

O Depósito de Santa Maria e as ocorrências de metais de base na Bacia do Camaquã

The Santa Maria Deposit and the occurrence of base metals in the Camaquã Basin

Lucas Ferreira de Brito¹ , Caetano Juliani¹ , Samuel Bouças do Lago² 

¹Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago, 562, Butantã, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR (lucas.brito@usp.br; cjuliani@usp.br)

²Nexa Resources, São Paulo, SP, BR (samuel.lago@nexaresources.com)

Recebido em 25 de agosto de 2021; aceito em 3 de agosto de 2023.

Resumo

Diversas ocorrências de metais de base e preciosos, além da Mina de cobre do Camaquã e do depósito de zinco e chumbo de Santa Maria, são conhecidas na Bacia do Camaquã Central. Para compreender a formação dessas mineralizações e o contexto geológico em que estão inseridas, foram utilizados dados de levantamentos aerogeofísicos e estudadas amostras do depósito de Pb-Zn-Cu-(Ag, Au) de Santa Maria, hospedado em rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Santa Bárbara, depositado no Ediacarano. A aerogeofísica permitiu observar, pela resposta magnética, a existência de um grande número de diques não aflorantes por toda a região, inclusive na área do Depósito de Santa Maria. Anomalias de potássio, em sua maioria devidas a rochas com alterações hidrotermais, também foram identificadas nesse depósito, bem como na região das Minas do Camaquã. O uso dos dados geoquímicos e da petrografia auxiliou na caracterização das rochas que constituem o depósito. O predomínio da alteração illítica-sericitica e seu zonamento foram definidos nos estudos petrográficos, o que permitiu caracterizar a área mais afetada pela percolação de fluidos no paleossistema hidrotermal. A presença de clorita nas porções mais quentes do sistema hidrotermal pode indicar uma neutralização dos fluidos responsáveis pela alteração potássica primária, que usualmente ocorre junto à mineralização de cobre, sob forte controle estrutural em profundidade. Na parte mais superficial do Depósito de Santa Maria, ocorrem rochas com alteração hidrotermal pervasiva e tardia com carbonatos, principalmente calcita e ankerita. Tais características reforçam a hipótese de gênese *epitermal intermediate-sulfidation* para os minerais de chumbo e zinco e fornecem guias para exploração mineral na região.

Palavras-chave: Metais base; Camaquã; Aerogeofísica; Alterações hidrotermais; Geoquímica.

Abstract

Several occurrences of base and precious metals, in addition to the Camaquã copper mine and the zinc and lead deposit of Santa Maria are known in the Camaquã Central Basin. In order to understand the formation of these mineralizations and the geological context in which they are inserted, data from aerogeophysical surveys were used and samples from the Pb-Zn-Cu-(Ag, Au) deposit of Santa Maria, hosted in siliciclastic sedimentary rocks of the Santa Bárbara Group, deposited in the Ediacaran, were studied. Aerogeophysics allowed observing the existence of a large number of non-outcropping dykes throughout the region, including in the area of the Santa Maria deposit, using the magnetic response. Potassium anomalies, mostly due to rocks with hydrothermal alteration, were also identified in this deposit, as well as in the region of Minas do Camaquã. The use of geochemical and petrographic data helped to characterize the rocks that constitute the deposit. The predominance of illitic-sericitic alteration and its zoning was defined in petrographic studies, which allowed characterizing the area most affected by percolation of fluids in the hydrothermal paleosystem. The presence of chlorite in the hottest portions of the hydrothermal system may indicate a neutralization of the fluids responsible for the primary potassium alteration, which usually occurs along with copper mineralization under strong structural control at depth. In the most superficial part of the Santa Maria deposit there are rocks with pervasive and late hydrothermal alterations with carbonates, mainly calcite and ankerite. Such characteristics reinforce the hypothesis of epithermal intermediate-sulfidation genesis for lead and zinc minerals and provide guides for mineral exploration in the region.

Keywords: Base metals; Camaquã; Aerogeophysics; Hydrothermal alteration; Geochemistry.

INTRODUÇÃO

As principais mineralizações de metais de base conhecidas no estado do Rio Grande do Sul estão localizadas na região de Caçapava do Sul. Essas mineralizações estão hospedadas nas sequências vulcano-sedimentares da faixa central da Bacia do Camaquã, que constitui a maior das bacias ediacaranas inseridas no contexto geológico de amalgamação do Gondwana e de formação do orógeno Neoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano (Philipp et al., 2016). Nesse contexto, as unidades que compõem a Bacia do Camaquã são subdivididas por altos do embasamento formado pelas rochas do Escudo Sul-Riograndense, cujas intrincadas relações geológicas resultaram na formação de depósitos locais, como os de Cu-(Au, Ag) de Camaquã e de Pb-Zn-Cu-(Ag, Au) de Santa Maria. Ambas as mineralizações possuem gênese semelhante, para as quais historicamente foram apontados três possíveis processos de formação: singenético (Ribeiro, 1986, 1991; Badi e Gonzalez, 1988), diagenético (Veigel e Dardenne, 1990) e magmático-hidrotermal (Leinz e Almeida, 1941; Bettencourt, 1972; Beckel, 1990; Remus et al., 2000a; Rios, 2012). Esses depósitos são caracterizados por mineralizações com tipologias que variam entre veios maciços e disseminações nas rochas, sempre associados a forte alteração hidrotermal, com zonas de illitização e de cloritização bem definidas (Remus et al., 2000b).

As reservas lavradas de minério no depósito Camaquã foram de 30,8 Mt a 1,06% de Cu, e em Santa Maria elas eram de cerca de 33,4 Mt a 1,44% de Pb e 1,06% de Zn, segundo a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) antes do seu fechamento, em 1996 (Remus et al., 2000a).

Pesquisas recentes classificam ambos os depósitos como epitermais, relacionados à percolação de fluidos de origem magmático-hidrotermal (Remus et al., 1997), sendo o Camaquã do subtipo Low-Sulfidation (Renac et al., 2014) e o Santa Maria do subtipo *intermediate-sulfidation* (Pereira, 2018). Neste último, a mineralização de Pb-Zn-Cu-(Ag, Au) é hospedada em rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Santa Bárbara da Bacia do Camaquã Central. A mineralização de Zn-Pb é controlada por estruturas tectônicas e as variações nos tipos de minérios indicam gênese relacionada a sistemas epitermais, com as ocorrências de cobre em níveis mais profundos, sugerindo ambiente de transição para mineralizações do tipo pórfiro.

Neste estudo, buscou-se investigar o contexto regional de ocorrências dessas mineralizações com a análise de dados aerogeofísicos, do contexto local, da evolução do sistema mineral por meio dos dados petrográficos e geoquímicos para ampliar o conhecimento do Depósito de Santa Maria e subsidiar trabalhos de exploração mineral. Para tal, o uso dos dados de levantamentos aerogeofísicos foi fundamental, pois as informações magnetométricas e gamaespectrométricas permitiram identificar ocorrências de anomalias importantes

para classificar as áreas de interesse para exploração mineral. A presença de corpos intrusivos em profundidade, interpretados devido à magnetometria, pode estar relacionada à gênese dos minérios epitermais de Pb-Zn acima e nos arredores das intrusões que, nesse contexto, poderiam hospedar as mineralizações de Cu-Au do tipo pórfiro.

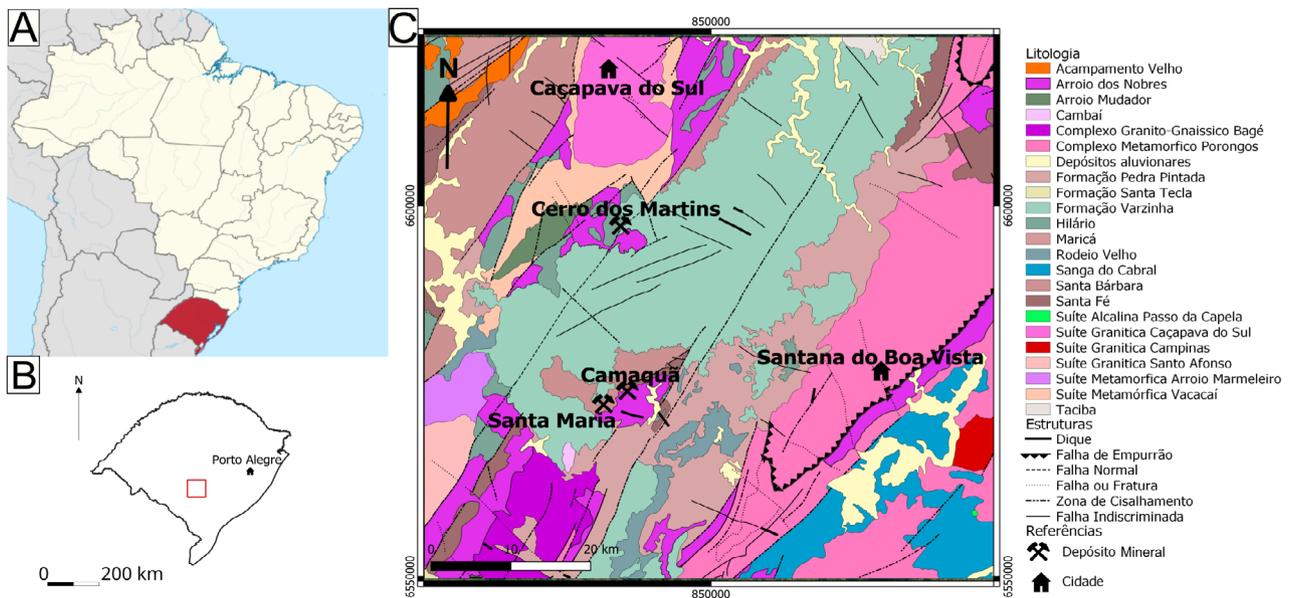
Com os estudos petrográficos e geoquímicos, foram caracterizados os halos das alterações hidrotermais associadas aos diferentes tipos de minérios e foram estimadas as variações da temperatura do sistema. Consequentemente, foram identificados vetores que permitiram inferir a localização de centros de alteração hidrotermal e das estruturas canalizadoras dos fluidos do sistema mineralizante.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Escudo Sul-Riograndense e Bacia do Camaquã

Localizado na porção central do estado do Rio Grande do Sul, o Escudo Sul-Riograndense é constituído por uma diversidade de pacotes rochosos divididos em quatro domínios: Taquarém, São Gabriel, Pelotas e Santana da Boa Vista (Chemale Jr., 2000). Essa classificação foi feita de acordo com as litologias, idades, composição e demais características das rochas que formam o mencionado escudo e suas histórias evolutivas. Os limites que separam os domínios são marcados pelas seguintes macroestruturas, definidas com auxílio de dados geofísicos: Lineamento Ibaré, Sutura de Caçapava e Zona de falhas Passo do Marinheiro. O escudo insere-se no Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1991), cuja gênese é vinculada aos eventos de acreção e retrabalhamento nos ciclos Transamazônico (Paleoproterozoico) e Brasileiro (Neoproterozoico). Essa unidade tectônica se apresenta parcialmente coberta por unidades sedimentares da Bacia do Paraná ao norte e, ao sul, pelas coberturas sedimentares ediacaranas e cambrianas da Bacia do Camaquã, dispostas em calhas intercaladas ao longo de sua orientação preferencial norte-sul (Figura 1).

A Bacia do Camaquã ocorre na porção sul da Província Mantiqueira, sendo a maior das várias pequenas bacias depositadas entre 605 e 530 Ma, que se desenvolveram ao longo da província. Sua gênese relaciona-se à amalgamação do supercontinente Gondwana, em um contexto tectônico marcado por conjuntos de falhas que limitam as sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã (Almeida et al., 2010). Algumas hipóteses atribuem sua origem a estágios tardios da evolução orogênica, onde a presença de falhas inversas e transcorrentes teriam sido responsáveis pela formação da bacia, sendo assim interpretada como um foreland (Fragoso-César, 1991; Basei et al., 2000) ou como uma bacia formada em zonas de cisalhamento transcorrente (Oliveira e Fernandes, 1991; Machado e Sayeg, 1992).



