de detecção a 0,44%, TiO<sub>2</sub> não detectável a 0,03%, MnO entre 1,01 e 1,41%, FeO entre 22,89 e 24,42%, Na<sub>2</sub>O abaixo do limite de detecção a 0,04%, e total variando entre 82,58 e 84,55%.

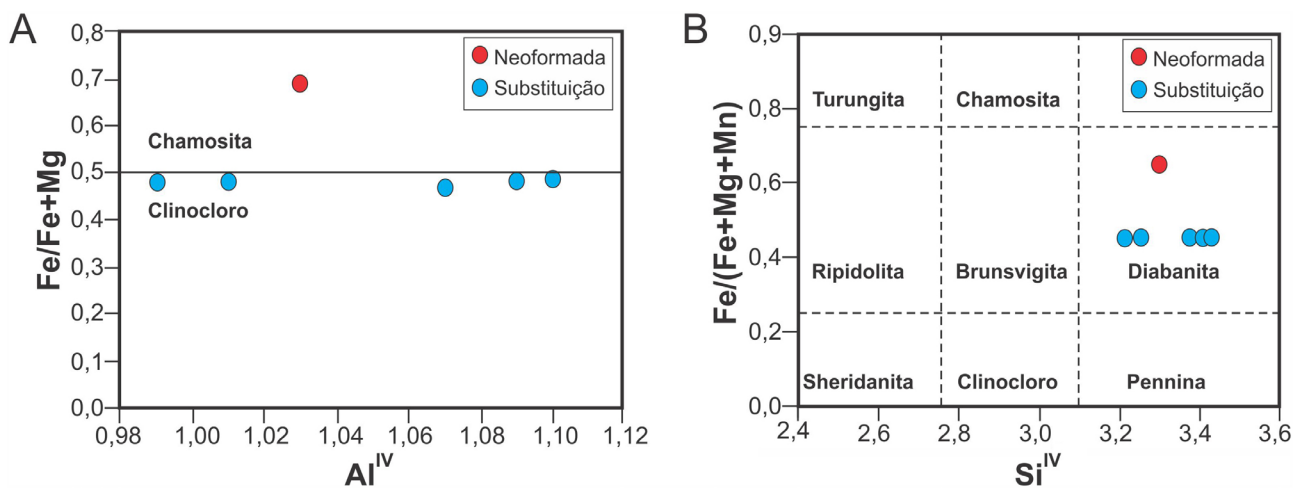
Observou-se diferença entre os teores de Fe e Mg pelos tipos de clorita. A clorita neoformada possui uma quantidade calculada de 3,16% de Fe e 1,43% de Mg, enquanto a de substituição revelou média de 2,25% de Fe e 2,41% de Mg.

Com base na classificação de Bayliss (1975), a clorita de substituição classifica-se como clinocloro (Figura 12A), ao passo que a clorita neoformada corresponde a chamosita. No diagrama de Foster (1962), em contraste, todos os pontos analisados plotaram no campo da diabanita (Figura 12B).

Diversas abordagens de geotermometria da clorita foram propostas, uma delas consistindo em calibrações empíricas baseadas na ocupação tetraédrica de Al e/ou na vacância octaédrica em função das temperaturas medidas em sistemas geotermiais ativos e temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas em sistemas geotermiais fósseis (por exemplo, Cathelineau e Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Zang e Fyfe, 1995). Usando a fórmula para geotermômetro proposta por Cathelineau (1988), estimaram-se as temperaturas de formação dos cristais de clorita presentes no depósito, obtendo-se temperaturas com intervalos de 120°C até uma máxima de 190°C, enquanto os cálculos baseados na equação de Zang e Fyfe (1995) resultou em temperaturas entre 94,3 e 121,4°C (Tabela 2). O cristal analisado

**Tabela 3.** Valores de composição química, cálculo de cátions e temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita. As siglas referem-se aos nomes das amostras, ao passo que os pontos correspondem aos locais analisados nas seções delgadas-polidas. Os cristais de clorita analisados estão discernidos entre de substituição e neoformado.

