

Trabalho de Conclusão de Curso

Graduação em Geologia

**LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO PARA RECONHECIMENTO DE
DEPÓSITOS DE COBRE FILONIANO NA REGIÃO DAS MINAS DO SEIVAL,
ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE**

Larissa Tinti Castellano

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2026

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

LARISSA TINTI CASTELLANO

LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO PARA RECONHECIMENTO DE DEPÓSITOS
DE COBRE FILONIANO NA REGIÃO DAS MINAS DO SEIVAL, ESCUDO SUL-
RIOGRANDENSE

Trabalho de Graduação apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Rio Claro (SP)

2026

C348l Castellano, Larissa Tinti

Levantamento magnetométrico para reconhecimento de depósitos de cobre filoniano na região das Minas do Seival, Escudo Sul-Riograndense / Larissa Tinti Castellano. -- Rio Claro, 2026

72 p.

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

1. Prospecção Mineral. 2. Geofísica. 3. Cobre. 4. Falhas. 5. Hidrotermalismo. I. Título.

LARISSA TINTI CASTELLANO

LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO PARA RECONHECIMENTO DE DEPÓSITOS
DE COBRE FILONIANO NA REGIÃO DAS MINAS DO SEIVAL, ESCUDO SUL-
RIOGRANDENSE

Trabalho de Graduação apresentado ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio
Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de Bacharel
em Geologia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)

Dra. Marina Fernandes Sanches Barros (Pós-Doutoranda - UNESP)

MsC. Luiza Lima Alves (Doutoranda - UNESP)

Rio Claro, 3 de julho de 2026.



Documento assinado digitalmente
LARISSA TINTI CASTELLANO
Data: 23/07/2026 19:28:46-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Assinatura do(a) aluno(a)



Documento assinado digitalmente
CESAR AUGUSTO MOREIRA
Data: 23/07/2026 19:12:50-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

A escrita desta monografia foi uma tarefa que não teria sido concluída sem a valiosa contribuição das pessoas que estiverem ao meu lado durante toda esta trajetória. Dedico estes agradecimentos a todos que acreditaram e foram fundamentais para a conclusão desta etapa.

Agradeço a todos os integrantes do Laboratório de Geofísica pelas conversas e trocas fundamentais de conhecimento, ideias e opiniões. Agradeço a todos os professores do Departamento de Geologia da UNESP por todo o conhecimento compartilhado em sala de aula e campo. Com certeza moldaram a minha vida profissional e moldarão a de vários colegas da profissão.

Agradeço ao Prof. Dr. César Augusto Moreira pela orientação, tanto nos programas de Iniciação Científica quanto neste trabalho, e por todos os aprendizados que adquiri ao longo da graduação.

Agradeço à oportunidade de estágio provinda do geólogo Emerson Ricardo Re, que me proporcionou experiência como profissional e cada vez mais interesse nas áreas de pesquisa mineral e modelagem geológica.

Agradeço especialmente à minha família. Aos meus pais, Alessandra e Humberto, pelo suporte na minha trajetória, amor e incentivo nos meus estudos desde a infância. Às minhas irmãs, Lívia e Luana, por alegrarem meus dias, compartilharem seus sonhos e compreensão nos momentos de ausência. Às minhas avós, Maria Augusta e Ilze, duas professoras que sempre me motivaram e encorajaram na minha formação, além de cotidianamente estimularem também o meu apego a leitura. Obrigada por estarem presentes em todos os momentos.

Ao meu grupo de amigos, Ketlyn Figueira, Mariana Carone, Matheus Florentino e Tamiris Pagotti, vocês são a melhor companhia que eu poderia levar tanto para campo quanto para vida. À Isabela Gouveia, Thais Arantes e Lucas Locatelli pelas conversas nos corredores, reclamações e surtos acadêmicos. Vejo tanto potencial em vocês! Vocês tornaram tudo possível, todas as vezes.

RESUMO

A crescente demanda por cobre, impulsionada pela transição energética e pelo desenvolvimento tecnológico, tem estimulado a reavaliação de distritos mineiros historicamente produtivos, sobretudo porque a maioria dos depósitos aflorantes já foi descoberta. Para tanto, os métodos indiretos, como a geofísica, auxiliam a prospecção de alvos em subsuperfície mediante a rápida aquisição, varredura de grandes áreas e maior custo-benefício em relação aos métodos diretos. Este trabalho aplicou o levantamento magnetométrico terrestre com o objetivo de reconhecer ocorrências de cobre filoniano não aflorantes na região das Minas do Seival, entre as minas desativadas Barita e João Dahne. A região das Minas do Seival, localizada no Escudo Sul-Riograndense (ESRG), abriga mineralizações filonianas de cobre associadas a sistemas hidrotermais epitermais hospedadas em rochas vulcanoclásticas da Formação Hilário (Grupo Bom Jardim, Bacia do Camaquã). A aquisição dos dados foi realizada com magnetômetro Overhauser GSM-19, em malha de 282 pontos com espaçamento médio de 30 m, em uma área de 23 hectares. Um magnetômetro base fixo monitorou continuamente as variações diurnas do campo magnético e o posicionamento dos pontos foi obtido com DGPS Stonex S850 (precisão de 0,5 m). Os dados foram processados no software Oasis Montaj Geosoft, com correção da variação diurna, remoção do IGRF para aplicação dos filtros de Redução ao Polo (RTP), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Derivadas Direcionais (Dx, Dy, Dz) e Derivada Horizontal Total (THDR), a fim de realçar as estruturas de interesse. Os resultados evidenciaram anomalias magnéticas de alta intensidade concentradas na porção central entre as duas minas. A integração de todos os mapas processados revelou três famílias principais de estruturas rúpteis na área: $\pm$ NE-SW (dominante), $\pm$ NW-SE (secundária) e $\pm$ E-W (local). As direções NW-SE e E-W frequentemente truncam e todos os mapas constituem estruturas NE-SW. Os halos anômalos coincidem com os valores de maior amplitude magnética e com os lineamentos descritos na literatura como condutos preferenciais para ascensão de fluidos mineralizantes em sistemas epitermais. A intersecção entre essas direções define alvos prospectivos prioritários na região central, o que demonstra uma continuidade destes alvos. Isto provavelmente favoreceu as duas minas mediante esforços tectônicos e fraturamento hidráulico das rochas na ascensão de fluidos mineralizantes, onde ocorreu a precipitação de metais de interesse. Assim, o método geofísico de detalhe da magnetometria terrestre é uma ferramenta eficaz no mapeamento indireto de depósitos cupríferos filonianos.

Palavras-chave: Prospecção mineral, Geofísica, Cobre, Falhas, Hidrotermal subvulcânico.

ABSTRACT

The growing demand for copper, driven by the energy transition and technological development, has stimulated the reassessment of historically productive mining districts, especially since most outcropping deposits have already been discovered. To this end, indirect methods, such as geophysics, aid in the prospecting of subsurface targets through rapid acquisition, large-area scanning, and better cost-effectiveness compared to direct methods. This study applied a ground magnetometric survey to identify non-outcropping vein-type copper occurrences in the Minas do Seival region, between the deactivated Barita and João Dahne mines. The Minas do Seival region, located within the Sul-Rio-Grandense Shield (ESRG), hosts vein-type copper mineralizations associated with epithermal hydrothermal systems, hosted in volcanoclastic rocks of the Hilário Formation (Bom Jardim Group, Camaquã Basin). Data acquisition was carried out with an Overhauser GSM-19 magnetometer, on a grid of 282 points with an average spacing of 30 m, over an area of 23 hectares. A fixed base magnetometer continuously monitored the diurnal variations of the magnetic field and point positioning was obtained with a Stonex S850 DGPS (precision of 0.5 m). The data were processed in the Oasis Montaj Geosoft software, with diurnal variation correction, removal of the IGRF, and application of filters such as Reduction to the Pole (RTP), Analytic Signal Amplitude (ASA), Directional Derivatives (Dx, Dy, Dz), and Total Horizontal Derivative (THDR), in order to highlight the structures of interest. The results revealed high-intensity magnetic anomalies concentrated in the central portion between the two mines. The integration of all processed maps revealed three main families of brittle structures in the area: $\pm$ NE-SW (dominant), $\pm$ NW-SE (secondary), and $\pm$ E-W (local). The NW-SE and E-W directions frequently truncate the NE-SW structures in all the maps. The anomalous halos coincide with the highest magnetic amplitude values and with the lineaments described in the literature as preferential conduits for the ascent of mineralizing fluids in epithermal systems. The intersection between these directions defines priority prospecting targets in the central region, demonstrating the continuity of these targets. This probably favored the two mines through tectonic stresses and hydraulic fracturing of the rocks during the ascent of mineralizing fluids, where the precipitation of metals of interest occurred. Thus, the detailed ground magnetometry geophysical method is an effective tool for the indirect mapping of vein-type copper deposits.