Fonte: Laux et al. (2021).

Figura 1. (A) Localização do Estado do Rio Grande do Sul; (B) Área do estudo localizada no Estado do Rio Grande do Sul; (C) Mapa geológico do Supergrupo Camaquã e do embasamento da Bacia.

Segundo Almeida et al. (2012), os esforços tectônicos registrados nas rochas da bacia seriam, em sua maioria, extensionais, com uma transição entre um estágio curto e distensivo, limitado por falhas normais relacionadas a um estágio mais longo e raso, devido à subsidência regional, com posterior reativação das falhas transcorrentes resultantes do processo de subsidência da bacia. Nesse contexto, o modelo genético que poderia ser mais adequado é o de um rift interior formado após o ciclo orogênico do Brasiliano (Janikian et al., 2011).

Oliveira et al. (2014) definiram o Supergrupo Camaquã (Tabela 1) como uma sucessão de sub-bacias que compartilharam o mesmo depocentro ao longo de sua formação, onde cada um dos grupos que a compõe teria sido depositado em ambientes geotectônicos distintos. Nesse cenário, o Grupo Maricá corresponderia a um estágio de retroarco, o Grupo Bom Jardim, a um estágio controlado por falhas transcorrentes, resultando em uma bacia strike-slip, e os grupos Santa Bárbara e Guaritas, à bacia do tipo rift controlada por esforços transtensionais.

O embasamento da Bacia do Camaquã é composto por rochas metamórficas e intrusivas proterozoicas do Escudo Sul-Riograndense que afloram em altos estruturais, como a Serra das Encantadas, a leste, e o Granito Caçapava do Sul, a noroeste. Essas estruturas dividem a bacia em três sub-bacias alongadas na direção NE-SW: Oriental, Central e Ocidental. O Supergrupo Camaquã, constituído por rochas siliciclásticas e vulcânicas, aflora em todas as áreas de exposição da bacia. Sua estratigrafia, da base para o topo,

é dada pelas seguintes unidades: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho (Fragoso-César et al., 2003).

Dentre esses grupos, as rochas atribuídas ao Grupo Santa Bárbara são as principais hospedeiras das mineralizações de Cu, Pb e Zn do Supergrupo Camaquã na sub-bacia do Camaquã Central. Estudos geocronológicos realizados pelo método K-Ar em argilominerais, das rochas da Formação Seival, indicaram idades de 572 ± 17 Ma e 535 ± 16 Ma (Bonhomme e Ribeiro, 1983), o que posiciona a deposição desta unidade ao final do período Ediacarano e início do Cambriano. Outras idades, obtidas por Bicca et al. (2013) e Oliveira et al. (2014), em grãos de zircão detriticos de unidades do Grupo Santa Bárbara, nas regiões das Minas do Camaquã e no Vale de Santa Bárbara pelo método U-Pb SHRIMP, indicaram idades de 566 ± 7 Ma e 568 ± 6 Ma, respectivamente. Esses dados corroboram que a formação das rochas do Grupo Santa Bárbara ocorreu no final do período Ediacarano, ou seja, é posterior ao Grupo Bom Jardim e à Formação Acampamento Velho.

Depósitos e ocorrências minerais

A sudeste de Caçapava do Sul, hospedado em rochas do Grupo Bom Jardim, ocorre o depósito de cobre do Cerro dos Martins, com recursos minerais estimados em 1,2 Mt a 0,8% de Cu (Ribeiro, 1991). O minério ocorre em veios orientados na direção NW-SE e disseminado nas rochas

Tabela 1. Resumo das principais unidades estratigráficas da Bacia do Camaquã.

Grupo	Formações	Composição	Referências
Guaritas	Rodeio Velho	Basaltos e andesitos basálticos, depósitos piroclásticos estratificados	Almeida et al. (2012)
	Serra do Apertado	Arenitos finos a grossos e conglomerados	Nóbrega (2011)
	Pedra Pintada	Arenitos finos e arenitos de finos a grossos com conglomerados	
	Varzinha	Ritmitos psamopelíticos	
	Pedra das Torrinhas	Arenitos conglomeráticos e conglomerados	
	Guarda Velha	Arenitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos	
Santa Bárbara	João Dias	Arenitos médios a finos	Fambrini (2003)
	Rincão dos Mouras	Arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificações planoparalelas	
	Seival	Arenito de granulação média a muito fina, intercalações de siltitos e arenito grosso.	
	Passo da Capela	Arenitos e ritmitos psamopelíticos, arenitos médios a finos, conglomerados e arenitos grossos subordinados.	
	Estância Santa Fé	Conglomerados e arenitos grossos, siltitos e arenitos finos	
	Acampamento Velho	Andesito e andesito basálticos; piroclásticas	Almeida et al. (2002)
Bom Jardim	Picada das Graças	Arenitos médio a grosso, siltitos, argilitos e conglomerados	Janikian et al. (2011)
	Hilário	Vulcânicas básicas a intermediárias com piroclásticas associadas	
	Cerro da Angélica	Arenitos, siltitos e argilitos com conglomerados	
Maricá	Arroio América	Arenitos conglomeráticos	Fambrini (2003)
	São Rafael	Arenitos finos com siltitos intercalados	Borba (2006)
	Passo da Promessa	Arenitos com seixos esparsos, podendo chegar a conglomeráticos	Pelosi e Fragoso-César (2003); Borba (2006)

Fonte: Fragoso-César et al. (2003).

vulcânicas da Formação Hilário, que também hospeda as mineralizações da Mina do Seival, em Lavras do Sul. O minério é constituído predominantemente por calcocita e bornita, com calcopirita, pirita, digenita, covelita, malaquita, galena e esfalerita subordinados. Os minerais de ganga são majoritariamente carbonatos, quartzo, argilominerais e barita (Toniolo et al., 2004).

O depósito do Camaquã é hospedado principalmente nos conglomerados da Formação Rincão dos Mouras e, subordinadamente, nos arenitos da Formação Seival, onde ocorrem os filões de minério de Cu-(Au, Ag) explorados nas minas Uruguay e São Luiz, atualmente paralisadas, que tinham nas partes mais superficiais zonas oxidadas com ouro e prata em baixos teores (Bettencourt, 1972). Em subsuperfície, o minério se encontrava majoritariamente em veios e vênulas alojados em falhas e fraturas com direção preferencial NW-SE e, em menor volume, disseminados na porosidade secundária das rochas encaixantes. O minério era constituído principalmente por calcopirita e bornita, com o ouro associado preferencialmente à bornita (Renac et al., 2014). Pirita, quartzo, carbonatos e barita eram os principais minerais de ganga. Ocorrências de molibdenita e de diques de andesito também foram descritas por Laux (1999). As rochas

hospedeiras das mineralizações mostravam-se fortemente cloritizadas e silicificadas.

O depósito polimetálico de Pb-Zn-Cu-(Ag, Au) de Santa Maria (Figura 2) hospeda-se nas rochas sedimentares siliciclásticas do Grupo Santa Bárbara, onde a Formação Seival é a principal hospedeira. Esta unidade é composta por arenitos avermelhados de granulação média a fina, feldspáticos, estratificados, bem selecionados e com baixo grau de arredondamento. As mineralizações de Zn-Pb do depósito ocorrem associadas a zonas illitizadas, com carbonatização frequente, tendo como principais minerais de minério a esfalerita e a galena, que ocorrem sob a forma de disseminações preenchendo a porosidade primária da rocha, configurando corpos com morfologias *stratabound*, ou como filonetes e vênulas e veios maciços com até 8 cm de espessura nas unidades menos permeáveis. Essa mineralização ocorre comumente em níveis mais rasos em relação às mineralizações de cobre. A análise dos isótopos de Pb em galenas do Depósito de Santa Maria indica uma fonte primitiva compartilhada para os sulfetos desse depósito e do depósito do Camaquã, além de similaridades com os depósitos de Crespos e Cerro dos Martins (Remus et al., 2011), com idade aproximada de 1,1 Ga, e possível associação genética com o magmatismo da Formação Acampamento Velho (Pereira, 2018).

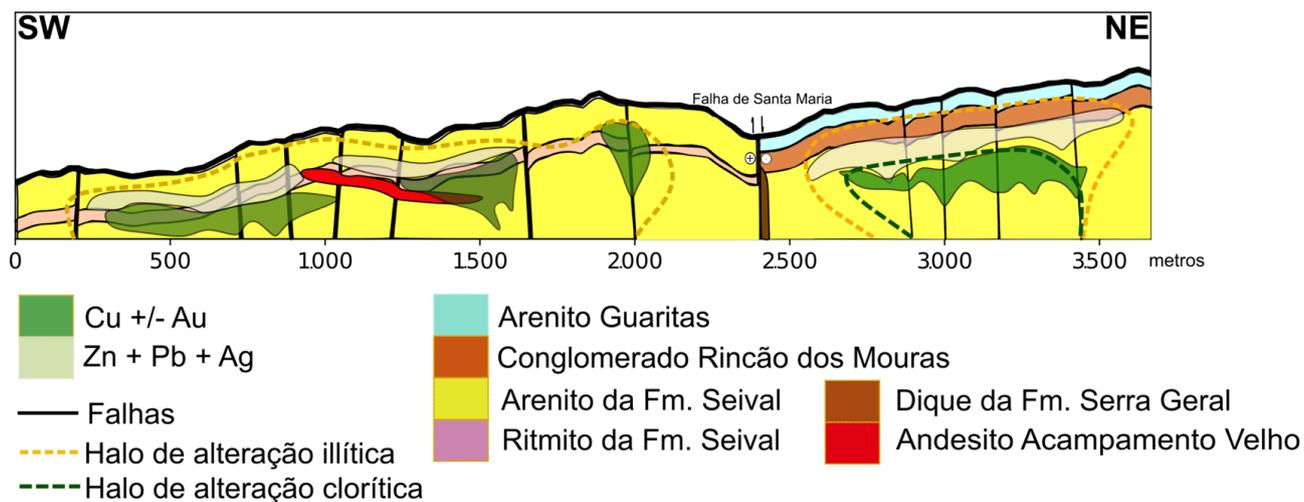


Figura 2. Seção geológica esquemática das zonas de alterações hidrotermais e das mineralizações no depósito polimetálico de Santa Maria.

MÉTODOS

Levantamentos em campo e petrografia

Durante a etapa de levantamentos em campo, foram também descritos detalhadamente quatro testemunhos de sondagem (BRSMDD0075, BRSMDD0248, BRSMDD0286, BRSMDD0289) e coletadas 28 amostras para análises laboratoriais. Os estudos petrográficos foram realizados com um microscópio Leica, modelo DM750P, utilizando luz transmitida e luz refletida. Para detalhar a mineralogia e as características texturais dos minerais, bem como o desenvolvimento das fases e das sequências paragenéticas dos minerais hidrotermais e de minérios, foram aplicados os conceitos preconizados por Williams et al. (1962). As características sedimentares, como as granulações dos minerais detríticos, seguem a escala de Wentworth (1922), a seleção granulométrica foi estimada segundo a escala gráfica de Pettijohn et al. (1972), a esfericidade e arredondamento foram avaliados conforme Powers (1953), as matrizes foram classificadas seguindo a abordagem de Dickison (1970), e as rochas foram classificadas de acordo com as categorias de Dott Jr. (1964) e Folk (1968).

Geoquímica de rocha total

Os testemunhos selecionados na pesquisa foram amostrados em quase toda a sua extensão em intervalos regulares, variando entre 0,25 e 1,5 m, e foram analisados para as pesquisas realizadas pela empresa Nexa Resources. As análises geoquímicas foram conduzidas no laboratório ALS Minerals, onde passaram por um processo de preparo que incluiu moagem até atingir 70% de passagem em uma

peneira com malha de 2 mm, quarteamento e cominuição para atingir 85% de passagem em uma malha de 75 μ m. Amostras homogêneas e representativas foram dissolvidas usando quatro ácidos e submetidas a análises por ICP-MS para os elementos menores. Para os elementos-traço, a análise foi feita por ICP-AES usando pastilha fundida com borato de lítio, enquanto o ouro foi analisado pelo método de Fire Assay. Os elementos maiores foram analisados por fluorescência de raios X (FRX).