Amostra	HS09B	HS09B	HS09B	HS09B	HS09B	HS03B
Tipo	Substituição					Neoformada
Ponto	1	2	3	4	10	20
SiO <sub>2</sub>	29,46	30,94	30,84	29,19	30,60	28,21
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	13,39	12,62	13,56	12,7	12,6
FeO	24,34	23,55	23,21	24,42	22,89	32,37
MnO	1,41	1,36	1,18	1,35	1,01	1,41
MgO	15,16	14,46	14,05	15,00	14,52	8,23
BaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08
CaO	0,00	0,19	0,38	0,38	0,44	0,41
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,04	0,01	0,04	0,04	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00
F	0,24	0,00	0,00	0,08	0,00	0,30
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>84,55</b>	<b>84,22</b>	<b>82,58</b>	<b>84,24</b>	<b>82,43</b>	<b>83,76</b>
Al <sup>IV</sup> /28O	1,01	1,10	1,09	0,99	1,07	1,03
Fe <sup>+2</sup>	2,25	2,15	2,16	2,25	2,13	3,16
Mg <sup>+2</sup>	2,48	2,35	2,33	2,47	2,41	1,43
Mn <sup>2+</sup>	0,26	0,25	0,22	0,25	0,19	0,27
Si	3,25	3,38	3,43	3,22	3,40	3,30
Fe/Fe+Mg	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,69
Fe/Fe+Mg+Mn	0,45	0,45	0,46	0,45	0,45	0,65
Al <sup>IV</sup> /14O	0,75	0,62	0,57	0,78	0,60	0,70
<b>Cathelineau (1988)/°C</b>	<b>179,6</b>	<b>137,7</b>	<b>121,6</b>	<b>189,2</b>	<b>131,3</b>	<b>163,5</b>
Al <sup>IV</sup> <sub>corr</sub>	0,891	0,979	0,966	0,870	0,956	0,723
<b>Zang e Fyfe (1995)/°C</b>	<b>112,1</b>	<b>121,4</b>	<b>120,1</b>	<b>109,9</b>	<b>119,1</b>	<b>94,3</b>



**Figura 12.** Diagramas de classificação para cristais de clorita do depósito de Pb-(Zn) Ranchão. (A) Diagrama de classificação, adaptado de Bayliss (1975). (B) Gráfico discriminatório de Foster (1962).

de clorita neoformada resultou em temperatura de 94,3°C, segundo a metodologia proposta por Zang e Fyfe (1995), e 163,5°C, de acordo com Cathelineau (1988). As análises em cristais de substituição resultaram em temperaturas entre 109,9 e 121,4°C, segundo Zang e Fyfe (1995), e 121,6 e 189,2°C, se considerados os cálculos propostos por Cathelineau (1988).

## DISCUSSÃO

As rochas hospedeiras do depósito de Pb-(Zn) Ranchão, os metadiamictitos com matriz areno-argilosa e filitos subordinados, apresentam aspectos mineralógicos e texturais que remetem a uma história geológica que engloba sedimentação, deformação, metamorfismo regional e de contato, com sobreposição de processos hidrotermais, responsáveis pela geração de suas zonas mineralizadas. Tal associação litológica, segundo Tokashiki e Saes (2008), pode estar relacionada às formações Acorizal, mais a norte, e Coxipó, Fácies Mata-Mata, mais a sul, intrudida pelo Granito São Vicente, de composição essencialmente sienogranítica, localmente monzogranítica. Nesse sentido, a associação litológica, sua localização geográfica e a intrusão do Granito São Vicente sugerem que os metadiamictitos e filitos que hospedam as mineralizações plumbo-zincíferas estudadas correspondem ao membro Mata-Mata da Formação Coxipó, de Tokashiki e Saes (2008).

A matriz quartzo-sericítica, com forte orientação, registra a mineralogia sedimentar transformada pelo metamorfismo regional, ao passo que a presença de hornblenda não orientada, que trunca a foliação, pode ser relacionada aos efeitos do metamorfismo de contato causado pela intrusão do Granito São Vicente. As rochas metassedimentares apresentam uma estrutura sedimentar ( $S_0$ ) dobrada e orientada segundo NE-SW, seguindo cristas de dobras antiformais e mais raramente falhas.

A estrutura primária é cortada por clivagem ardosiana  $S_1$ , paralela ao plano axial de dobras fechadas assimétricas, que evidenciam vergência para SE. As fraturas resultantes da fase  $D_3$ , que afetam os metassedimentos e o granito, podem ser relacionadas ao resfriamento crustal ou ao colapso orogênico, como sugerem Alvarenga e Trompette (1993). São registradas, ainda, nos metassedimentos e no Granito São Vicente, falhas inversas e de baixo ângulo com movimento de topo para NW, resultantes da fase  $D_4$ , segundo os mesmos autores.