Keywords: Mineral prospecting, Geophysics, Copper, Faults, Subvolcanic hydrothermal.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudos, a qual recobre as duas Minas do Seival, Barita e João Dahne, no município de Caçapava do Sul (RS).	15
Figura 2. Compartimentação geológica simplificada e dos domínios do Escudo Sul-Riograndense (ESRG).....	18
Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã, estratigrafia e porções do embasamento (ESRG).....	20
Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã, com destaque para o Grupo Bom Jardim, presente na área de estudo.....	22
Figura 5. Mapa esquemático do Escudo Sul-Riograndense (ESRG) com os quatro blocos tectônicos e as principais falhas na área de estudo.	25
Figura 6. Mapa Geológico das Minas do Seival, destacado a área de estudos entre as minas abandonadas Barita e João Dahne.	27
Figura 7. Mapa Litoestrutural da Folha Lavras do Sul SH.22-Y-A-IV, escala: 1:100. 000. Destaque para a área de estudo em vermelho.	29
Figura 8. Modelo do campo geomagnético.	35
Figura 9. Elementos geomagnéticos do campo magnético terrestre.	36
Figura 10. Levantamento magnetométrico na região das Minas do Seival no campo de outubro de 2024. A) Equipamento móvel; B) Estação base.....	45
Figura 11. Mapa de pontos de aquisição magnetométrica, com equidistância média de 30m, entre as Minas Barita e João Dahne.	46
Figura 12. A) Visão geral da Mina da Barita; B) Afloramento com malaquita dispersa em lapili tufo na mina.	48
Figura 13. Mapa de Campo Magnético Total (CMT).....	50
Figura 14. Mapa de Redução ao Polo (RTP).....	51
Figura 15. Mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA).....	52
Figura 16. Mapa de Derivada Horizontal (Dx).....	53
Figura 17. Mapa de Derivada Horizontal (Dy).....	54
Figura 18. Mapa de Derivada Vertical (Dz).	55
Figura 19. Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR).....	56
Figura 20. Mapa integrado, entre a região das duas minas de estudo, com os valores anômalos de cada mapa processado e aplicado os filtros de realce.....	57

Figura 21. Mapa de sobreposição, com os resultados existentes nos halos anômalos (valores altos) dos mapas 2D processados com todos os filtros de realce. Os alvos de interesse são estruturas nas direções $\pm$ NE-SW, $\pm$ E-W e $\pm$ NW-SE, concentradas na posição central e distribuídas na região entre a área das duas minas..... 58

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
2. OBJETIVOS.....	14
3. ÁREA DE ESTUDO	15
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
4.1. Escudo Sul-Riograndense (ESRG).....	17
4.2. Bacia do Camaquã (BC)	19
4.3. Registro Estratigráfico.....	21
4.4. Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS).....	24
4.5. Geologia Estrutural e Tectônica.....	25
5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	27
5.1. Geologia Estrutural Local	29
6. MINERALIZAÇÃO DE COBRE NAS MINAS DO SEIVAL	31
7. MATERIAL E MÉTODOS.....	33
7.1. Magnetometria	33
7.1.1. <i>Fundamentação teórica.....</i>	<i>33</i>
7.1.2. <i>Campo magnético terrestre</i>	<i>35</i>
7.1.3. <i>Susceptibilidade e Propriedades Magnéticas</i>	<i>38</i>
7.1.4. <i>Levantamento Magnetométrico</i>	<i>39</i>
7.2. Técnicas de Processamento e Filtros de Realce.....	40
7.2.1. <i>Redução ao polo (Reduction to Magnetic Pole - RTP).</i>	<i>41</i>
7.2.2. <i>Derivadas direcionais (Dx, Dy, Dz).....</i>	<i>42</i>
7.2.3. <i>Amplitude do Sinal Analítico (Analytical Signal Amplitude - ASA).....</i>	<i>43</i>
7.2.4. <i>Derivada Horizontal Total (Total Horizontal Derivative – THDR)</i>	<i>43</i>
8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	45
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	48

9.1.	Reconhecimento geológico	48
9.1.1.	<i>Formação Hilário</i>	48
9.2.	Dados magnetométricos	48
9.2.1.	<i>Mapa de Campo Magnético Total (CMT).....</i>	49
9.2.2.	<i>Mapa de Redução ao Polo (RTP)</i>	50
9.2.3.	<i>Mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA)</i>	51
9.2.4.	<i>Mapa de Derivada Horizontal (Dx).....</i>	52
9.2.5.	<i>Mapa de Derivada Horizontal (Dy).....</i>	54
9.2.6.	<i>Mapa de Derivada Vertical (Dz)</i>	55
9.2.7.	<i>Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR).....</i>	56
9.3.	Integração dos dados magnéticos	57
10.	CONCLUSÕES	62
	REFERÊNCIAS.....	64

1. INTRODUÇÃO

O cobre acompanha a história da sociedade desde a produção de artefatos, moedas e desenvolvimento de ligas metálicas até o uso na eletricidade, na maquinaria industrial, cabos e infraestrutura urbana, no ápice da Revolução Industrial. É um dos metais mais antigos utilizados e tem sido um dos materiais importantes no desenvolvimento da civilização. Com isso, ao longo das últimas décadas, a demanda global por cobre aumentou de forma significativa devido à intensa demanda tecnológica, o que impulsionou iniciativas de pesquisa mineral para descoberta e a reavaliação de depósitos cupríferos.

A relevância do setor minerário contribui para o fortalecimento econômico, uma vez que gera empregos, fornece insumos essenciais para a indústria e participa significativamente do saldo comercial positivo do país (IBRAM, 2021). No primeiro semestre de 2025, o faturamento do setor mineral brasileiro foi de aproximadamente R\$ 139,2 bilhões, um crescimento de cerca de 7,5% em relação ao mesmo período de 2024, responsável pela manutenção do superávit na balança comercial do país (IBRAM, 2025). Tal fato justifica a participação significativa na atividade minerária no mercado nacional e internacional, principalmente em termos de comercialização.

O Brasil ocupa a décima sétima posição em reservas de cobre, o que o coloca em uma posição estratégica, especialmente em relação à transição energética (IBRAM, 2024). Dentre os principais minérios considerados críticos mundialmente estão o cobalto, o níquel, os terras raras e o cobre (Bezerra *et al.*, 2025; IEA, 2025). Conforme relatórios recentes da *International Energy Agency* (2025), estes minérios são essenciais para viabilizar novas tecnologias, distribuição de energia limpa (turbinas eólicas e painéis solares) e baterias.

Atualmente, o cobre é relevante pela sua diversidade de aplicações e alta demanda global, o que aumenta o investimento e consumo deste minério (ICA, 2022). É devido a suas propriedades físicas e químicas, referentes à boa condutibilidade, que o cobre é muito utilizado em segmentos de distribuição e transmissão de energia elétrica, construção civil, circuitos eletroeletrônicos, como em catodos, fios e cabos, motores elétricos, além de componentes automotivos (USGS, 2009). Este cenário impulsiona investimentos globais em exploração mineral e reposiciona regiões com potencial geológico favorável como áreas prioritárias para pesquisa.

No Estado do Rio Grande do Sul, o cobre representou, durante décadas, um dos principais bens minerais metálicos produzidos, concentrado especificamente no Distrito Cuprífero das Minas do Camaquã exploradas por mais de 100 anos. Este distrito compreende minas

pertencentes à Companhia Brasileira de Cobre (CBC) alojadas em sucessões vulcano-sedimentares Neoproterozóicas da Bacia do Camaquã (Harres, 2000). A identificação de minerais oxidados de cobre, em 1870, na região de Lavras do Sul atraiu investimentos de capitais ingleses, que estabeleceram a infraestrutura inicial de lavra e viabilizaram os primeiros estudos sobre a jazida (Laux e Lindenmayer, 2000)

As Minas do Seival tiveram grande importância econômica, embora atualmente estejam exauridas em razão da predominância de minério oxidado (Reischl, 1978). Entretanto, o arcabouço estrutural e metalogenético favorável, com o histórico de expressiva produção de cobre para o país registradas nas minas adjacentes e indícios de mineralização de cobre (malaquita e azurita), reforçam o potencial para novas investigações. Os depósitos minerais não representam sistemas estáticos, mas produtos de evolução geológica complexa, que podem indicar a presença de concentrações de cobre ainda não identificadas (Moon *et al.*, 2006).