Análise de dados aerogeofísicos

Os dados base para a aerogeofísica da área provêm dos levantamentos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM) no âmbito do Projeto Aerogeofísico do Escudo do Rio Grande do Sul (SGB-CPRM, 2010). Os dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram coletados em linhas de voo na direção N-S, com espaçamento de 500 m, e em linhas de controle na direção E-W, com espaçamento de 10 km. A altitude de voo foi de 100 m. As leituras do magnetômetro foram feitas a cada 0,1 segundo, e as do espectrômetro a cada 1 segundo, o que resulta em uma leitura a cada 6,3 a 7,5 m para os dados magnetométricos e entre 65 e 75 m para os dados espectrométricos. A média do campo geomagnético da área (IGRF) tinha uma intensidade de 22,688 nT, com declinação de $-15,19^\circ$ e inclinação de $-37,05^\circ$ no ano do levantamento. Os dados foram processados em uma escala de 1:250.000 para melhor compreensão do contexto geológico-estrutural em que o depósito está inserido. Os mapas relevantes foram elaborados usando o algoritmo de mínima curvatura, com células de 100 m, para gerar um mapa suavizado que representa todos os dados (Smith e Wessel, 1990).

Para analisar os sinais magnéticos, foram plotados os valores do campo magnético total da região e aplicado o filtro do Sinal Analítico 3D (Roest et al., 1992) para centralizar os valores do sinal analítico acima de suas fontes. A fase do sinal analítico também foi utilizada (Miller e Singh, 1994) para criar um gradiente que realça os sinais com valores positivos acima da fonte e valores negativos ao seu redor, realçar destacando, assim, as feições lineares.

Os dados gamaespectrométricos correspondem à emissão de radiação gama proveniente do decaimento do ^{40}K e dos isótopos derivados do ^{238}U e do ^{232}Th . As medições dessas emissões de radiação foram utilizadas para criar mapas dos teores de equivalente de urânio (eU) em partes por milhão (ppm), tório (eTh) em ppm e potássio (K) em percentual (%). Com base nesses dados, um mapa ternário em RGB foi elaborado, permitindo a caracterização da geologia local. Devido à eficácia da gamaespectrometria para estudos geológicos na região, algumas formulações, como o Fator F (Gnojek e Prichystal, 1985), foram aplicadas, como definido pela Equação 1:

$$F = K * (eU \div eTh) \quad (1)$$

e para a razão K/Th foram calculadas e plotadas para melhor evidenciar as áreas anômalas em potássio, cuja origem pode ser interpretada em função de alterações hidrotermais (Shives et al., 2000).

RESULTADOS

Avaliação regional aerogeofísica

A análise dos dados permitiu identificar várias anomalias magnéticas induzidas, com a parte positiva ao norte e as reversas com a parte positiva ao sul, demonstrando a predominância das remanências (Figura 3A).

No mapa do Sinal Analítico 3D (Roest et al., 1992), foi possível delimitar as anomalias com maior precisão, auxiliando nas comparações com os outros sinais de interesse para a exploração mineral. É possível observar uma série de anomalias magnéticas bem definidas (Figura 3B), com grandes estruturas NE-SW, com mais de 15 km em média, em concordância com altos do embasamento e zonas de cisalhamento regionais da Bacia do Camaquã, como a Tapera Emiliano, Santana da Boa Vista e Falha dos Lopes.

Uma série de estruturas menores, de orientação NW-SE, mais estreitas e com comprimentos de até cerca de 10 km, estão relacionadas a diques de rochas de composição básica, introduzidos no pacote sedimentar, que provavelmente correspondem principalmente às manifestações do magmatismo da Formação Serra Geral.

Duas dessas estruturas atravessam a área das Minas do Camaquã (Figura 3C). Essas estruturas parecem indicar a

presença de diques de rochas básicas preenchendo as falhas que dividem o depósito mineral. Dessas estruturas, a sul foi reconhecida em afloramentos diques de diabásio atribuídos à Formação Serra Geral, também reconhecidos em testemunhos de sondagem (Pereira, 2018). Na porção NW do mapa, os limites da intrusão do Granito Caçapava do Sul também se destacam, assim como algumas das estruturas NW-SE indicadas no mapa que parecem atravessar o corpo granítico ou afetar sua borda sul (Figuras 3B e 3C).

Outras anomalias semelhantes podem estar relacionadas a corpos intrusivos das formações Hilário e Acampamento Velho na sequência sedimentar e nas rochas do embasamento. Esses corpos, que frequentemente estão ligados às mineralizações de cobre, constituem diques e *stocks* aflorantes ou não, como já caracterizados na região das Minas do Camaquã por Pereira (2018).

O mapa ternário (Figura 3F) destaca com clareza as feições geológicas da área, permitindo diferenciar nas cores roxa (prevalência de K e eU), vermelha (K), amarela (prevalência de K e eTh) e branca (teores semelhantes dos três elementos) na faixa central do mapa, onde ocorrem as rochas sedimentares ricas em potássio. Enquanto nas duas extremidades NW e SE do mapa, o azul (maior concentração de eU e eTh) ressalta a ocorrência de rochas metamórficas e intrusivas nos altos do embasamento. Outra feição bem marcada é o Granito Caçapava, rico em potássio, destacado na extremidade norte do mapa na área de cor vermelha intensa com formato elíptico.

Os mapas resultantes dos cálculos do fator F e da razão K/Th destacam ainda mais as anomalias positivas de K, cujo significado pode ser interpretado como zonas de alteração hidrotermais. A região das Minas do Camaquã é bem delineada nestas figuras, com características indicativas de alteração hidrotermais sericiticas, ricas em potássio, devido à composição arcoseana de parte dos arenitos (Figura 3D).

A comparação do mapa ternário (Figura 3F) com a geologia regional (Figura 1) permite concluir que os dados gamaespectrométricos apresentam excelentes correlações com a geologia, provavelmente devido à região ter cobertura vegetal pouco densa, variações topográficas suaves, muitas pastagens, pouca presença de grandes rios e lagos e cobertura de solo pouco espessa, devido ao intemperismo químico não ser muito intenso (Ribeiro et al., 2014).

O processamento integrado dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos permitiu a elaboração do mapa de anomalias aerogeofísicas apresentado na Figura 4, que consiste na identificação das feições anômalas e suas sobreposições. Para isso, a delimitação das anomalias magnéticas definidas pelo sinal analítico foi fundamental, assim como a identificação de possíveis estruturas geológicas a partir dos lineamentos magnéticos reconhecidos após a filtragem por fase do sinal analítico. Além disso, os mapas do fator F, da razão K/Th e o Ternário também foram úteis para avaliar a mobilidade

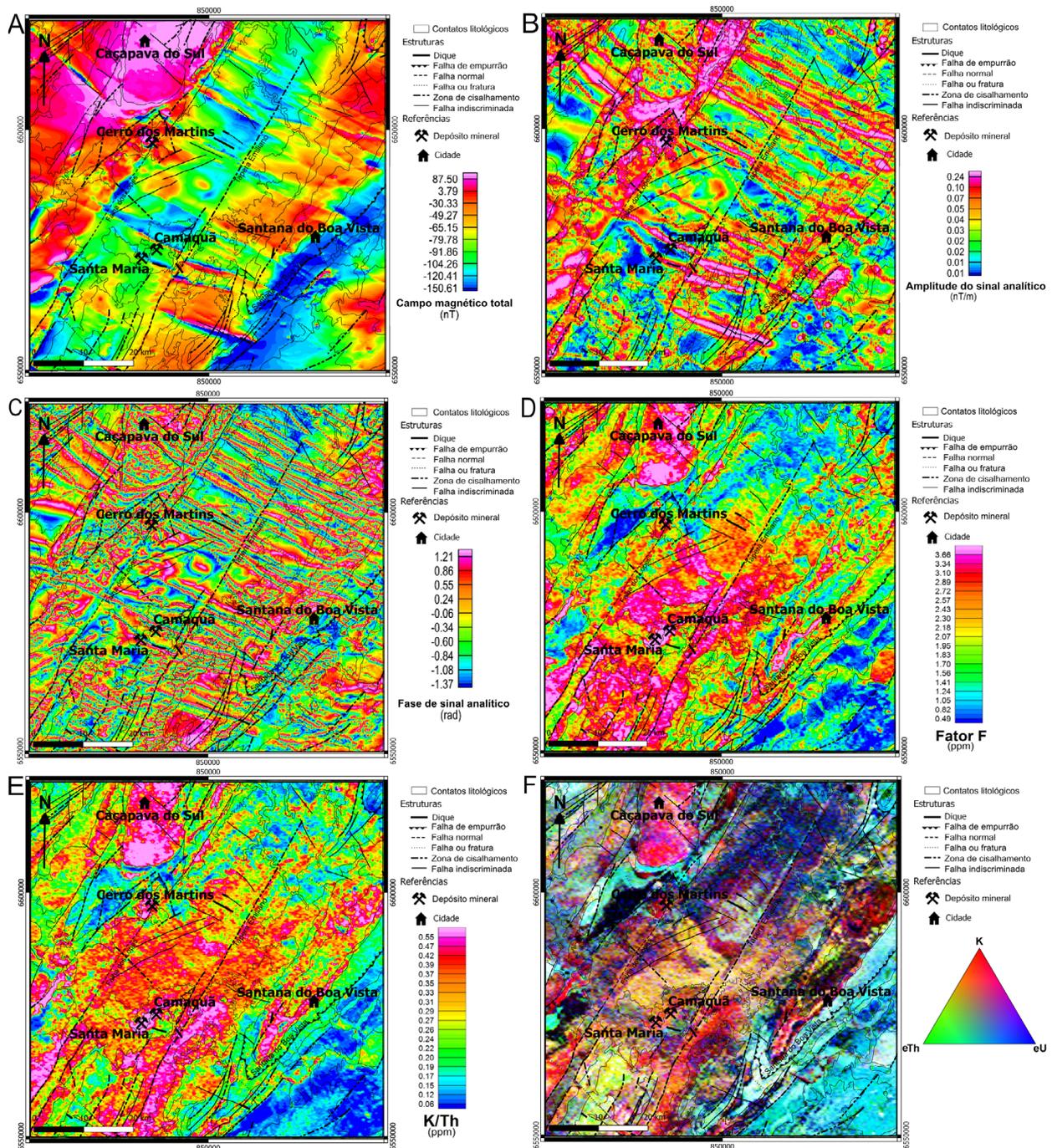


Figura 3. (A) Mapa do campo magnético total (IGRF) da região de Caçapava do Sul; (B) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico pela derivada em 3D (Roest et al., 1992) da região de Caçapava do Sul; (C) Mapa da Fase do Sinal Analítico (*Tilt Derivative*) (Miller e Singh, 1994), destacando os lineamentos magnéticos da região de Caçapava do Sul; (D) Mapa do Fator F; (E) Mapa da variação da razão K/eTh para a região de Caçapava do Sul; (F) Mapa ternário da radiação gama com padrão RGB na região de Caçapava do Sul. Todos os contatos litológicos e as principais estruturas tectônicas, segundo Laux et al. (2021).

dos elementos e destacar regiões anômalas em potássio que podem estar relacionadas a alterações hidrotermais.