É possível relacionar essas fases de deformação às famílias de fraturas identificadas por Barboza (2008) e Barboza et al. (2016):

- família 1, com direção NE-SW, mergulhos de médio a alto ângulo para SE;
- família 2, mesma direção de 1 e mergulhos para SE;

- família 3, constituída de falhas  $F_3$  com orientação geral NW-SE, subverticais;
- família 4, falhas  $F_4$  com direção N-S.

Sugere-se que as famílias  $F_3$  e  $F_4$  correspondem às deformações  $D_3$  e  $D_4$ , também registradas no Granito São Vicente, onde as falhas transcorrentes são paralelas à foliação  $S_3$ . As rochas metassedimentares brechadas, ricas em sulfetos, que hospedam o depósito Ranchão, estão colocadas nas zonas de falhas  $S_3$ .

A seqüência metassedimentar do Grupo Cuiabá corresponde a uma evolução que compreende protólitos depositados em ambiente de *rift*, seguido por sedimentação turbidítica glácio-marinha em margem passiva (Tokashiki e Saes, 2008; Beal, 2013). Como as rochas hospedeiras do depósito compreendem metadiamictitos e filitos, pode-se considerar que essas rochas foram depositadas numa bacia sedimentar de margem passiva.

Os protólitos sedimentares foram submetidos a fases de deformações superpostas e metamorfismo de fácies xisto verde, relacionados à Orogênese Brasiliana (Alvarenga e Trompette, 1993; Silva et al., 2002), ocorrida ao fim do Neoproterozoico, com posterior intrusão de granitoides (Almeida, 1954). O magmatismo tardio do ciclo Brasileiro é representado nos arredores do depósito Pb-(Zn) Ranchão pelo Granito São Vicente, uma intrusão cambriana pós-colisional do tipo I, cálcio-alcálica, alto K (Godoy et al., 2007), com fácies plutônicas a hipabissais, que foi gerado pela mistura de fontes crustais e mantélicas (Trivelli et al., 2017).

A colocação do Granito São Vicente, além de ser responsável pelo metamorfismo de contato em fácies anfibolito hornfels, pode ser a fonte dos fluidos do sistema hidrotermal que foi responsável pela mineralização de sulfetos do depósito Ranchão. As rochas hospedeiras exibem evidências de alterações hidrotermais prévias às mineralizações, como presença de sericita e quartzo pervasivos e calcita venular, que substituem os minerais da matriz dos metadiamictitos. Três fases de mineralização são distinguidas no depósito, na seguinte ordem (da mais antiga para a mais nova): minério brechado, venular e disseminado. Os estilos de mineralizações que predominam nas diferentes fases evidenciam uma diminuição na pressão de fluidos e/ou razão fluido-rocha no sistema.

Observam-se evidências de silicificação em consonância com as concentrações de sulfetos (galena, esfalerita e pirita), que ocorrem em brechas e veios. A última de fase de mineralização, que formou o minério disseminado, é marcada pela presença de clorita e arsenopirita. De ocorrência mais restrita, vênulas de calcita e clorita marcam uma fase de alteração tardia às mineralizações (Figura 4). A presença de anglesita, desenvolvida nas bordas dos sulfetos, relaciona-se a processos supergênicos.



As análises em microsonda eletrônica evidenciaram comportamentos distintos entre pirita e galena nos três tipos de mineralizações (disseminadas, em brechas e veios), enquanto os cristais de esfalerita apresentam comportamento similar nos três casos, com enriquecimento expressivo em Fe e discreto em Cd. Notam-se teores mais elevados em As na pirita disseminada, de Zn em brecha e veio e de Co em veio e disseminada.

A galena presente nos veios (Figura 10B) possui teores de Zn de até 9.017 ppm, enquanto, no minério disseminado, os valores máximos são de 1.815 ppm e, no minério em brechas, de até 7.434 ppm. Os teores de Fe chegam a 44.389 ppm nos veios, 9.516 ppm no minério disseminado e apenas 251 ppm nas mineralizações em brechas. Tais diferenças confirmam, por exemplo, que o minério disseminado não é parte relacionada ao halo de alteração dos veios. Os valores elevados de Fe na galena em veios e nos três tipos de esfalerita estão associados a análises mistas com pirita, que ocorre como inclusões na galena e esfalerita. São, possivelmente, relictos de pirita<sub>1</sub> (sedimentar), substituída pelos diferentes estilos de minério. Da mesma forma, teores anômalos de As na pirita do minério disseminado (até 9.283 ppm) resultam de análises mistas com a arsenopirita, que ocorre apenas nessa fase da mineralização.