Em razão da maioria dos depósitos aflorantes já terem sido descobertos e explorados, urge a utilização de métodos indiretos, especificamente a prospecção geofísica, a qual permite a detecção de contrastes entre corpos mineralizados e a rocha encaixante (Dentith e Mudge, 2014; Kearey *et al.*, 2002). Entre os métodos geofísicos empregados na exploração mineral, a magnetometria é utilizada em razão da rápida aquisição, baixo custo operacional em relação aos métodos diretos, como a sondagem, e elevada capacidade de identificar variações de susceptibilidade magnética associadas a diferentes litologias e estruturas geológicas. A magnetometria é amplamente empregada na prospecção de depósitos metálicos (Karlsen e Olesen, 1996; Airo e Mertanen, 2008; Afshar *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2020; Dutra *et al.*, 2023) eficaz na detecção de depósitos associados a mineralizações de cobre e sistemas estruturados (Fries *et al.*, 2020; Anderson *et al.*, 2023; Oliveira *et al.*, 2026).

A magnetometria tem sido empregada na identificação de sistemas hidrotermais e depósitos em diferentes contextos tectônicos. Karlsen e Olesen (1996) utilizaram prospecção geofísica aérea para mapear ocorrências associadas a rochas ultramáficas e demonstraram que anomalias magnéticas permitem delimitar zonas de alteração e estruturas condutoras de fluidos. Airo e Mertanen (2008) correlacionaram assinaturas magnéticas com mineralização aurífera em greenstone belts, onde as respostas magnéticas refletiram a presença de minerais ferromagnéticos gerados durante eventos hidrotermais.

Em contextos geológicos similares ao da Bacia do Camaquã, a magnetometria é representada como uma ferramenta para o mapeamento de estruturas rúpteis e zonas de alteração associadas à mineralização cuprífera. Oliveira *et al.* (2026) utilizaram magnetometria terrestre em conjunto com gamaespectrometria e modelo digital de elevação para investigar

uma ocorrência de cobre na Bacia do Camaquã. Fries *et al.* (2020) também aplicaram métodos geofísicos, dentre eles a magnetometria, para caracterizar ocorrências de cobre, que evidenciaram a sensibilidade do método na detecção de variações litológicas e estruturais em escala de detalhe.

Diante disso, este trabalho propõe a reavaliação de depósitos cupríferos filonianos na região de duas minas abandonadas na região das Minas do Seival, com o método da magnetometria terrestre, para a identificação de novos alvos prospectivos e possíveis ocorrências de cobre.

2. OBJETIVOS

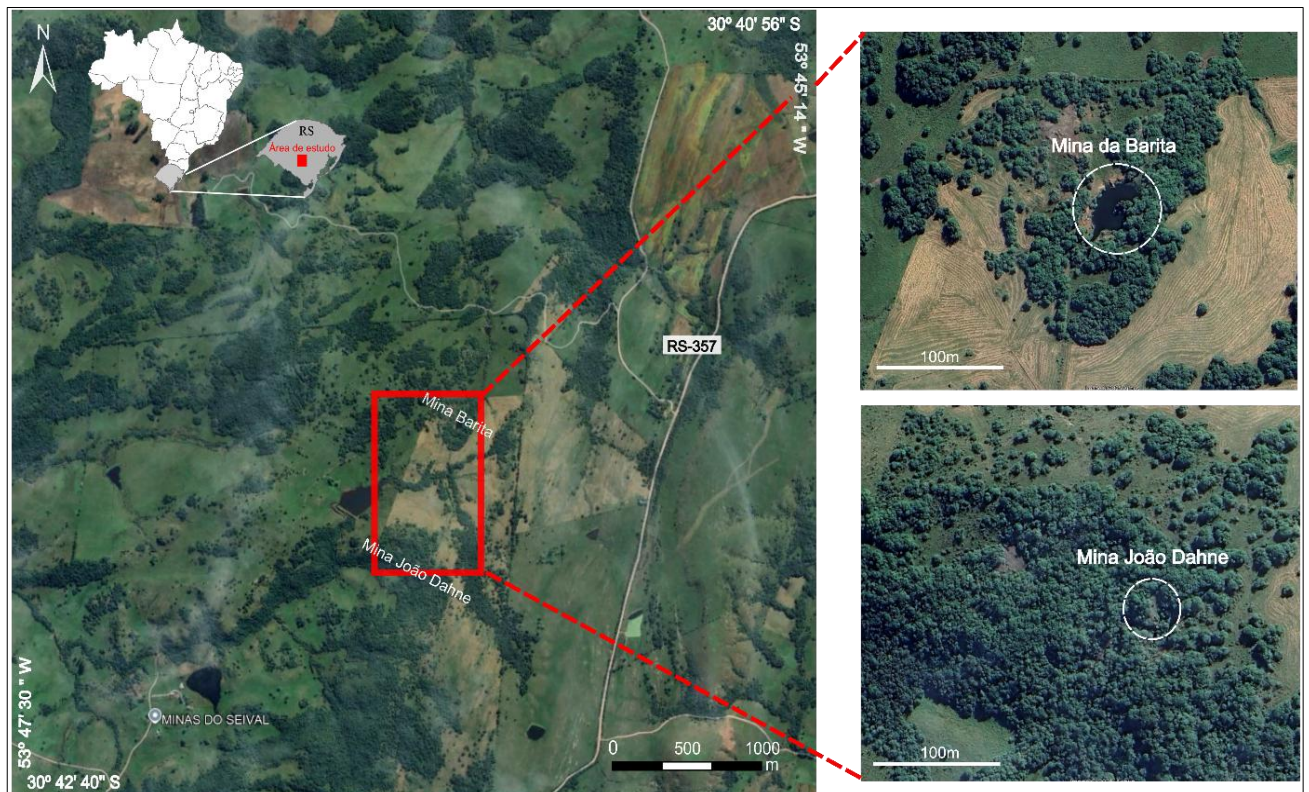
Este estudo visa reconhecer possíveis ocorrências de cobre filoniano não aflorantes entre duas minas desativadas (Barita e João Dahne) localizadas na região das Minas do Seival, por meio do levantamento magnetométrico terrestre.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Caçapava do Sul (RS), próxima a divisa com Lavras do Sul (RS). A cidade de Caçapava do sul está situada a 324 km de Porto Alegre pela rodovia BR-290 e a 57 km da área de estudo. Esta região das Minas do Seival é composta pelas seguintes minas, com ocorrências de cobre e ouro, definidas por Reischl (1978): Alcides, Vila do Torrão, Cruzeta, Meio, Morcego, João Dahne e Barita. A região do levantamento recobre duas minas inativas Barita e João Dahne, que compõem a região conhecida como Seival, entre os municípios mencionados.

A escolha dessa área foi feita pela acessibilidade ao local, que possui pouca vegetação, e a proximidade entre as duas minas para a realização do levantamento geofísico terrestre. O acesso às Minas Barita e João Dahne é feito principalmente pela rodovia estadual RS-357, com localização à esquerda. No sentido de Caçapava do Sul a Lavras do Sul, as estradas rurais adjacentes a esta via permitem a acessibilidade e o deslocamento para ambas as minas (Figura 1).

Figura 1. Mapa de localização da área de estudos, a qual recobre as duas Minas do Seival, Barita e João Dahne, no município de Caçapava do Sul (RS).



Fonte: Autoral (2025).

Ambas as minas da área de estudo possuem uma exploração histórica em meados do século XX, descritas por Reischl (1978). A Mina Barita possui uma estimativa de aproximadamente 64.000 toneladas de minério e cerca de teor de 1,7% de Cu e 70 ppm Ag, onde a mineralização aparece em modalidades sulfetada e oxidada, com o cobre na forma de calcocita (Cu_2S), além da presença de ganga de barita (BaSO_4) em veios. O corpo é descrito como lenticular com direção NE–SW e mergulho 50° para NW e a ganga de barita ocorre em veios com direção N–S localmente. Em levantamentos de campo, as trincheiras aparecem inundadas, vegetadas e de fácil acesso pelas extremidades e topo.