Os depósitos minerais na região estão próximos dos lineamentos NE-SW e nas intersecções destes com as

estruturas NW-SE, que podem indicar possíveis diques de rochas básicas não aflorantes. A associação dessas estruturas com anomalias de potássio sugere a circulação de fluidos hidrotermais ricos neste elemento. Se essa associação

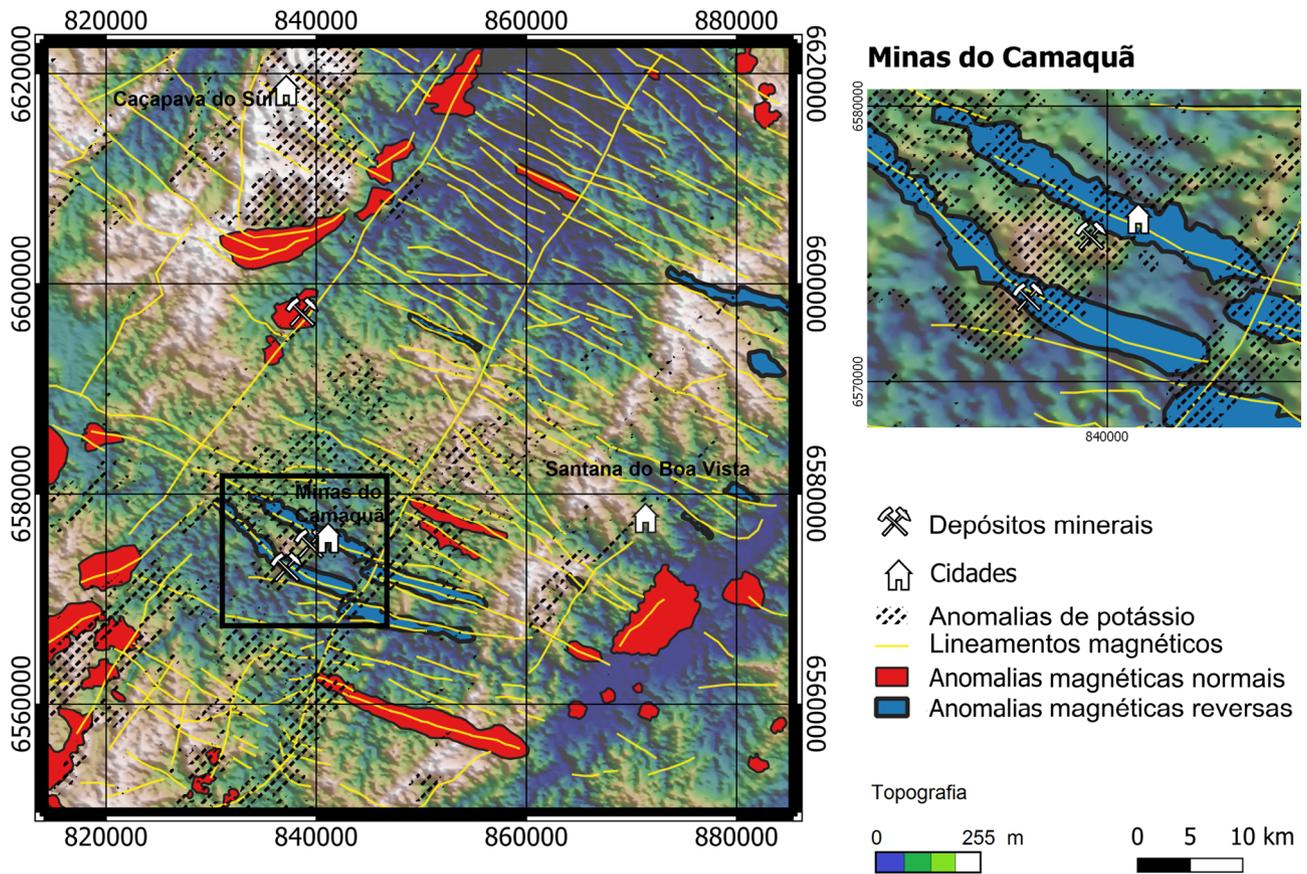


Figura 4. Mapa das anomalias geofísicas identificadas na região de Caçapava do Sul, com a delimitação e ampliação da área das Minas do Camaquã.

estiver correta, essas feições podem fornecer orientações prospectivas locais.

Petrografia

Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal predominante nas mineralizações é representada pela intensa illitização (alteração argílica) e/ou sericitização (alteração sericítica) no arcabouço das rochas, ocorrendo quase sempre no estilo pervasivo (Figura 5A). Essa alteração, que afeta principalmente os pacotes sedimentares da Formação Seival (Figura 5B), é caracterizada pela paragênese quartzo + muscovita + illita ± adularia ± anidrita ± pirita, além de outros sulfetos nas zonas mineralizadas. Quanto mais próximo à superfície, essa alteração se manifesta preferencialmente sob a forma de *bleaching* ao longo do acamamento das rochas, ou acompanhando falhas e fraturas pelas quais os fluidos hidrotermais circularam, clareando o arenito original vermelho e substituindo principalmente os feldspatos potássicos. Há também uma fase menos intensa, em estilo que varia entre fissural a pervasivo

seletivo, provavelmente com a predominância de illita sobre a sericita. Nos estágios mais avançados dessa alteração, os fluidos hidrotermais promoveram intensa alteração sericítica pervasiva, por vezes com a presença de adularia, ao lixiviar os clastos de feldspatos potássicos, a matriz argilosa e a cimentação original da rocha. A sericitização pode também adotar o caráter fissural com vênulas restritas, com poucos milímetros de espessura máxima, compostas por sericita muito fina e illita.

Um segundo tipo de alteração hidrotermal é a cloritização que, de modo geral, ocorre posteriormente à alteração sericítica e, frequentemente, essa zona de alteração hidrotermal parece corresponder às zonas de alteração sericito-clorítica descritas por Sillitoe (2010) no sistema mineral epitermal-pórfiro. As rochas afetadas por este processo de alteração apresentam matriz muito fina, onde a clorita predomina em relação à sericita, constituindo manchas esverdeadas no arenito, indicando processos pervasivos que resultam na cristalização de clorita de granulação muito fina, com cristais menores que 100 µm, e argilominerais ferromagnesianos na matriz das rochas. Acompanhando essa alteração, observa-se pirita euédrica muito fina e óxidos e hidróxidos de ferro.

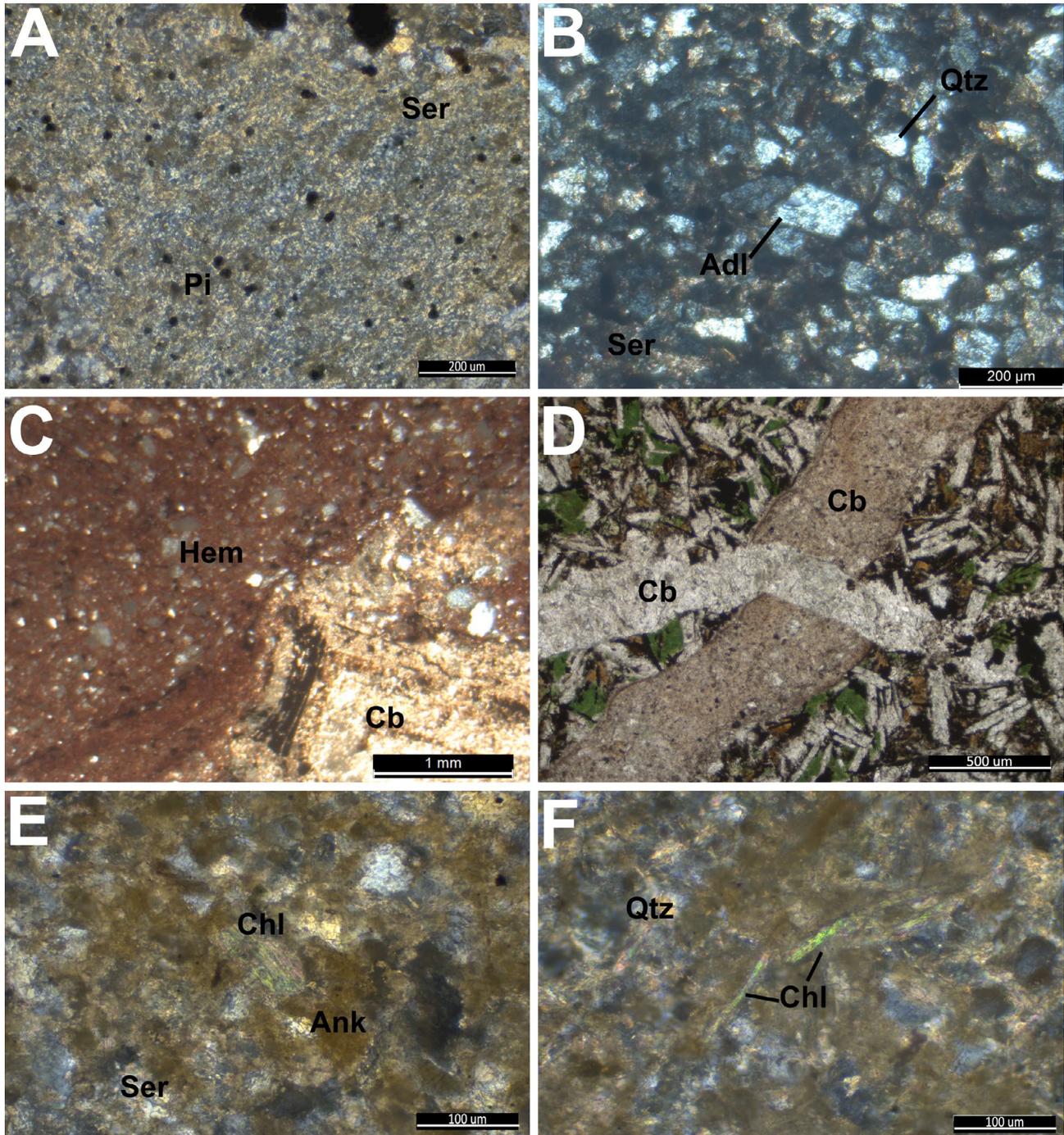


Figura 5. (A) Amostra B286-4 da Formação Seival em zona de illitização, por luz transmitida e filtro analisador cruzado, de arenito fino com sericita (Ser), piratas (Pi) e agregados de ankerita (Ank); (B) Amostra B289-5 da Formação Seival em zona de illitização, por luz transmitida e filtro analisador cruzado de rocha sedimentar com alteração hidrotermal com adularia (Adl) e sericita (Ser); (C) Amostra B075-1B da Formação Rincão dos Mouras, em zona de hematitização, por luz transmitida e filtro analisador cruzado, mostrando o arcabouço sedimentar com cimentação hematítica (Hem) e vênula carbonática (Cb), pode-se ver remobilização de ferro; (D) Amostra B289-2 da Formação Acampamento Velho, em luz transmitida e filtro analisador descruzado de andesito com textura hipocristalina, constituída por plagioclásio ripiforme, matriz vítrea, óxidos de ferro aciculares opacos, malaquita e duas gerações de vênulas de carbonatos (Cb); (E) Amostra B286-4 da Formação Seival em zona de illitização por luz transmitida e filtro analisador cruzado, de arenito fino sericitizado com piritização, clorita (Chl) e agregados de ankerita (Ank); (F) Amostra B286-5 da Formação Seival em zona de illitização, em luz transmitida e filtro analisador cruzado, de arenito fino sericitizado com quartzo (Qtz), clorita (Chl) e agregados de ankerita (Ank).

Localmente, são identificados grãos mais desenvolvidos de clorita, além de biotita hidrotermal verde clara, que são parcial ou totalmente substituídos pela clorita. A presença dessa biotita indica aumento de temperatura e o início da alteração potássica em profundidade, caracterizada pela paragênese clorita + muscovita \pm sulfetos \pm biotita.