As análises em galena revelaram tendências de elementos traço distintas entre os três tipos de mineralizações, destacando-se o enriquecimento em Fe nos veios e Zn de veios e brechas. Em resumo, nota-se que a primeira fase de mineralização (em brecha) está associada a um fluido que resultou na formação de pirita com alto teor em Zn e As, galena com alto Zn e baixo Fe e esfalerita com alto Cu e Fe. A fase seguinte, relacionada ao minério em veio, formou pirita com alto Zn e baixo As, galena com alto Fe e Zn e esfalerita com baixo Cu e Fe. Por fim, a fase final, correspondente ao minério disseminado, produziu pirita com baixo Zn e alto As, galena com baixo Zn e Fe e esfalerita com alto Cu e Fe. Os resultados obtidos em anglesita apontam para o enriquecimento em FeO e teores discretos de TeO<sub>2</sub> e Ag<sub>2</sub>O.

Os dados de química mineral da clorita permitiram sua caracterização como clinocloro e chamosita (Bayliss, 1975) ou diabanita (Foster, 1962). As análises evidenciaram baixos teores de Ti, típico de clorita hidrotermal. As temperaturas de formação da clorita neoformada, pós-mineralização, foram estimadas entre 94,3 e 163,5°C, enquanto a estimativa dos cristais de clorita de substituição, pré a tardi-mineralização, resultou em valores entre 109,9 e 189,2°C. Os valores obtidos nos cálculos geotermométricos com a clorita apontam que os estágios finais e pós-mineralização se desenvolveram em um sistema epitermal, com temperaturas progressivamente mais baixas. Tal constatação é corroborada pela ausência de minerais de média e alta temperaturas nas parageneses dos diferentes tipos de minério.

Com base nas características anteriormente descritas, é possível avaliar os processos e os modelos metalogenéticos para formação do depósito de Pb-(Zn) Ranchão. A associação entre intrusões de granitoides em sequências sedimentares e mineralizações de Pb-Zn tem sido descrita em depósitos do tipo skarn. Esse tipo de depósito ocorre, frequentemente, em associação com depósitos do tipo pórfiro e epitermal, sendo caracterizado pela presença de minerais calcissilicáticos, formados por substituição de minerais de rochas carbonáticas, como resultado de processos metassomáticos de metamorfismo de contato de alta temperatura (hipotermiais, de 500 a 900°C) relacionados a intrusões ígneas, segundo Pirajno (2009). O autor subdivide os skarns em dois tipos: um cálcico, com granada (série andradita-grossulária), clinopiroxênio (série diopsídio-hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidoto e magnetita, e outro magnesiano, cuja mineralogia inclui diopsídio, forsterita, serpentina, magnetita, talco e tremolita-actinolita.

Meinert (1992) aponta que os depósitos do tipo skarn são fontes de diversos elementos, como Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, ETR, F, B e Sn, com a abundância de cada um deles sendo relacionada às características do magmatismo granítico associado. O autor aponta ainda que os skarns podem estar hospedados não apenas por rochas calcárias, mas também por grande variedade de litotipos, a exemplo de folhelhos, arenitos e granitos. Segundo a divisão desse autor, os skarns compreendem sete grandes classes, de acordo com a predominância de diferentes elementos químicos: Fe, W, Au, Cu, Zn, Mo e Sn. Einaudi e Burt (1982) consideram uma mineralogia específica para cada tipo de skarn, incluindo esfalerita, galena, pirrotita, pirita, magnetita e, subordinadamente, calcopirita e arsenopirita como minerais de minério, Mn-hedenbergita, granada (andradita e espessartita), bustamita, rodonita como minerais de ganga precoces e Mn-actinolita, clorita, ilvaíta e rodocrosita como minerais de ganga tardios. A presença e a abundância desses minerais estão relacionadas aos diferentes tipos de skarn, classificados por tipos de rochas hospedeiras e associação geoquímica.