A Mina João Dahne é caracterizada pela descrição de litologias de lapili tufos e fluxos andesíticos, em que a reserva inferida é de cerca de 20.000 toneladas, ou seja, baixo teor médio. Foi registrada nesta área uma trincheira longa em 1957 e, atualmente, há três trincheiras desativadas, muitas delas de difícil acesso, inundadas ou com vegetação densa (Reischl, 1978).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1. Escudo Sul-Riograndense (ESRG)

O contexto geotectônico da área de estudo compreende o Escudo Sul-Riograndense (ESRG), correspondente à porção meridional da Província Mantiqueira, onde o Rio Grande do Sul representa o seu segmento no extremo sul. Esta Província, definida por Almeida *et al.* (1977), delinea uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de comprimento e 700.000 km² de área. A extensão é determinada da Bahia até o Uruguai, estabelecida entre os crátons São Francisco e Rio de La Plata ao final do Neoproterozóico,

A Província Mantiqueira foi formada durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana, no qual esta sucessão de eventos resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron *et al.*, 2004). Esta unidade geotectônica apresenta terrenos metamórficos de alto a baixo grau, diferentes granitóides e depósitos vulcano-sedimentares, datados desde o Pré-Cambriano até o início do Paleozoico (Almeida e Hasui, 1984). Segundo Heilbron *et al.* (2004), é compartimentada nos seguintes orógenos: Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência dos orógenos Brasília e Ribeira.

Os episódios de colisão destes orógenos da Província Mantiqueira são diacrônicos, diferenciados pela idade entre fases sin-colisionais, em que os mais antigos consistem nos Terrenos Apiaí-Guaxupé e Orógeno São Gabriel (700 Ma), seguidos por colisões no Orógeno Brasília meridional, nos Terrenos Apiaí-Guaxupé e no Orógeno Dom Feliciano (600 Ma). O Orógeno Dom Feliciano está relacionado com os crátons Rio de la Plata e Kalahari, e o Orógeno São Gabriel representa a colisão de arco de ilhas com o Cráton Rio de La Plata, anterior a formação do Orógeno Dom Feliciano (Heilbron *et al.*, 2004).

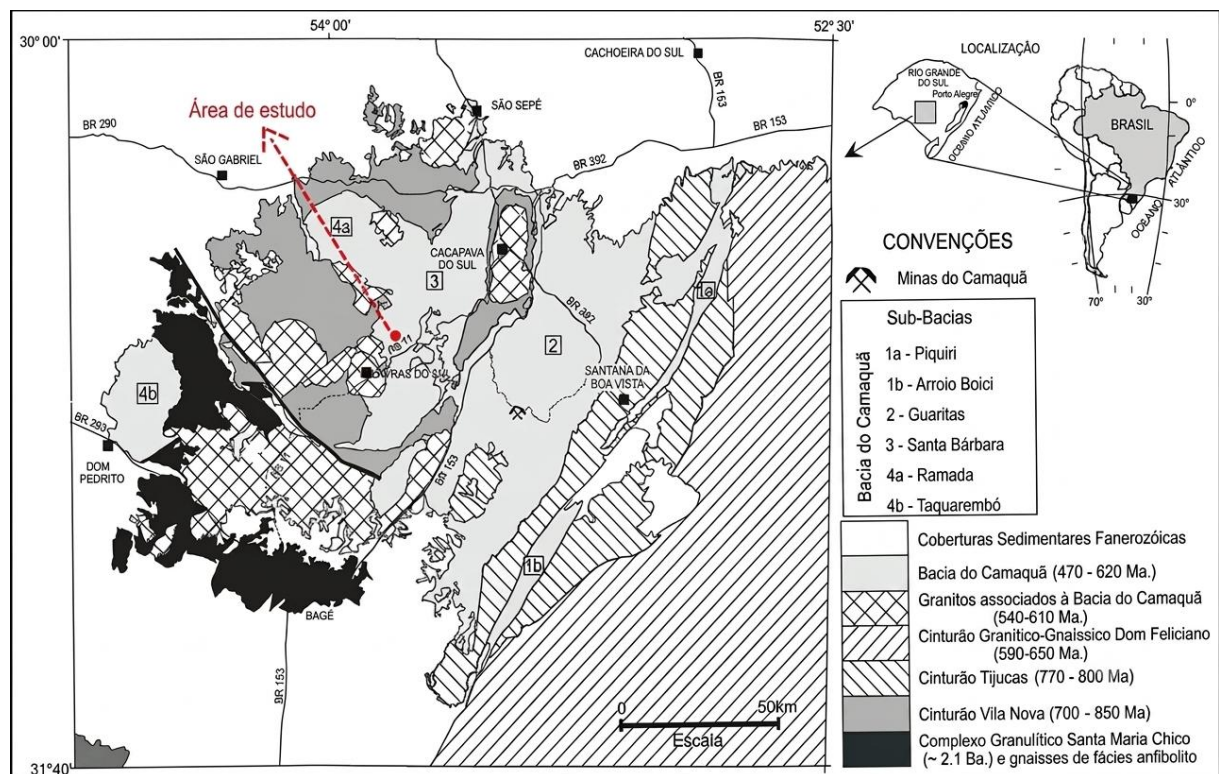
O Orógeno Dom Feliciano é estruturado na direção NE-SW em razão a convergência continental dos crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari. A estruturação desta unidade está relacionada a tectônica transpressiva, que originou sistemas de cisalhamento transcorrentes. Os sistemas transcorrentes controlaram também a implantação de bacias vulcano-sedimentares, a geração dos plútons sin-transcorrentes e a intrusão dos batólitos pós-tectônicos. Este orógeno limita as unidades metavulcano-sedimentares Porongos, na porção oeste, e o Batólito Pelotas, a leste (Heilbron *et al.*, 2004).

A Zona de Cisalhamento Caçapava corresponde ao limite leste do Orógeno São Gabriel, que separa as rochas da Bacia do Camaquã do Orógeno Dom Feliciano, o Complexo Encantadas (embasamento Paleoproterozóico retrabalhado) e a faixa de dobramentos e empurrões do Complexo Porongos do Orógeno Dom Feliciano (Heilbron *et al.*, 2004).

A unidade geotectônica correspondente ao ESRG é resultado de um amalgamento de crátons e terrenos da Plataforma Sul-Americana recoberto por rochas sedimentares mais recentes. É constituído principalmente pelo Orógeno Dom Feliciano (Fragoso-César, 1980), durante o Ciclo Neoproterozóico Brasileiro na porção sul da Província Mantiqueira (Jost e Hartmann, 1984; Saalman *et al.*, 2011). Este escudo do sul do Brasil e do Uruguai são subdivididos pela Faixa do Cinturão (Orógeno) Dom Feliciano e pelo Cráton Rio de La Plata, além de uma fração exposta do Orógeno São Gabriel (Chemale Jr, 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Hartmann *et al.*, 2007).

O escudo é subdividido em quatro domínios: Bloco Taquarembó (Complexo Granulítico), Terreno São Gabriel (Cinturão Vila Nova), Terreno Tijucas (Cinturão Tijucas) e Batólito Pelotas (Cinturão Dom Feliciano), classificados com base em seus diferentes aspectos isotópicos, estruturais, tectônicos e petrográficos (Chemale Jr *et al.*, 1995; Chemale Jr, 2000) (Figura 2).

Figura 2. Compartimentação geológica simplificada e dos domínios do Escudo Sul-Riograndense (ESRG).



Fonte: Modificado de Paim *et al.* (2000).

Interpretado como uma porção sul do Cráton Rio de La Plata, o Bloco Taquarembó é representado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Hartmann *et al.*, 1999). Este Complexo é composto por gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, ultramáficos e

rochas supracrustais, metamorфizadas nas fácies granulito a anfibolito e intrudidos por granitos Brasileiros (Hartmann *et al.*, 1999).