A carbonatização e a hematitização (Figura 5C) são alterações mais tardias, posteriores à alteração sericítica, e geralmente se manifestam no estilo fissural, formando veios e vênulas que cortam as alterações hidrotermais anteriores. A alteração carbonática é caracterizada pela presença predominante de calcita, por vezes associada à hematita com hábito lamelar ou tabular. A carbonatização também ocorre de modo pervasivo, frequentemente próxima aos veios, resultando em texturas micríticas, ou com cristais com hábito lamelar que ocupam os interstícios entre os grãos do arcabouço sedimentar e, nesse caso, podem formar agregados sacaroides. A hematitização ocorre em associação com hidróxidos de ferro, por vezes com texturas que parecem derivadas da oxidação de magnetita, pirita, ou do retrabalhamento do cimento limonítico do arcabouço da rocha sedimentar. Em geral, constitui uma alteração distal e mais superficial do sistema hidrotermal, mas pode ocorrer localmente em profundidade, no estilo fissural, provavelmente devido ao resfriamento do sistema e ao colapso da pluma hidrotermal. Nessa zona de alteração, a paragênese é definida por limonita + calcita + siderita + hematita e não há ocorrência significativa de mineralização.

Carbonatos em pequenos volumes ocorrem de forma mais ou menos generalizada no Depósito de Santa Maria, estando disseminados ou preenchendo fissuras (Figuras 5D, 5E e 5F). Nas partes mais rasas do depósito, o carbonato é principalmente calcita e siderita em veios, que podem também conter hematita. Em ambientes mais profundos, a alteração carbonática ocorre principalmente no estilo pervasivo e apresenta a paragênese ankerita + calcita + limonita. As relações texturais indicam que a formação do carbonato disseminado em profundidade é posterior às alterações sericítica e clorítica e não altera as estruturas da rocha original. Quando o carbonato está associado a zonas mineralizadas em Zn, Pb e Cu, as texturas sedimentares são apagadas e as falhas e fraturas estão preenchidas por calcita, podendo conter galena, calcopirita e/ou bornita associadas. A textura dos minerais carbonáticos varia de cristais tabulares ou agregados, quando disseminados entre os grãos do arcabouço, a cristais placoides nas estruturas mineralizadas, textura que sugere zonas de *boiling* devido à perda de CO₂ do fluido, processo favorável para a deposição do ouro e prata do fluido hidrotermal (Hedenquist et al., 2000). Os teores de carbonato não estão correlacionados com o teor de esfalerita, mas estão intimamente relacionados à presença de minerais de Fe, Pb e Cu. Nas amostras B286-4 e B286-5, ocorrem aglomerados

de ankerita, associados a óxidos e hidróxidos de ferro da fase tardia de carbonatização, com precipitação nos poros dos arenitos, relacionados à circulação de fluidos durante o resfriamento do sistema.

Mineralização

Das amostras analisadas, as mineralizações sulfetadas mais significativas ocorrem nos testemunhos das sondagens BRSMDD0286 e BRSMDD0248. Os elementos de maior interesse econômico são Zn, Pb e Cu, encontrados em minérios constituídos por esfalerita, galena e calcopirita e/ou bornita, em sistemas de veios subverticais e vênulas com poucos centímetros de espessura. Isso sugere que os principais corpos mineralizados são controlados estruturalmente. A mineralização também ocorre de forma secundária, em estilo disseminado, frequentemente nas proximidades dos veios maiores ou de estruturas com maior densidade de veios e vênulas.

A esfalerita normalmente apresenta cores marrom claro, indicativas de baixo teor de ferro, e por vezes bordas escuras que indicam aumento na porcentagem molecular de FeS, possivelmente associado ao aumento de temperatura e/ou à redução da razão Fe/Cu e da fugacidade do enxofre nos fluidos, conforme definido por Lusk e Calder (2004). A esfalerita costuma estar acompanhada por cristais isolados de galena, disseminados ou em veios e vênulas. Nos veios, são comuns aglomerados de cristais anédricos de pirita, galena, calcita e quartzo microcristalino, que podem conter inclusões de quartzo, pirita e grãos muito finos de calcopirita, feldspato potássico e apatita. Os minérios de Zn estão frequentemente associados a zonas de alteração sericítica e ocorrem em níveis mais rasos, geralmente não ultrapassando 200 m de profundidade.

A galena também ocorre em níveis mais rasos do sistema mineral, associada à alteração sericítica e muitas vezes junto com a esfalerita. Grãos de esfalerita ocorrem em veios maciços de galena e quartzo, frequentemente com a presença de carbonatos ou óxidos de ferro. Além disso, a galena ocorre de forma disseminada no arcabouço da rocha sedimentar, em cristais anédricos que preenchem os espaços entre os grãos (Figuras 6A, 6B). Inclusões de bornita, covelita, calcocita, prata nativa e pirita são comuns na galena.

A mineralização de cobre nessa área do depósito é mais expressiva em profundidades superiores a 400 m (Figura 6C), principalmente nas zonas de alteração sericítica ou clorítica, com a alteração clorítica predominante. A mineralização em cobre apresenta um forte controle estrutural e ocorre em veios compostos principalmente por calcopirita, bornita e covelita, frequentemente associadas a teores economicamente significativos de ouro. Em algumas amostras, a bornita é substituída por calcopirita, indicando a evolução do fluido hidrotermal para condições menos oxidantes.

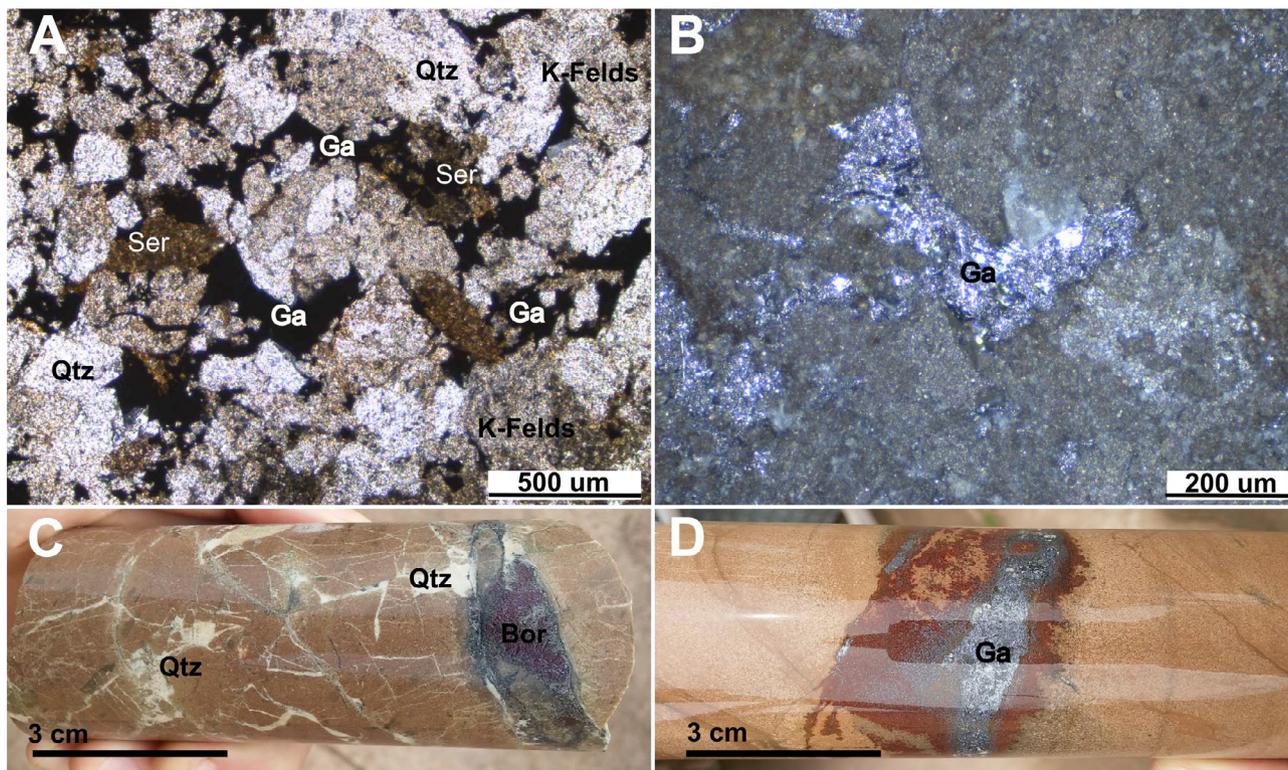


Figura 6. Ocorrências de mineralização na Formação Seival em zona de illitização: (A) Amostra B286-2B em luz transmitida e filtro analisador descruzado mostrando arcabouço sedimentar com quartzo (Qtz), feldspato potássico (K-Felds), sericítica (Ser) e galena (Ga) anédrica disseminada intersticial; (B) Amostra B286-2B em luz refletida e filtro analisador descruzado de galena (Ga) anédrica disseminada intersticial; (C) Amostra de arenito fino do testemunho de sondagem BRSMDD0248 a mais de 400 metros de profundidade, com alteração sericítica e fraturas preenchidas por quartzo (Qtz) e carbonato em trecho com ouro e bornita (Bor) em veios; (D) Amostra de arenito fino do testemunho de sondagem BRSMDD0248 a cerca de 180 metros de profundidade, com veio de galena (Ga) com óxidos de ferro nas salbandas.

A mineralização de cobre associada às alterações hidrotermais cloríticas é acompanhada localmente por biotita hidrotermal de cor verde clara, que ocorre em pequenos volumes e geralmente está parcial a totalmente cloritizada.

As mineralizações são mais significativas nas intersecções de falhas e fraturas e percolam o acamamento, sugerindo a canalização dos fluidos hidrotermais ao longo de estruturas abertas devido à atividade tectônica. Localmente, as mineralizações preenchem espaços abertos em brechas hidrotermais nas estruturas tectônicas (Figura 6D). Nesse contexto, é comum a presença de magnetita bem formada nos veios, frequentemente parcialmente alterada para hematita. Esses veios também podem conter calcita placóide, indicativa de processos de *boiling*, frequentemente acompanhada por silicificação. A calcopirita disseminada ocorre nas rochas sedimentares hidrotermalizadas, nas proximidades dos veios mineralizados em cobre. A calcopirita disseminada apresenta cristais bem formados, com formas euédricas e granulação inferior a 0,1 mm, muitas vezes associada a ankerita, calcita tardia e pirita disseminada.

Evolução do sistema hidrotermal

A partir dos dados obtidos nas análises petrográficas, foi construído um quadro paragenético que organiza e sequencia as fases de formação dos minerais hidrotermais, permitindo a reconstituição da evolução do paleossistema hidrotermal responsável pela formação do depósito mineral de Santa Maria (Tabela 2).

Com base nisso, foi possível estabelecer uma sequência de eventos de alterações hidrotermais. A fase principal é caracterizada pela criação de um halo de alteração sericítica, sobreposto por um halo de alteração hematítica. Esses halos se desenvolveram devido à interação das rochas hospedeiras com fluidos hidrotermais ácidos ricos em ferro, resultando na recristalização da hematita na parte superior do sistema. A paragênese resultante é típica das zonas de alteração illítica e sericítica.

O halo de alteração clorítica se sobrepõe ao halo de alteração sericítica nas partes mais profundas do depósito, indicando a ascensão de uma pluma hidrotermal mais quente

Tabela 2. Sequência paragenética característica das alterações hidrotermais.

Fase Mineral	Alterações hidrotermais					
	Diagenética	Sericítica	Clorítica	Hematítica	Carbonatação	Intemperismo
Quartzo						
K-Feldspato						
Adulária						
Limonita						
Hematita						
Magnetita						
Muscovita						
Biotita						
Clorita						
Illita						
Anidrita						
Barita						
Gipsita						
Calcopirita						
Bornita						
Calcocita						
Covelita						
Pirita						
Esfalerita						
Galena						
Calcita						
Ankerita						
Siderita						

e fluidos mais neutros dentro da zona mais superficial afetada pela alteração sericítica. A transição entre esses dois tipos de alteração pode ser caracterizada como uma zona sericito-clorítica, conforme definido por Silitoe (2010). Em algumas partes do sistema hidrotermal mais profundo, a alteração clorítica (ou clorito-sericítica) evolui para uma alteração potássica, com a neoformação de biotita.