A ocorrência de mineralizações de Pb-Zn pode estar associada a processos de baixa temperatura, em sistemas epitermais, como o depósito de Zn-Pb-Au-Cu-Bi de Cerro de Pasco, no Peru. Os corpos de minério, formados por fluidos ácidos, com temperaturas de 168 a 293°C, são hospedados por carbonatos, filitos e brechas quartzo-monzoníticas, com associação de pirita, pirrotita, arsenopirita, esfalerita (com baixo teor de Fe) e galena em sua mineralogia de minério e quartzo, clorita, sericita, calcita e argilominerais (caulinita e dickita) como minerais de alteração (Baumgartner et al., 2008). Esse exemplo, contudo, não configura o mais comum entre os depósitos epitermais, os aquia, geralmente, são fontes de Au e Ag. White e Hedenquist (1995), ao resumir as principais características de depósitos epitermais de

Au, consideram os que estão associados a rochas vulcânicas cálcio-alcalinas a alcalinas, podendo ser do tipo *low sulfidation* (fluido oxidante e pH neutro) ou *high sulfidation* (fluido reduzido e pH ácido), formados sob condições de baixas temperaturas (150 a 300°C) e apresentando associação mineral com pirita, esfalerita, galena, calcopirita, enargita, ouro nativo, quartzo, adularia, calcedônia, calcita, ilita, pirofilita e diásporo. As proporções desses minerais, e até mesmo a ocorrência, dependerá do tipo de epitermal (*low*, *intermediate* ou *high sulfidation*).

Laznicka (2010) considera uma classe de depósitos de veios intermediários (mesotermiais) com Pb-Zn-Ag-(Sb), sendo estruturalmente controlados e associados com intrusões de granitoides em sequências sedimentares siliciclásticas e carbonáticas. Os sulfetos (esfalerita, galena, pirita com calcopirita e tetraedrita subordinadas) ocorrem na forma de veios e brechas e alterações com predomínio de quartzo-sericita, silicificação e carbonatação. Os depósitos de Pb-Zn de Taishu, no Japão, são hospedados por veios de pirrotita, esfalerita e galena que cortam arenitos e folhelhos que foram submetidos ao metamorfismo de contato (Kiyosu, 1977). Da mesma forma, Nekrasov (2007) descreve, na Rússia, depósitos de Pb-Zn em veios com quartzo, barita, galena, esfalerita e pirita que truncam rochas vulcânicas intermediárias e sedimentos clásticos. McCoyd (1995) caracterizou como epitermais-mesotermiais cinco distritos com mineralizações de Pb-Zn na Bulgária, hospedadas por vulcânicas ácidas e rochas do embasamento, que apresentam alteração sericitica a argílica avançada.

Conforme os exemplos supracitados, conclui-se que os depósitos de Pb-Zn geneticamente ligados a intrusões graníticas podem resultar de uma gama de processos metalogênicos. As características, aqui apresentadas, do depósito de Pb-(Zn) Ranchão reforçam a importância da participação do Granito São Vicente na gênese das mineralizações, bem como do metamorfismo de contato na sequência metassedimentar. A comparação com os depósitos tipo skarn evidencia como principais diferenças a ausência de rochas carbonáticas (que não é condição excludente do modelo) e de minerais de alta temperatura (hipotermiais), como granada, magnetita e pirrotita. Nota-se apenas a presença de hornblenda relacionada à formação de hornfels. Desse modo, a paragênese de ganga é um fator contrário ao modelo skarn para o depósito estudado. Na mesma linha, a paragênese de alteração hidrotermal não apresenta argilominerais e outros minerais de baixa temperatura (típicos de sistemas epitermais). Ainda, a geotermometria da clorita, compatível com esse tipo de sistema, está relacionada a fluidos, pré e tardi a pós-mineralizações. Embora a presença de clorita, sericita e carbonato hidrotermais, aliados a esfalerita com baixo teor de Fe, ocorra em depósitos epitermais de Pb-Zn e no depósito Ranchão.

Os depósitos de Pb-Zn hospedados em veios mesotermiais, por sua vez, apresentam características mais próximas

do sistema estudado, visto que têm como características importantes:

- associação com granitoides;
- rochas hospedeiras siliciclásticas;
- forte controle estrutural regional;
- relação com metamorfismo de contato (hornfels);
- associação de minerais como quartzo, carbonatos, sericita e clorita em suas paragêneses de ganga.