O Terreno São Gabriel está localizado na porção centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul e representa o contexto geotectônico local da área de estudo. Está situado à sudoeste com o Bloco Taquarembó através da Zona de Cisalhamento de Ibaré (Hartmann *et al.*, 2007), e à leste é separado pelo Terreno Tijucas pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (NE-SW) (Saalmann *et al.*, 2005). Este Terreno é constituído por litologias máficas-ultramáficas, além de sequências vulcano-sedimentares supracrustais de baixo a médio grau metamórfico e associações de rochas gnáissicas, graníticas e migmatíticas, que representam o embasamento Pré-Cambriano do escudo (Remus, 1990). O Terreno São Gabriel, caracterizado por estes litotipos, de magmatismo juvenil, evoluiu a partir de uma sequência de arcos (intra-oceânico e continental), com idades entre 890 e 670 Ma, com plutonismo, vulcanismo e sedimentação associados aos estágios tardi a pós-orogênicos da Orogenia Dom Feliciano entre 610 e 540 Ma (Chemale Jr, 2000).

De acordo com Chemale Jr *et al* (1994), o Terreno Tijucas (Cinturão Tijucas) apresenta formato alongado NE-SW e está localizado entre os Cinturões Vila Nova e Dom Feliciano, composto por rochas supracrustais de fácies xisto verde, de baixa pressão e temperatura (Complexo Porongos), bem como apresenta rochas gnáissicas, datadas do Proterozóico Inferior. O limite leste, em contato com o Batólito Pelotas, ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, de movimentação transcorrente sinistral (Fernandes *et al.*, 1992). Seu limite oeste, com o Terreno São Gabriel, é marcado pela Anomalia Magnética de Caçapava, também denominada de Sutura de Caçapava (Costa *et al.*, 1995).

Por fim, o Batólito de Pelotas compreende um terreno de granitos, gnaisses e migmatitos deformados no Evento Dom Feliciano (Chemale Jr., 1994). As zonas de cisalhamento no batólito são definidas por cinturões miloníticos ativas durante o desenvolvimento do batólito, o que foi responsável pela intrusão das suítes graníticas (Fernandes *et al.*, 1992).

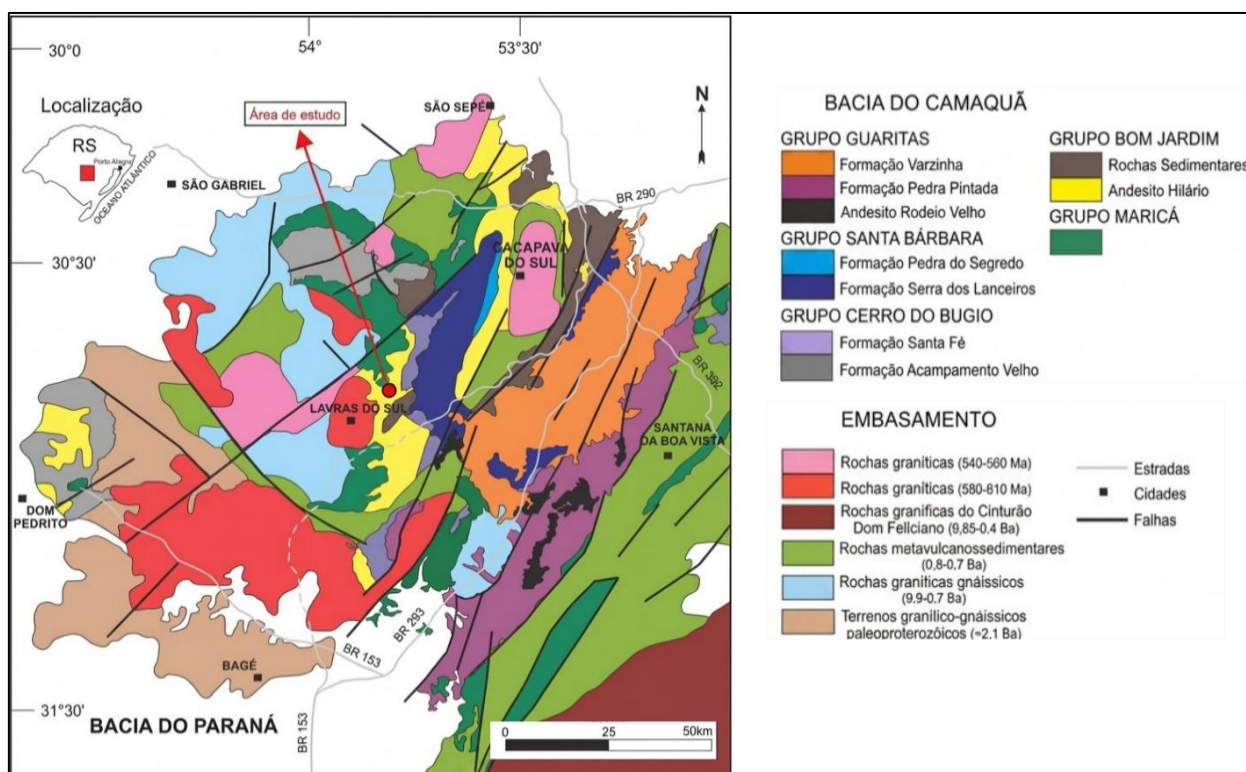
4.2. Bacia do Camaquã (BC)

A Bacia do Camaquã (BC) aflora no Escudo Sul-Riograndense, com orientação NE-SW, e está situada entre os Cinturões Tijucas e Dom Feliciano, na parte leste, e sobre o Terreno São Gabriel e Cráton Rio de La Plata, a oeste. A BC possui intercalações sedimentares e sequências vulcano-sedimentares, relacionadas às fases tardi a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Lima e Nardi, 1998;

Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007). Neste período, segundo Chemale Jr (2000), a ativação de rifteamento e transcorrência entre os blocos foram determinantes para o magmatismo e, conseqüentemente, a formação da bacia em um grande intervalo de tempo.

A BC é interpretada como um lócus deposicional, devido à quatro eventos deposicionais atrelados à ocorrência de pulsos tectônicos, com sobreposição de bacias. As sub-bacias, destacadas por Paim *et al* (2000), possuem distintas assinaturas vulcânicas, vinculadas aos diferentes ambientes tectônicos e agrupadas em alogrupos. Esta bacia, sobre o embasamento metamórfico do Rio Grande do Sul (gnaisses, paragneisses e meta vulcano-sedimentares), é reunida no Supergrupo Camaquã (Ediacarano-Eopaleozoico) (Fragoso-César *et al.*, 2003), cuja espessura é superior a 6.000 m. (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2011). No contexto de evolução geológica, o preenchimento da BC é interpretado a diversos ambientes, porém a majoritariamente ambientes continentais, além de intervalos de deposição erosiva (Lima *et al.*, 2007) (Figura 3).

Figura 3. Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã, estratigrafia e porções do embasamento (ESRG).



Fonte: Modificado de Paim *et al* (2000) e Kazmierczak (2006).

A evolução da Bacia do Camaquã é correlacionada a uma série calcialcalina alto-K à shoshonítica (vulcanismo Hilário) seguido por um magmatismo alcalino a peralcalino sódico, composto por vulcânicas intermediária Nardi, 1998ochas básicas (vulcanismo Acampamento

Velho) e rochas básicas alcalinas (vulcanismo Rodeio Velho), proveniente da base da crosta durante a última fase distensiva, cuja sedimentação final é caracterizada como molássica (Wildner *et al.*, 1997; Lima e Nardi, 1998; Sommer *et al.*, 2006).

Assim, a BC armazena as bacias de antepaís de retroarco Maricá; transcorrentes (*strike-slip*) Bom Jardim; riftes Santa Bárbara e Guaritas. As rochas do Membro Rodeio Velho, representativas do último ciclo vulcânico da bacia, são pertencentes ao Grupo (Alogrupo) Guaritas, associadas ao estágio de rifteamento da bacia (Lima *et al.*, 2007).