A precipitação dos carbonatos no depósito Santa Maria ocorreu em várias fases da evolução do sistema hidrotermal. Durante a fase de mineralização, a calcita bem cristalizada é o principal carbonato formado, muitas vezes preenchendo fissuras. Nas fases mais tardias, a ankerita disseminada entre os grãos da matriz sedimentar se torna dominante, resultando da recirculação de fluidos. Nesse estágio, também podem se formar minerais como barita e gipsita.

Geoquímica

Ao analisar as amostras da sondagem BRSMSMDD00075, é evidente que há teores mais expressivos de CaO e MnO, devido à presença de vênulas de carbonato e óxidos de manganês disseminados (Figura 7). Os teores de CaO, FeOt e MnO aumentam proporcionalmente à quantidade de fraturas

preenchidas por carbonatos, que geralmente são ricos em ferro e manganês. Enquanto isso, os teores de potássio permanecem em torno de 7%, um padrão típico para as rochas pouco illitizadas na porção superior do depósito (Figura 7).

Nas proximidades dos diques de andesito com matriz vítrea, fenocristais finos de plagioclásio e amígdalas preenchidas por carbonato, as rochas sedimentares apresentam teores de prata de até 27 ppm, mantendo-se em torno de 10 ppm ao longo de parte do contato do corpo de andesito. Cobre, chumbo e zinco praticamente não são detectáveis nessas zonas, enquanto os teores de CaO, MnO e FeOt atingem os valores mais elevados das rochas. Isso reflete o conteúdo de carbonatos nas amígdalas e a disseminação de magnetita, resultando em uma assinatura geoquímica distinta daquelas das rochas sedimentares hidrotermalizadas.

As amostras da sondagem BRSMSMDD0248 permitiram identificar zonas esparsas de *bleaching* com illita e alteração hematítica fraca a moderada, com composições em torno de 7% de K, 4% de Fe e 1% de Mg, mas sem teores relevantes de elementos de interesse econômico (Figura 8), assim como nas outras amostras de sondagem. Ao atravessar a zona mineralizada em Zn, os teores de Fe aumentam gradativamente, acompanhados por uma diminuição em K e teores

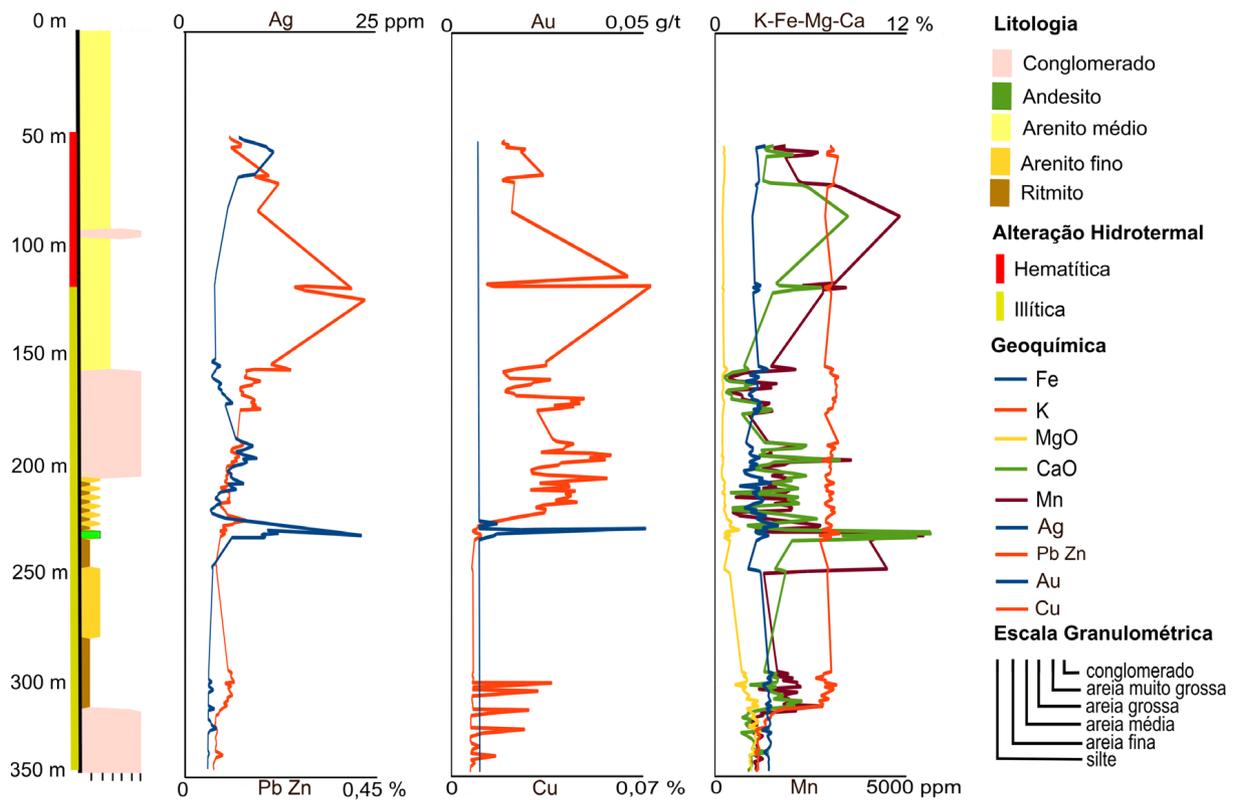


Figura 7. Variação dos teores dos elementos químicos de interesse no testemunho da sondagem BRSMSMDD0075.

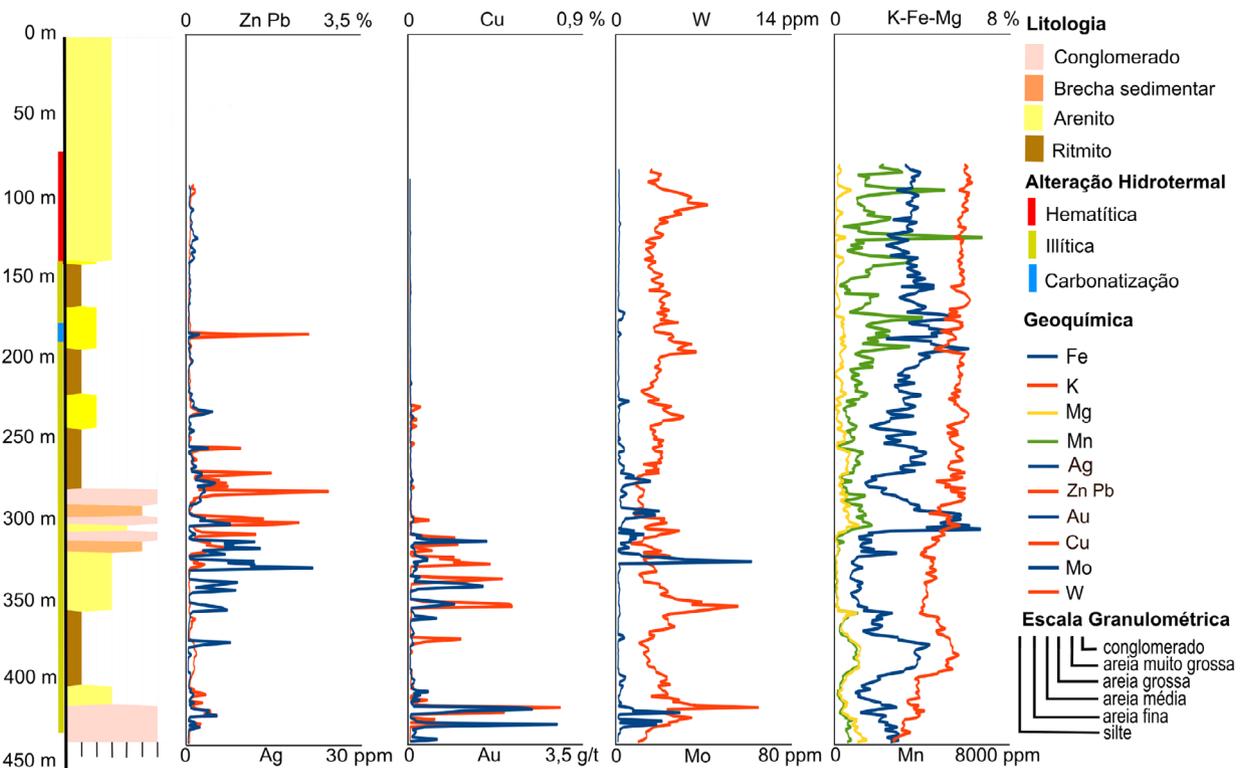


Figura 8. Variação dos teores dos elementos químicos de interesse no testemunho da sondagem BRSMSMDD0248.

detectáveis de Pb. A presença de Fe se correlaciona com a hematização forte, fissural, acompanhada por vênulas com sulfetos. Em seguida, os teores de Fe diminuem, a presença de hematita reprecipitada nas estruturas diminui, os teores de K e Mg se mantêm estáveis e a alteração illítica prevalece. Nota-se que o aumento dos teores de Fe está sempre acompanhado de um aumento no conteúdo de Mn nas zonas mineralizadas em Zn e no envelope da alteração sericitica.

Em profundidade, a alteração hidrotermal varia de moderada a forte, e os teores das mineralizações de Ag, Pb, Zn, Cu e Au aumentam nas vênulas de sulfetos (Figura 8). Em alguns veios, observam-se teores de até 68 ppm de molibdênio e um pico de concentração de Fe associado à zona de oxidação, com *gossans* pontuais. Além dos veios, os teores de Fe diminuem, assim como os teores de K, Mg e Mn.

Há uma clara correlação positiva entre os teores de Cu, Au e Ag após os 300 m de sondagem, e em profundidades maiores, os teores de Fe e Mg aumentam, acompanhados por uma redução expressiva nos teores de K, indicando uma mudança no padrão químico da alteração hidrotermal.

A sondagem BRSMDD0286 começa em uma seção fortemente sericitizada, oxidada e posteriormente sulfetada, com

presença de Zn que, em maiores profundidades, ocorre como camadas quase maciças de galena e esfalerita, resultando em teores significativos de Pb, Zn, Ag e Cu nos primeiros metros amostrados (Figura 9). O minério é encontrado em fraturas e falhas abertas, frequentemente associado a carbonatos e hematita.