As temperaturas calculadas para a clorita tardi a pós-mineralização, porém, indicam que os fluidos dos estágios finais dos processos mineralizadores correspondem a um sistema epitermal. Nesse sentido, a caracterização do depósito Ranchão como um sistema meso a epitermal hospedado em metadiamicrito hornfels seria mais apropriada.

## CONCLUSÕES

O depósito de Pb-(Zn) Ranchão está hospedado em metassedimentos do Grupo Cuiabá, que registram deformação polifásica. Os protólitos, diamictitos e pelitos foram depositados como parte de uma sequência turbidítica glácio-marinha (Unidade Mata-Mata da Formação Coxipó), em margem continental passiva, desenvolvida na borda sudeste do Cráton Amazônico, no Neoproterozoico. Durante a estruturação da Zona Interna da Faixa Paraguai, no ciclo Brasileiro, a pilha sedimentar foi metamorfizada sob condições de fácies xisto verde e submetida a várias fases de deformação e metamorfismos regional e de contato, este último resultante da intrusão do Granito São Vicente, de idade Cambriana. Para o depósito Ranchão, destaca-se a importância da fase de deformação D<sub>3</sub>, responsável por nuclear as falhas F<sub>3</sub>, com direção geral NW-SE, que abrigam as brechas mineralizadas em Pb-(Zn). Os maiores teores de minério são encontrados nas falhas transcorrentes de direita com direções N60-70W e N80-85W, desenvolvidas em regime rúptil-dúctil, sendo observadas em campo pela presença de dobras de arrasto impressas nas rochas encaixantes.

Os metadiamicritos hospedeiros das mineralizações apresentam matriz quartzo-sericitica orientada segundo a foliação S<sub>1</sub> e contêm clastos de quartzo, plagioclásio, calcita e fragmentos de rocha. A presença de hornblenda na matriz indica que o metamorfismo de contato atingiu temperaturas equivalentes a fácies hornblenda-hornfels. A percolação de fluidos hidrotermais, posteriores ao metamorfismo termal, foi responsável pela mineralização e por duas fases de alteração hidrotermal. Calcita e sericita marcam a alteração precoce, enquanto as vênulas de clorita e calcita estão associadas à alteração tardia, uma vez que elas truncam a mineralização. Os minerais de minério, representados por galena, esfalerita e pirita, com menores quantidades de calcopirita e arsenopirita, ocorrem na

forma de veios, brechas e disseminados, associados a processos de silificação.

As análises de microsonda eletrônica revelaram teores distintos de elementos traço na pirita (As, Zn e Co) e na galena (Zn, Fe, Sb e Te) nos três tipos de mineralizações (em brechas, em veios e disseminados). O minério em brecha (primeira fase) apresenta pirita com alto Zn e As, galena com alto Zn e baixo Fe e esfalerita com alto Cu e Fe. Já o minério em veio é formado por pirita com alto Zn e baixo As, galena com alto Fe e Zn e esfalerita com baixo Cu e Fe. Por fim, o minério disseminado (fase final da mineralização) está associado à pirita com baixo Zn e alto As, galena com baixo Zn e Fe e esfalerita com alto Cu e Fe.

Os teores de FeO, TeO<sub>2</sub> e Ag<sub>2</sub>O obtidos em anglesita têm variações significantes. As características da clorita apontam composição correspondente ao clinocloro, chamosita e diabnita e temperaturas de formação compreendidas entre 120 e 190°C. Esses dados sugerem temperaturas compatíveis com depósitos epitermais nos estágios finais da mineralização, e a composição química da clorita é também compatível com a de rochas granitoides ou siliciclásticas (com alto Fe e Si).

Embora apresente evidências de metamorfismo de contato, as características identificadas para o depósito de Pb-(Zn) Ranchão não corroboram um modelo do tipo skarn, visto que minerais anidros de alta temperatura, essenciais nesses depósitos, são ausentes nas paragêneses hidrotermais. Alguns fatores, como presença de esfalerita com baixo teor em Fe, presença de alteração sericítica e clorítica e as temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita, poderiam sugerir um modelo de mineralização do tipo epitermal, similar ao depósito de Cerro de Pasco, no Peru. Contudo a ausência de rochas vulcânicas e de alguns minerais (como enargita e argilominerais) não corroboram esse modelo. Adicionalmente, a presença de clorita indica alteração tardi a pós-mineralização, além do fato da esfalerita de baixo Fe ser tardia em Cerro de Pasco.