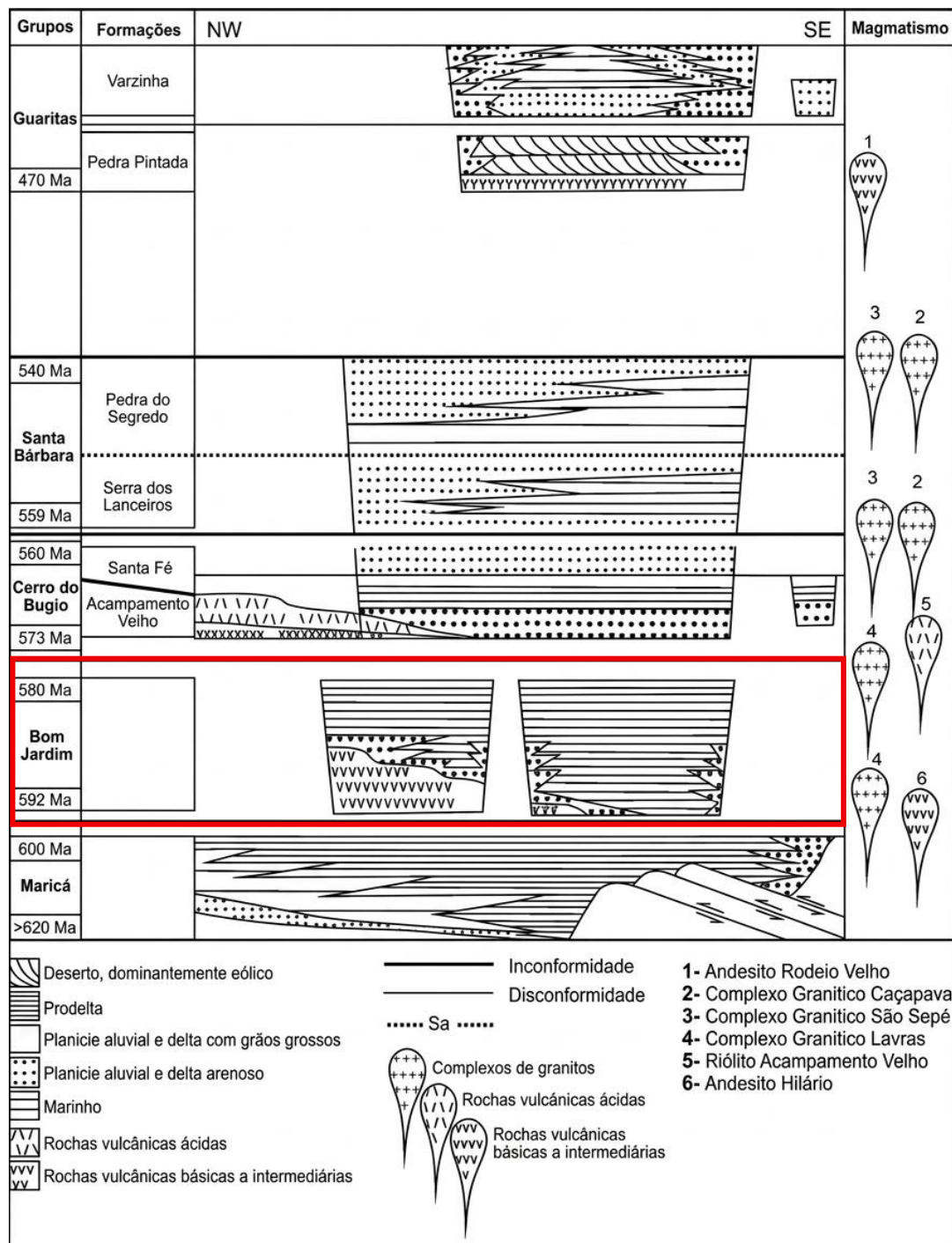
4.3. Registro Estratigráfico

A sequência estratigráfica da Bacia do Camaquã é representada ao longo dos anos por diversos autores. Diante disso, são adotadas as discordâncias delimitadas mediante aos quatro eventos deposicionais, os quais foram a base para a determinação da alostratigrafia da bacia, proposta por Paim *et al* (1994, 2000). Estas unidades são limitadas umas das outras por discordâncias angulares ou erosivas regionalmente (Borba, 2006).

O registro sedimentar inicial do Escudo Sul-Riograndense é o Grupo Maricá, formado após a denudação e subsidência tectônica do embasamento gerado na Orogenia Brasileira, o que condicionou a instalação da bacia. Na evolução posterior, uma tectônica extensiva instalou riftes intracontinentais (Pelosi & Fragoso-César, 2003), que controlaram o espaço de acomodação e a compartimentação dos depocentros. Estes riftes abrigaram o Grupo Bom Jardim (sucessões vulcano-sedimentares) e os depósitos siliciclásticos dos Grupos Santa Bárbara e Guaritas, que refletem a transição para sistemas deposicionais mais estáveis, sob influência eustática e da dinâmica continental pós-brasiliana.

Estratigraficamente, Paim *et al.* (2000) divide a Bacia do Camaquã nos Alogrupos: Maricá, Bom Jardim (onde situam as litologias da área de estudo), Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas (Figura 4).

Figura 4. Carta estratigráfica da Bacia do Camaquã, com destaque para o Grupo Bom Jardim, presente na área de estudo.



Fonte: Modificado Paim *et al* (2000).

A unidade basal do Supergrupo Camaquã é o Grupo (ou Alogrupo) Maricá, subdividido em três formações: Passo da Promessa, São Rafael e Arroio América, de acordo com Pelosi e Fragoso-César (2003). A unidade consiste em arenitos grossos a conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e intercalação de conglomerados de seixos, interpretado como rios entrelaçados na base (Paim *et al.*, 2000; Pelosi e Fragoso-Cesar, 2003). Neste Grupo,

também ocorre subsequentemente arenitos finos a muito finos e pelitos, com laminação plano-paralela, marcas onduladas e *hummockys*, interpretados como depósitos de plataforma marinha rasa. O topo desta unidade é caracterizado por arenitos grossos e conglomeráticos, com estratificação cruzada de médio porte e conglomerados maciços (Paim *et al.*, 2000).

Sobreposto a este grupo, está o Grupo Bom Jardim, composto pelas Formações Hilário e Arroio dos Nobres. O Grupo constitui uma unidade vulcano-sedimentar, com rochas sedimentares e extrusivas, além de rochas vulcanoclásticas, como tufos grossos com cristal e vítreos, lapilli tufos e brecha tufos (Janikian *et al.*, 2005). Na região de Lavras do Sul, afloram rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de composição intermediária (andesitos) e afinidade shoshonítica, as quais pertencem à Formação Hilário (Lima e Nardi, 1998). A Formação Hilário ocorre em quase toda a extensão da Bacia do Camaquã e no Terreno Taquarembó, principalmente entre a região das Minas do Seival até o vale do rio Camaquã, a leste de Lavras do Sul. A Formação Arroio dos Nobres ocorre principalmente ao leste de Caçapava do Sul, caracterizado em uma seção conglomerática basal, uma sequência de arenitos finos intermediária e turbiditos arenosos no topo, com ocorrência de seixos e matacões arredondados de arenitos, derivados de unidades basais (Paim *et al.*, 2000; Borba, 2006).

O Grupo Cerro do Bugio é constituído por sucessões de rochas extrusivas riolíticas a basálticas e por rochas piroclásticas (tufos, lapilli tufos e brecha tufos), geradas em ambientes subaéreos (Paim *et al.*, 2000). O Grupo Santa Bárbara consiste em arenitos e arenitos conglomeráticos, com níveis cascalhosos, estratificação plano-paralela ou cruzada acanalada, com fragmentos de vulcânicas alcalinas, como andesitos e traquitos, além de clastos de rochas sedimentares, interpretados como leques aluviais (Borba e Mizusaki, 2003).

Por fim, o Grupo Guaritas (unidade superior) apresenta discordância angular sobre as unidades mais antigas, dividido nas formações Pedra Pintada e Varzinha e delimitadas entre si por discordância erosiva (Paim *et al.*, 2000). Esta unidade compreende principalmente arenitos e siltitos, relacionada ao evento ígneo (derrames) Rodeio Velho. As últimas manifestações vulcânicas da Bacia do Camaquã são representadas por estes basaltos e andesitos de afinidade moderadamente alcalina a toleítica, com idades de aproximadamente 535 Ma (Almeida *et al.*, 2010).

4.4. Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS)

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, também reconhecida como Complexo Intrusivo e Suíte Intrusiva Lavras do Sul, está localizada na porção oeste do Escudo Sul-Riograndense, de idade Neoproterozóica, pertencente ao início do magmatismo alcalino pós-colisional do Ciclo Brasileiro (Liz *et al.*, 2009). A Suíte Intrusiva Lavras do Sul tem afinidade química shoshonítica e junto com as rochas vulcanogênicas da Formação Hilário compõe um Complexo plutonovulcanossedimentar de idade aproximada entre 595 Ma e 605 Ma.