Após essa seção, não são encontrados elementos de interesse econômico em teores significativos, enquanto os teores de Fe, K e Mn aumentam de forma gradual, semelhante ao observado em outras sondagens. A alteração sericitica intensa retorna a partir de 170 m de profundidade, levando a aumentos nos teores de K na parte não sulfetada. À medida que a rocha arenítica conglomerática passa a ser composta por conglomerados e brechas sedimentares, surgem vênulas de carbonato, barita, galena, esfalerita e pirita disseminada. No trecho, os teores de Pb e Zn são baixos, e ocorre uma redução nos teores de K e Fe. Nas amostras seguintes, há fraturas preenchidas por galena, calcopirita, calcocita e ouro (não visível, detectado apenas nas análises químicas), acompanhadas por vênulas de quartzo e carbonatos nas rochas. Várias seções do testemunho da sondagem apresentam teores econômicos de Ag, Au e Cu, indicando zonas mineralizadas. Nessas zonas, ocorre um aumento de Fe e uma redução

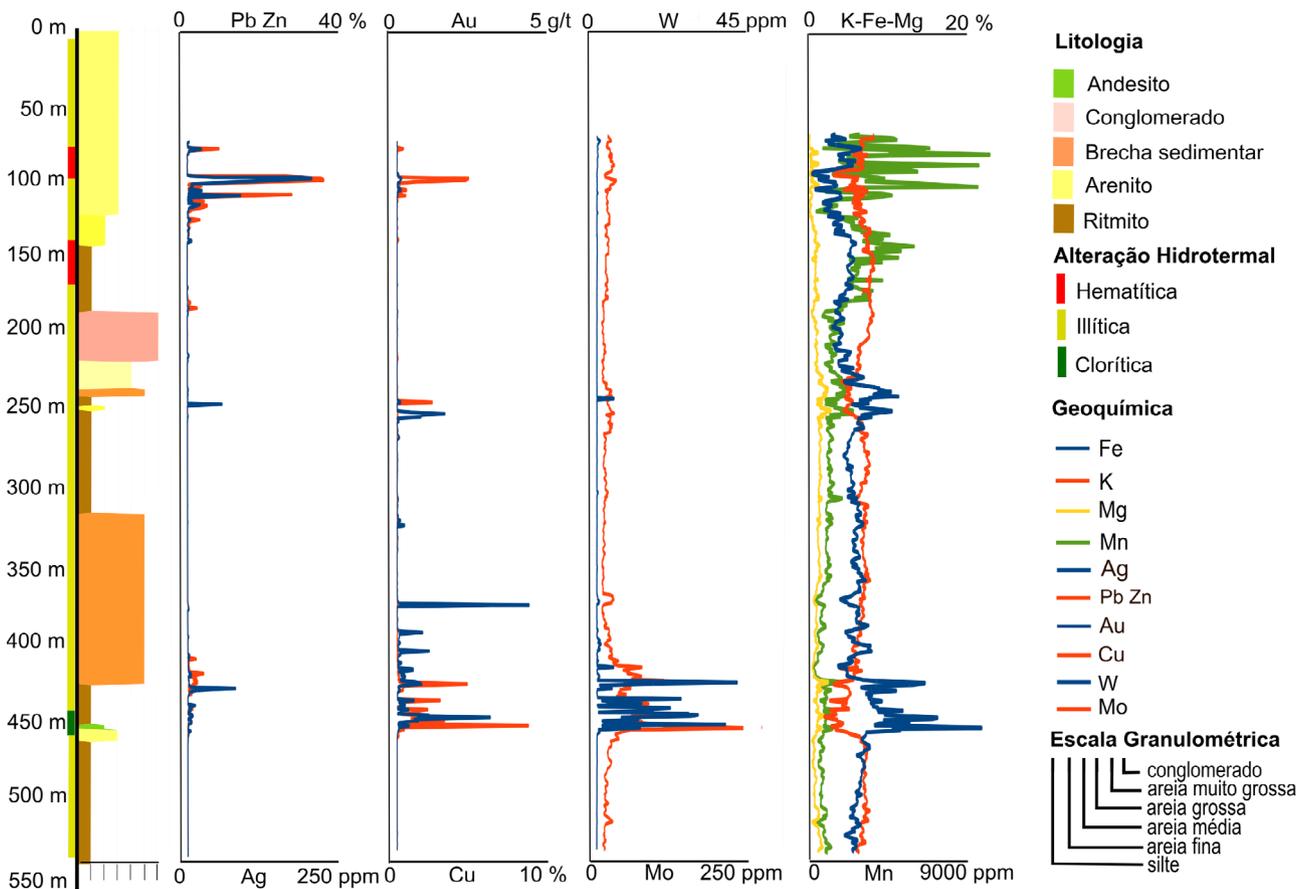


Figura 9. Variação dos teores dos elementos químicos de interesse no testemunho da sondagem BRSMDD0286.

de K (Figura 9). Em seguida, há uma alteração sericitica em arenito com poucos sulfetos e carbonatos, que envolve a mineralização e resulta em um aumento na concentração de K e uma redução nos teores de Fe.

Entre 453 e 462 m, a sondagem atravessa um dique de rocha básica fortemente cloritizada, com vênulas de hematita, pirita, bornita e calcopirita. A alteração hidrotermal é mais intensa no contato com o arenito, onde os teores de Ag, Au, Cu, W e Mo são mais altos (Figura 9). Os teores de Fe aumentam, e os de K diminuem à medida que a alteração sericitica é substituída pela sulfetação e carbonatação com minerais de ferro.

Após essa seção, a rocha volta a apresentar uma alteração hidrotermal illítica fraca, em um pacote sedimentar composto por camadas de arenito fino alternando com arenito médio e siltito. Nesse conjunto, os teores de K voltam a aumentar, enquanto os de Fe diminuem. A alteração hidrotermal volta a ser moderada no final do testemunho da sondagem, mas não há ocorrência de mineralizações.

DISCUSSÃO

Os levantamentos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria permitiram a identificação de lineamentos magnéticos na região de Minas do Camaquã. Esses lineamentos demarcam estruturas como a Zona de Cisalhamento Taperas Emiliano, falhas de direção NW–SE, como as falhas de Santa Maria e do Cemitério, e diques de diabásio da Formação Serra Geral na área de Minas do Camaquã. Assim, os levantamentos gamaespectrométricos e magnetométricos podem ser considerados de grande potencial para a identificação

da litologia da região, pois delimitam algumas unidades e apontam para variações não mapeadas.

Junto com as anomalias gamaespectrométricas de potássio, o comportamento dos dados de eTh e eU, as anomalias magnetométricas e as ocorrências de metais de base e preciosos catalogados fornecem um bom *proxy* para a busca de novos alvos de exploração mineral na região.

Os sinais de aerogeofísica também reforçam a hipótese de gênese epitermal para os depósitos de Santa Maria e Camaquã, ao fornecerem subsídios para a conexão destes com intrusões, principalmente de andesitos, que podem ter atuado como fontes de fluidos e metais, bem como impulsionadores térmicos para a circulação de fluidos aquosos aquecidos em estruturas tectônicas.

A morfologia das zonas de alteração hidrotermal, os relacionamentos entre essas zonas, a evolução do sistema hidrotermal, o controle estrutural da canalização de fluidos, a mineralogia dos minerais de minério e ganga nos níveis mais rasos e suas variações para os níveis mais profundos do depósito mineral permitem caracterizar a mineralização de Zn-Pb-(Ag) como do tipo *intermediate-sulfidation* (Wang et al., 2019), com transição para um sistema distal do tipo pórfiro em profundidade, com mineralização de Cu-(Au) e indícios de Mo. As informações dos dados geofísicos também sugerem possíveis continuidades dos corpos mineralizados ao norte do Depósito de Santa Maria, entre este e o de Camaquã, onde já são conhecidas ocorrências de Zn-Pb.

As análises geoquímicas e petrográficas dos testemunhos de sondagem permitem definir que a alteração hidrotermal se estende por mais de 1 km ao redor da sondagem BRSMD0286 (Figura 10), que foi realizada com orientação

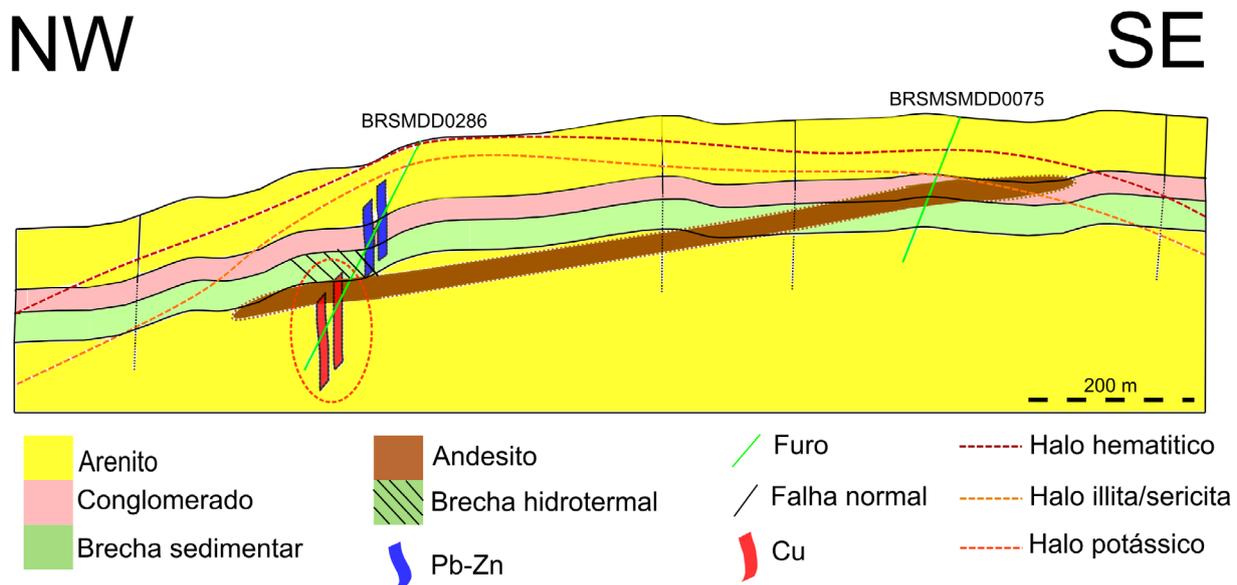


Figura 10. Perfil geológico NW-SE do Depósito de Santa Maria, com as localizações das sondagens BRSMD0286 e BRSMSMDD0075.

oeste para atravessar o principal *trend* mineralizado, de direção praticamente N-S, com o minério em estruturas com direção principal NW-SE, envelopado pelo halo de alteração hematítica e sericítica bem desenvolvida.

Os dados geoquímicos revelam que as rochas hospedeiras do depósito afetadas por alteração illítica e sericítica pervasiva distal têm uma assinatura característica em termos de K, Fe e Mg, onde a relação entre Fe e K se inverte apenas nas zonas mineralizadas. Muitas vezes, esse aumento do teor de Fe é acompanhado pela presença de carbonatos e sulfetos preenchendo fraturas, o que também resulta em um aumento nos teores de Mn. A mineralização com galena e esfalerita ocorre antes de 200 m de profundidade, com cloritização superimposta em profundidades maiores do que 400 m, onde a mineralização de cobre e ouro é mais proeminente. A sondagem BRSMDD0286 intercepta o dique de andesito amigdaloidal da Formação Acampamento Velho (Pereira, 2018), intercalado no pacote sedimentar, também observado nas sondagens BRSMDD0075 e BRSMDD0289.

As amostras da sondagem BRSMDD0248, localizada a leste do *trend* mineralizado, apresentam menor mineralização, indicando uma posição distal ao centro de alteração hidrotermal. As alterações hidrotermais illíticas e hematíticas definem zonas de alteração mais extensas e, em profundidade, são substituídas pela alteração sericítica que envolve a mineralização. O mesmo padrão é observado na sondagem BRSMDD075, localizada mais a leste, que atravessa pacotes afetados por fluidos hidrotermais distantes da mineralização.

A sondagem BRSMDD0289 se diferencia das outras, pois foi orientada em direção oposta, a leste, na parte sul, onde o *trend* central está deslocado mais a oeste devido à ação das falhas NW-SE. Essa sondagem, localizada a mais de 1 km de distância das partes centrais do depósito (onde a sondagem BRSMDD0286 foi realizada), não intercepta zonas com mineralizações mais significativas, mas evidencia mais de 700 m de rocha predominantemente afetada pela alteração illítica, demonstrando as dimensões do sistema hidrotermal que resultou nas mineralizações de Zn e Pb de Santa Maria.

A mineralização do depósito Santa Maria é composta principalmente por minerais de minério típicos de mineralizações epitermais de *intermediate-sulfidation*, incluindo calcopirita, esfalerita marrom e galena, com ouro e prata em proporções subordinadas. Entre os minerais de ganga, destacam-se a pirita, calcita, ankerita e a rodocrosita (Remus et al., 2011), bem como óxidos e hidróxidos de ferro, além da adularia, que é menos comum. Vale ressaltar também as feições indicativas de *boiling* (Pereira, 2018), frequentes no depósito mineral.

A presença consistente de teores de Mo e W sugere que esses elementos químicos podem ser indicativos para

a localização de mineralizações mais profundas associadas a intrusões, conforme definido por Dilles (2012) ao estudar footprints de mineralizações do tipo pórfiro. Os teores de prata, muito maiores do que os de ouro nos minérios do Depósito de Santa Maria, com uma relação média Ag/Au > 70, são também diagnósticos de depósitos epitermais de *intermediate-sulfidation* do tipo extensional (Wang et al., 2019). Nesse contexto, a caracterização da mineralização de Santa Maria como epitermal abre a possibilidade exploratória para pórfiros de cobre e molibdênio (com indícios frequentes nas amostras analisadas) em profundidade, bem como mineralizações laterais de veios epitermais de *intermediate-sulfidation* a *low-sulfidation*, conforme definido para o Depósito de Camaquã por Renac et al. (2014).