Os depósitos de Pb-Zn mesotermiais hospedados por veios têm características em comum com o depósito Ranchão, tais como: forte controle estrutural, associação com intrusão granítica e metamorfismo de contato, alterações carbonática, sericítica e quartzosa, mineralizações em brechas e veios. Dessa forma, com base nas temperaturas obtidas pelos cálculos geotermométricos da clorita tardi-mineralização, sugere-se que o depósito Ranchão está associado a um sistema meso a epitermal, desenvolvido nos hornfels resultantes do metamorfismo de contato do Granito São Vicente em estratos de metadiamicrito do Grupo Cuiabá.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e à Faculdade de Geociências da UFMT o

apoio logístico-institucional. Também agradecem aos dois revisores anônimos as valiosas contribuições que elevaram a qualidade do manuscrito final.

## REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M. (1954). Geologia do Centro-leste Matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineração*, 150, 97 p.

Almeida, F.F.M. (1968). Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozoico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40, 285-293.

Almeida, F.F.M. (1984). Província Tocantins - setor sudoeste. In: F. F. M. de Almeida, Y. Hassui (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil* (p. 265-281). São Paulo: Blücher.

Alvarenga, C.J.S. (1988). Turbiditos e a glaciação do final do Proterozoico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3), 323-327. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1988323327>

Alvarenga, C.J.S. (1990). *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chane-Craton: Exemple de la Quote Paraguay d'âge Proterozoïque Supérieur, Mato Grosso, Brésil*. Thèse (Doctorat). Marceille, France: Universidade de Marseille, 177 p.

Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M. (2000). Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (p. 183-193). *31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro.

Alvarenga, C.J.S., Trompette, R. (1993). Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1), 18-30. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.19932311830>

Barboza, E.S. (2008). *Gênese e Controle Estrutural das Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá-Poconé, Centro Sul do Estado de Mato Grosso*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 148 p.

Barboza, E.S., Fujimoto, J.T., Oliveira, J.R., Pierosan, R., Geraldés, M.C., Pinho, F.E.C. (2013). Análise estrutural dos lineamentos do Granito São Vicente e estruturação regional do Grupo Cuiabá, faixa Paraguai, Mato Grosso. *XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Chapada dos Guimarães: SBG.