A ASLS tem como embasamento metagranitóides (Complexo Cambai) e xistos (Metamorfitos Arroio da Porteira) parcialmente cobertos por rochas sedimentares do Grupo Maricá (Liz *et al.*, 2009), sobrepostos e com intrusão de rochas básicas a ácidas da ASLS (Nardi e Lima, 1985). As rochas básicas ocorrem como derrames nas porções basais da sequência vulcânica e são caracterizadas como pequenas intrusões semicirculares, constituídas por plagioclásio, clinopiroxênio, com quantidades acessórias de apatita e magnetita. As rochas vulcânicas intermediárias são típicas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, representadas por derrames intercalados por tufos de queda, brechas vulcânicas e diques tardios, que cortam rochas de composições diferenciadas (Lima e Nardi, 1992).

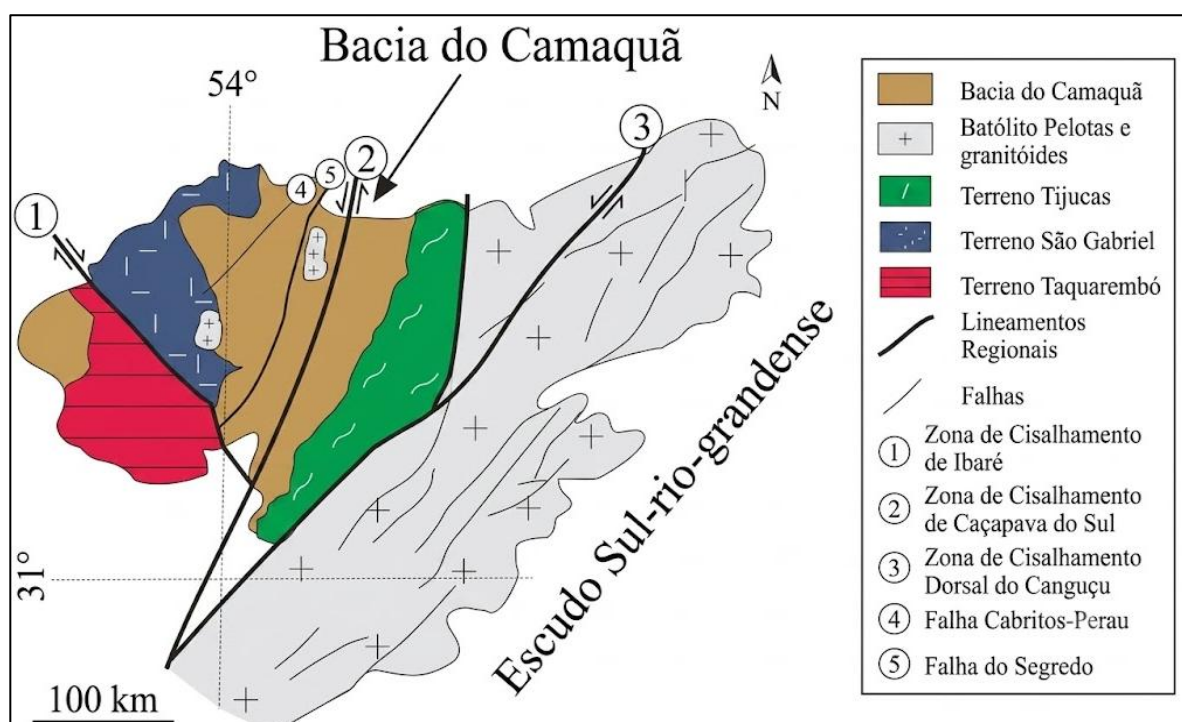
Esta sequência é sucedida pelos granitos e vulcanitos ácidos e básicos, de afinidade alcalina sódica saturada em sílica da Formação Acampamento Velho e pelas rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara. A ASLS é associada às intrusões de lamprófiros espessartíticos, diques traquiandesíticos a riolíticos e intrusões monzoníticas rasas (Monzonito Tapera, Mozodiorito Arroio do Jaques e Mozonitos Hipabissais), nas quais a distribuição e forma são referentes a sistemas de subsidência de caldeiras (Liz *et al.*, 2004; Liz *et al.*, 2009).

Segundo Nardi (1984), este complexo compreende granodioritos shoshoníticos de granulação média a grossa a monzogranitos com texturas seriais a porfíricas, datados em 90 ± 6 Ma (Janikian *et al.*, 2008), que representam a fração plutônica da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, no centro-oeste da Bacia do Camaquã (Lima e Nardi, 1998). O Complexo Granítico, composto por um núcleo de rochas predominantemente granodioríticas, apresenta fases máficas de anfibólios e biotitas. A textura rapakivi presente no núcleo é atribuída a processos de assimilação, onde a mineralização conhecida é contida em veios de quartzo (Nardi, 1984; Nardi e Lima, 1988).

4.5. Geologia Estrutural e Tectônica

O Escudo Sul-Riograndense é representado por três zonas de cisalhamento principais: Ibaré (ZCI) (NW-SE), Caçapava do Sul (ZCCS) (NE-SW) e Dorsal do Canguçu (ZCDC) (NE-SW), além de porções recobertas pelos sedimentos pós-colisionais da Bacia do Camaquã (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007) (Figura 5).

Figura 5. Mapa esquemático do Escudo Sul-Riograndense (ESRG) com os quatro blocos tectônicos e as principais falhas na área de estudo.



Fonte: Modificado de Hartmann *et al* (2007) e Lopes (2018).

Dentre os lineamentos regionais do ESRG é destacado, nesse contexto, o Lineamento de Ibaré, o qual divide os Terrenos Taquarembó e São Gabriel na porção sudoeste do ESRG, localizado entre as cidades de Lavras do Sul e Dom Pedrito. É considerado uma zona de cisalhamento de direção NW-SE rúptil-dúctil subvertical reativada por episódios posteriores com cinemática sinistral, na qual a distribuição das estruturas e padrões geométricos são semelhantes a uma zona de cisalhamento transcorrente (Luzardo e Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Ruppel, 2010; Laux, 2017). As associações tectônicas do embasamento do Bloco São Gabriel possuem faixas lineares e alongadas segundo a direção NE-SW (Hartmann *et al.*, 2000).

As fases de deformação das unidades podem ser divididas em duas: D1 relacionada a uma compressão no sentido NE-SW, referente a tectônica de idade Toniana (900 a 750 Ma) dos

eventos Passinho e São Gabriel, ocorridos no período inicial do Neoproterozóico e principal formador das unidades geológicas do Terreno São Gabriel, marcadas por orogênese de arco de ilha e colisão contra o Bloco. A segunda fase deformacional é de compressão de sentido NW-SE, com transposição da fase anterior e formação de grandes falhas direcionadas NE-SW. A D2 também é responsável pela reativação do Lineamento Ibaré, correlacionada ao evento acrescionário-colisional do Cinturão Dom Feliciano ao sistema orogênico São Gabriel-Taquarembó, que condicionou à intrusão de granitóides e geração de espaço para formação da Bacia do Camaquã (CPRM, 2022).

O registro estratigráfico é caracterizado por uma deformação mais intensa na base, em contraste com o topo, onde as unidades mais antigas, Grupos Maricá e Bom Jardim, apresentam dobras moderadamente apertadas vinculadas a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão, que indicam um ambiente dúctil-rúptil de caráter compressivo ou transpressivo (Paim *et al.*, 2000). A presença de estruturas rúpteis e dúcteis são refletidas nos depósitos vulcano-sedimentares dos Grupos Maricá, Bom Jardim e Cerro do Bugio, por terem sido formados durante uma fase dominada por transcorrência com estruturas de direção nordeste, relacionadas aos estágios iniciais do Ciclo Brasileiro (Menegat e Fernandes, 2001). Assim, a posterior deposição na Bacia dos Grupos Santa Bárbara e Guaritas está associada às reativações estruturais de caráter extensional de direção NE (falhas normais) (Menegat e Fernandes, 2001).

Estas unidades constituintes do registro estratigráfico da Bacia do Camaquã ocorrem em blocos estruturais limitados por falhas de mergulho alto, exceto pelo Grupo Guaritas, que apresenta mergulhos entre 16° e 60°, com predominância de direção NE-SW (Saalmaan *et al.*, 2011). Quando próximo às principais falhas, como as zonas de falha de Andradas e Minas do Camaquã, as unidades apresentam mergulhos de até 90° (Saalmaan, *et al.*, 2011). Além disso, Lopes (2018) aborda a existência de duas falhas principais com mergulho vertical a subvertical dentro do Terreno São Gabriel: Cabritos-Perau e Segredo, ambas com direção NE-SW (Figura 5). As falhas Cabritos-Perau possui orientação N50°E/80–88°SE e Segredo é orientada N20°E/80–88°NW, e delimitam as rochas vulcanogênicas intermediárias a básicas da Formação Hilário.