CONCLUSÃO

Os estudos desenvolvidos permitiram interpretar que a gênese da mineralização de zinco e chumbo do Depósito de Santa Maria ocorreu na fase final de formação da Bacia do Camaquã, em um ambiente distensivo de *rift*. Nesse ambiente, as rochas dos Grupos Guaritas e Santa Bárbara foram depositadas, acompanhadas de vulcanismo andesítico/basáltico associado e intensa atividade tectônica em falhas normais e transcorrentes.

Os fluidos hidrotermais circularam através da porosidade primária e secundária das rochas, provenientes de descontinuidades tectônicas. Isso resultou na formação de corpos mineralizados associados a sistemas venulares, *stockworks* ou veios maciços e disseminados, provavelmente relacionados a intrusões em maiores profundidades. Essas intrusões devem ter fornecido fluidos e metais, além de agirem como fontes de calor para a geração das mineralizações epitermais em estruturas tectônicas em níveis mais superficiais da crosta. A mineralização, composta por zonas disseminadas e veios de pirita, quartzo, calcita, galena e esfalerita em níveis mais rasos, e calcopirita, pirita, galena, quartzo e calcita em níveis mais profundos, é sempre acompanhada por prata e ouro, por vezes em teores significativos. Suas características gerais sugerem uma gênese associada a um sistema *epitermal intermediate-sulfidation*.

As alterações hidrotermais associadas também se assemelham ao esperado em veios desse tipo. Elas são caracterizadas por quartzo, sericita, illita e pirita, junto com a mineralização de Pb-Zn. Em profundidades maiores, devido ao aumento da temperatura e à proximidade de sistemas pórfiros, observa-se a presença de biotita hidrotermal e anidrita, predominando com a mineralização de cobre. A alteração clorítica é mais restrita e tardia no sistema raso, indicando que a evolução do sistema hidrotermal progrediu com a

neutralização dos fluidos ácidos responsáveis pela lixiviação das rochas hospedeiras, o que resultou na alteração illítica/sericítica, amplamente distribuída no depósito. Conforme esperado em sistemas hidrotermais desse tipo, a cloritização e as alterações sericito-cloríticas ganham mais importância com o aumento da profundidade e podem gradar para zonas de alterações potássicas contendo biotita ou biotita e feldspato potássico, onde as mineralizações de cobre do tipo pórfiro provavelmente ocorrem.

As alterações hematíticas, tanto pervasivas quanto fissurais, resultam da lixiviação do cimento férrico presente no arenito pelo fluido ácido, seguida de recristalização acima do halo illítico. A ampla distribuição de carbonato no depósito parece estar relacionada à circulação de fluidos através das fraturas e à porosidade do arcabouço sedimentar, o que também levou à formação de sulfetos euédricos finamente disseminados.

Dessa forma, os depósitos minerais da região de Minas do Camaquã têm relações genéticas com o magmatismo profundo dos períodos Ediacarano e Cambriano, ocorridos em um ambiente tectônico distensivo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Nexa Resources pela cessão de amostras para este estudo e pelo financiamento da etapa de campo. Agradecimentos também aos geólogos Ram Horizonte Seixas Betancourt, Tereza Lee, Jorge Tomás Trovó Echague e Issacar Barroso, ao geofísico Prof. Dr. Vinicius Hector Abud Louro e aos revisores anônimos pelas contribuições. Agradecimentos também ao Serviço Geológico Brasileiro (SGB/CPRM) pelo acesso aos dados geológicos e aerogeofísicos, à Universidade de São Paulo pelo suporte e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto de pesquisa número (141471/2021-2).

REFERÊNCIAS

- Almeida, D. P. M., Zerfass, H., Basei, M. A., Petry, K., Gomes, C. H. (2002). The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro Do Bugio, Perau and Serra De Santa Bárbara (Caçapava do Sul, RS, Brazil). *Gondwana Research*, 5(3), 721-733. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70640-7](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70640-7)
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-César, A. R. S., Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*, 118(2), 154-161. <https://doi.org/10.1086/649817>
- Almeida, R. P., Santos, M. G. M., Fragoso-César, A. R. S., Janikian, L., Fambrini, G. L. (2012). Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2), 347-376. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012005000034>
- Badi, W. R. S., Gonzalez, A. P. (1988). Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus, C. (ed.). *Principais depósitos Minerais do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 157-170. v. 3.
- Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, M., Reis Neto, J. M., Preciozzi, R. E. (2000). The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: XXXI International Geological Congress, p. 311-334. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/19419>. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Beckel, J. (1990). *Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasileiro, RS (Brasil)*. Tese (Doutorado). Salamanca: Universidade de Salamanca, 275 p.
- Bettencourt, J. S. (1972). *A mina de cobre do Camaquã, RS*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.2015.tde-06072015-100922>
- Bicca, M. M., Chemale Jr., F., Jelinek, A. R., Oliveira, C. H. E., Guadagnin, F., Armstrong, R. (2013). Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 173-192. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.006>
- Bonhomme, M. E., Ribeiro, M. J. (1983). Datação K-Ar das argilas associadas a mineralizações de cobre da Mina do Camaquã e de suas encaixantes. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1., 1983. *Anais...* Porto Alegre: SBG. p. 82-88.
- Borba, A. W. (2006). *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozoico e Paleozoico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10183/7906>. Acesso em: 27 jul. 2023.

- Chemale Jr., F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sulrio-grandense. In: Holz, M., Ros, L. F. De (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, p. 13-52.
- Dickison, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dilles, J. H. (2012). *Footprints of porphyry Cu deposits: Vectors to the hydrothermal center using mineral mapping and litho geochemistry*. USGS MRERP Grant Award number G10AP00052 Final Technical Report.
- Dott Jr., R. H. (1964). Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 625-632. <https://doi.org/10.1306/74D71109-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Fambrini, G. L. (2003). *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozoico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.2003.tde-26092014-160734>
- Folk, R. L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Co.
- Fragoso-César, A. R. S. (1991). *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.1991.tde-23042013-162133>
- Fragoso-César, A. R. S., Fambrini, G. L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L. (2003). A Bacia Camaquã: Um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III — Eopaleozoico no Rio Grande do Sul. In: Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias, 1., 2003. *Anais...* Porto Alegre: Editora UFRGS, p. 139-144. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/ee2e2864-b3eb-44ad-8a1a-9574dd29244c/1315909.pdf>. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Gnojek, I., Prichystal, A. (1985). A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, 23(4), 491-502. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(85\)90076-6](https://doi.org/10.1016/0016-7142(85)90076-6)
- Hedenquist, J., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. In: Hagemann, S. G., Brown, P. E. (eds.). *Gold in 2000*. Littleton: Society of Economic Geologists, p. 245-277. (Reviews in Economic Geology, 13). Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/228840402_Exploration_for_Epithermal_Gold_Deposits. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-César, A. R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tover, E., McReath, I., D'Agrella Filho, M. S. (2011). Ages (U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3), 466-482. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.010>
- Laux, J. H. (1999). *Caracterização da mineralização cuproaurífera de uma parte da mina Uruguai, Rio Grande do Sul*. Dissertação (Mestrado). São Leopoldo: Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Laux, J. H., Stropper, J. L., Provenzano, C. A. S., Horn, B. L. D., Klein, C. (2021). *Mapa Geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Escala 1:500.000. Porto Alegre: SGB-CPRM (Serviço Geológico do Brasil).
- Leinz, V., Almeida, S. (1941). *Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã*. Porto Alegre: D.P.M. / Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, 56 p. Boletim 88.
- Lusk, J., Calder, B. O. E. (2004). The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu-Fe-Zn-S, Fe-Zn-S and Cu-Fe-S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535°C. *Chemical Geology*, 203(3-4), 319-345. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.10.011>
- Machado, R., Sayeg, H. S. (1992). Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1., 1992. *Anais...* São Leopoldo: SBG/Unisinos, p. 73-76.
- Miller, H. G., Singh, V. (1994). Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- Nóbrega, J. E. S. (2011). *Proveniência sedimentar do Grupo Guaritas, Cambriano da Bacia de Camaquã (RS)*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP. <https://doi.org/10.11606/D.44.2011.tde-27072011-171747>
- Oliveira, C. H. E., Chemale Jr., F., Jelinek, A. R., Bicca, M. M., Phillip, R. P. (2014). U-Pb and Lu-Hf Isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 246, 240-255. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.03.008>

- Oliveira, J. M. M. T., Fernandes, L. A. D. (1991). Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3., 1991. *Anais...* Rio Claro: SBG, p. 58-59.
- Pelosi, A. P. M. R., Fragoso-César, A. R. S. (2003). Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. In: Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, 1., 2003. *Anais...* Porto Alegre: UFRGS, p. 133-138.
- Pereira, D. R. (2018). *Estudo geoquímico e isotópico dos processos metalogenéticos associados ao depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria, Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA. Disponível em: https://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/11635/1/Dissertacao_EstudoGeoquimicoIsotopico.pdf. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Pettijohn, F. G., Potter, P. E., Siever, R. (1972). *Sand and sandstones*. Berlim: Springer Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F. (2016). Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Supl. 1), 83-104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23, 117-119. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves D. I., Fletcher, I. R. (2000a). The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 13(3), 191-216. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00017-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00017-1)
- Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Reisch, J. L. (2000b). Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu-(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 3(2), 155-174. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70094-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70094-0)
- Remus, M. V., Hartmann, L. A., Toniolo, J. A. (2011). Low-temperature, hydrothermal base and precious metal deposits hosted by volcanic-sedimentary sequences of the Camaquã basin, southernmost Brazil. *European Geosciences Union General Assembly*. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/597>. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Groves, D. I. (1997). Pb and S isotope signature of sulphides and constraints on timing and sources of Cu (Au) mineralization at the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. In: South American Symposium Isotopic Geology, 1997. *Anais...* São Paulo, p. 253-255.
- Renac, C., Mexias A. S., Gomes, M. E. B., Ronchi, L. H., Nardi, L. V. S., Laux, J. H. (2014). Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 60, 146-160. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.016>
- Ribeiro, M. J. (1986). O metamorfismo dos campos termais do escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geológica*, 11, 15-28.
- Ribeiro, M. J. (1991). *Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Ribeiro, V. B., Mantovani, M. S. M., Louro, V. H. A. (2014). Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terræ Didática*, 10(1), 29-51. <https://doi.org/10.20396/td.v10i1.8637386>
- Rios, F. S. (2012). *Caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal do Depósito de Pb–Zn–(Cu–Ag) de Santa Maria, Distrito mineiro de Camaquã (RS)*. Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116-125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>
- SGB-CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2010). *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos*. Programa Geologia do Brasil. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/10948>. Acesso em: 27 jul. 2023.
- Shives, R. B. K., Charbonneau, B. W., Ford, K. L. (2000). The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry—Recognition of alteration related to mineralization. *Geophysics*, 65, 2001-2011. <https://doi.org/10.1190/1.1444884>
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Smith, W. H. F., Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3), 293-305. <https://doi.org/10.1190/1.1442837>

Toniolo, J. A., Remus, M. V. D., Macambira, M. J. B., Moura, C. A. V. (2004). Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS, Revisão e Geoquímica Isotópica de Sr, S, O e C. *Pesquisas em Geociências*, 31(2), 41-67. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19573>

Veigel, R., Dardenne, M. A. (1990). Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 55-67. Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11794>. Acesso em: 27 jul. 2023.

Wang, L., Qin, K.-Z., Song, G.-X., Li, G.-M. (2019). A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107, 434-456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30(5), 377-392. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/30063207>. Acesso em: 10 ago. 2023.

Williams, H., Turner, F. J., Gilbert, C. H. (1962). *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin section*. San Francisco: Freeman and Company.