- Barboza, E.S., Pinho, F.E.C., Alencar, R.A.G., Geraldles, M.C.; Silva, S.V.N., Sanches, W.V.C., Fonseca, C.A.R., Fraga, R.P.L., Mota, W.P.S., Silva, L.B. (2016). Hipótese sobre os mecanismos de formação dos veios auríferos do depósito Ajuricaba, Grupo Cuiabá, porção interna da Faixa Paraguai-MT. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre. Porto Alegre: SBG.
- Barboza, E.S., Santos, A.C., Fernandes, C.J., Geraldles, M.C. (2018). Paraguay Belt Lithostratigraphic and Tectonic Characterization: Implications in the Evolution of the Orogen (Mato Grosso-Brazil). *Journal of Sedimentary Environments*, 3(2), 54-73. <https://doi.org/10.12957/jse.2018.34219>
- Barros, A.M., Silva, R.M., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Jr., J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B. Tassinari, C.C.G. (1982). *Folha SD21 Cuiabá, Geologia*. RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: MME. (Levantamento de Recursos Naturais 26).
- Baumgartner, R., Fontboté, L., Vennemann, T. (2008). Mineral Zoning and Geochemistry of Epithermal Polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi Mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology*, 103(3), 493-537. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.493>
- Bayliss, P. (1975). Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13(2), 178-180.
- Beal, V. (2013). *Estratigrafia de Sequência do Grupo Cuiabá, Criogeniano/Neoproterozóico III (850-650 MA) da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Dissertação (Mestrado). Cuiabá: Instituto de Ciências Exatas da Terra – UFMT.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral Petrology Journal*, 165, 723-735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L. (1993). Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41, 219-239. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1993.0410210>
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clays and Clay Minerals*, 23(4), 471-485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- Cathelineau, M., Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Mineral Petrology Journal*, 91, 235-244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. Londres: Longman, 696 p. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Einaudi, M.T., Burt, D.M. (1982). Introduction – Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, 77(4), 745-754. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.745>
- Ferreira, C.O. (2009). *Constraints of the Neoproterozoic–Cambrian magmatism along the Transbrasiliano Lineament, central Brazil: A study based on U–Pb, Lu–Hf (LA-MC–ICPMS) and Nd isotopic signature*. Brasília: Universidade de Brasília.
- Foster, M.D. (1962). Interpretation and a classification of the chlorite. *US Geological Survey Professional Paper*, v. 414, p. 1-33. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/pp/0414a/report.pdf>. Acesso em: 30 jun. 2021.
- Geraldles, M.C., Tassinari C.C.G., Babinski, M., Martinelli, C.D., Iyer, S.S., Barboza, E.S., Pinho, F.E.C., Onoe, A.T. (2008). Isotopic evidence for the late Brasiliano (500-550 Ma) ore-forming mineralization of the Araés gold deposit, Brazil. *International Geology Review*, 50(2), 177-190. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.2.177>
- Godoy, A.M., Pinho, F.E.C., Manzano, J. C., Araujo, L.M.B, Silva, L.A., Figueiredo, M. (2010). Estudos Isotópicos das Rochas Granitóides Neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3), 380-391. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2010403380391>
- Godoy, A.M., Ruiz, A.S., Manzano, J.C., Araujo-Ruiz, L.M.B. (2007). Os Granitóides Brasileiros Pós-Tectônicos da Faixa de Dobramentos Paraguai MS e MT. *Geologia USP. Série Científica*, 7(1), 29-44. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874x2007000100003>
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., Buseck, P.R. (1994). Chlorite Geothermometry - Contamination and Apparent Octahedral Vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42(5), 593-605. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1994.0420512>
- Kiyosu, Y. (1977). Sulfur isotope ratios of ores and chemical environment of ore deposition in the Taishu Pb-Zn sulfide deposits, Japan. *Geochemical Journal*, 11(2), 91-99. <https://doi.org/10.2343/geochemj.11.91>
- Laznicka, P. (2010). *Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals*. 2<sup>nd</sup> ed. Berlim: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-12405-1>

- Luz, J.S., Oliveira, A.M., Souza, J.O., Motta, J.F.M., Tanno, L.C., Carmo, L.S., Souza, N.B. (1980). *Projeto Coxipó*. Rel. Final, Fase 1. Goiânia: DNPM/CPRM, 136 p.
- McCoyd, R.J. (1995). *Isotopic and geochemical studies of the epithermal-mesothermal Pb-Zn deposits of S.E. Bulgaria*. Tese (Doutorado). Aberdeen: University of Aberdeen.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., Payne, J. (2015). Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 127(1-2), 76-86. <https://doi.org/10.1130/B30842.1>
- Meinert, L.D. (1992). Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada*, 19(4), 145-162.
- Nekrasov, E.M. (2007). Geology and Structural Features of Vein-Type Lead and Zinc Deposits. *Geology of Ore Deposits*, 49(6), 487-496. <https://doi.org/10.1134/S1075701507060049>
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Ruiz, A.S., Silva, C.H., Simões, L.S.A. (1999). O caráter coaxial da deformação principal nas rochas do Grupo Cuiabá, Faixa Paraguai, Centro-oeste do Brasil. *VII Simpósio de Geologia do Centro Oeste*. Brasília: SBG – Regional Centro-Oeste
- Silva, C.H., Simões, L.S.A., Ruiz, A.S. (2002). Caracterização estrutural dos veios de quartzo auríferos da região de Cuiabá (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 407-418. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002324407418>
- Tindle, A. 2010. *Free Structural Formula Calculators* (In Excel Format). Disponível em [https://serc.carleton.edu/research\\_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html](https://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html). Acesso em: 7 ago. 2018.
- Tokashiki, C.C., Saes, G.S. (2008). Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, Baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), 661-675. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008384661675>
- Trivelli, G.G.B., Pierosan, R., Ruiz, A.S. (2017). Geologia e petrologia do Granito São Vicente na região do Parque Nacional Águas Quentes, estado de Mato Grosso, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 17(3), 29-48. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-426>
- White, N.C., Hedenquist, J.W. (1995). Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 23, 9-13.
- Zang, W., Fyfe, W. S. (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, 30-38. <https://doi.org/10.1007/BF00208874>