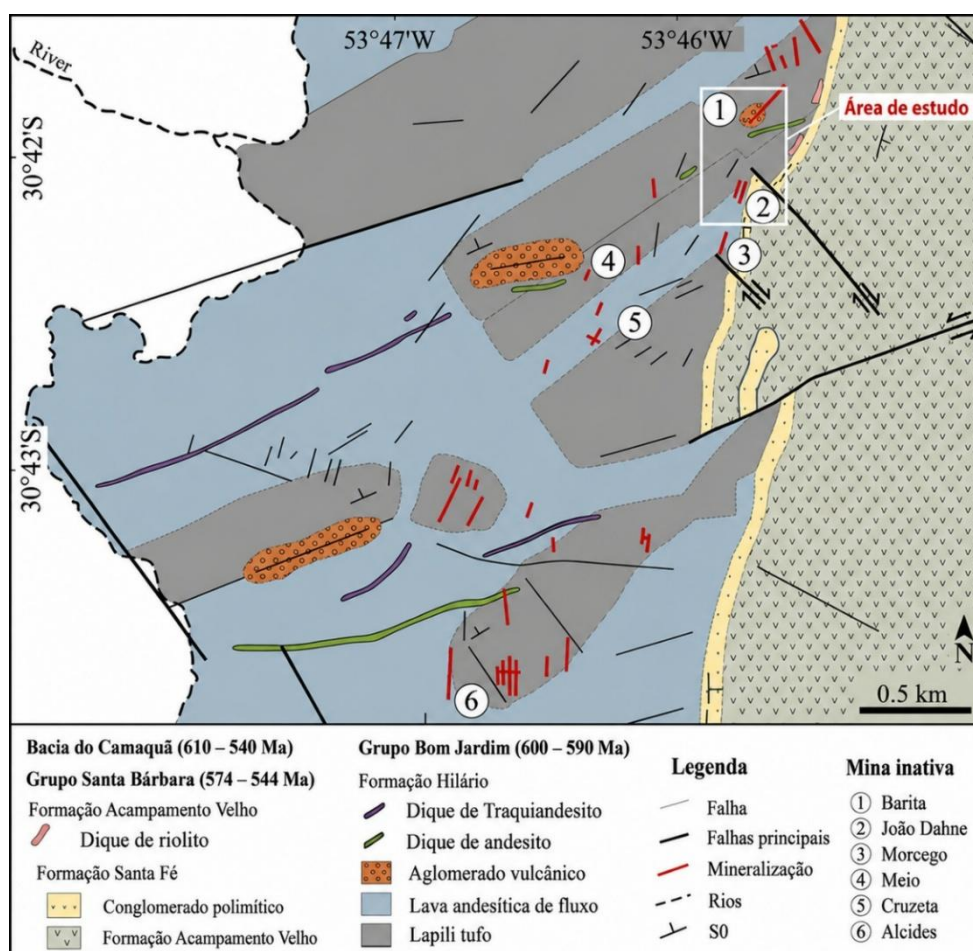
O movimento das Falhas Cabritos-Perau e da Falha Segredo condicionou espaço para a ocorrência da intrusão das unidades do Complexo Intrusivo de Lavras do Sul (Picada, 1971). No norte do Complexo Intrusivo de Lavras do Sul, a Falha Palma-Jacques, de direção NW-SE (Gastal *et al.*, 2015) é um lineamento que controla a posição dos granitóides e das rochas vulcanogênicas, e separa a Formação Hilário em andesitos de fluxo na porção central e sequência piroclástica-andesito na porção norte (Lopes *et al.*, 2014; Lopes, 2018).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A região das Minas do Seival é constituída por embasamento, composto por metaultramafitos, metagranitóides e xistos, pertencente ao Terreno São Gabriel, parcialmente coberto por rochas sedimentares do Grupo Maricá e vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim (Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007), posteriormente intrudidos por rochas do Complexo Granítico de Lavras do Sul (Nardi, 1984; Bongioiolo *et al.*, 2011; Gastal *et al.*, 2015). Estas rochas plutônicas e vulcânicas provavelmente derivaram de um magma basáltico shoshonítico parental (Lima e Nardi, 1998; Nardi e Lima, 2000; Gastal *et al.*, 2005).

Nas Minas do Seival, conforme o trabalho de descrição feito por Lopes (2018), a Formação Hilário é representada por lavas andesíticas de fluxo, lapili tufo, aglomerado vulcânico e corpos hipoabissais de composições andesíticas a traquiandesíticas, além de diques de orientação NE-SW (Figura 6).

Figura 6. Mapa Geológico das Minas do Seival, destacado a área de estudos entre as minas abandonadas Barita e João Dahne.



Fonte: Modificado de Lopes *et al* (2019).

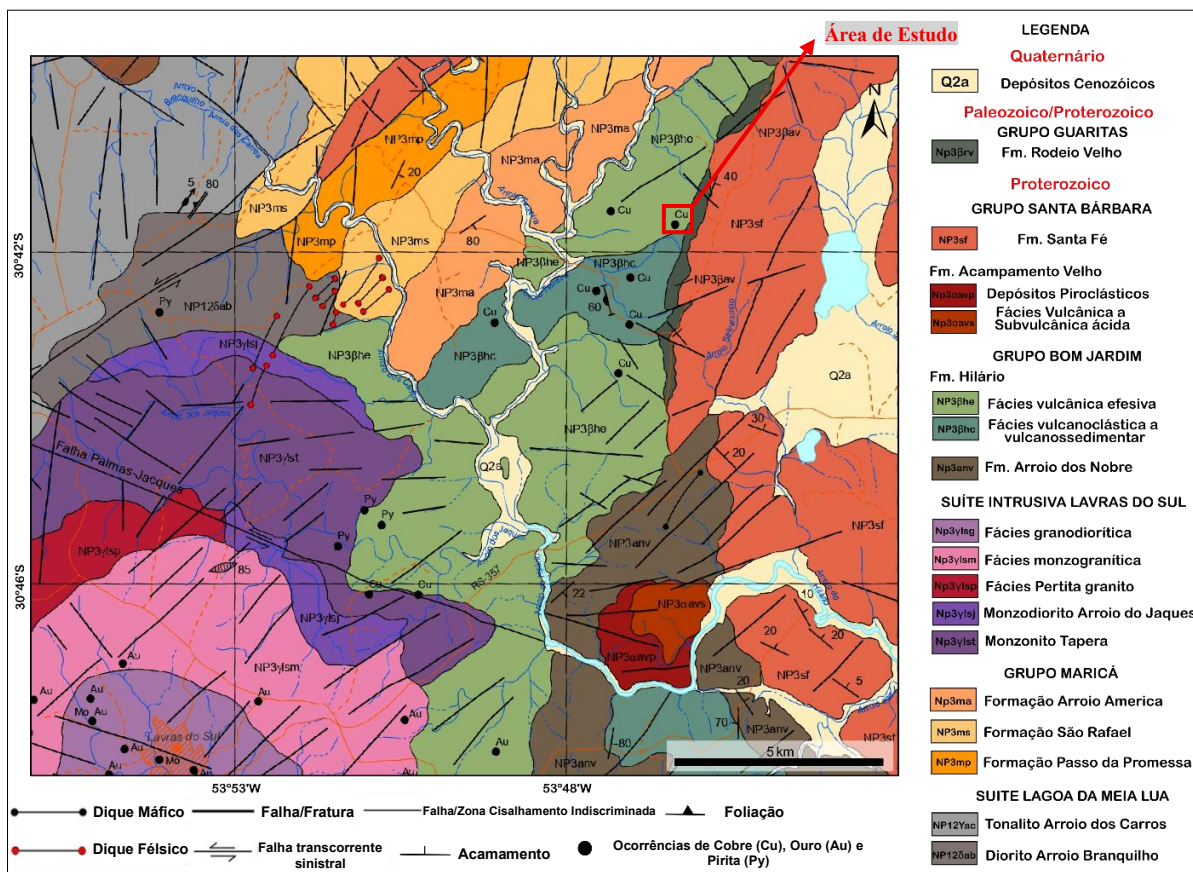
O autor destaca que os lapili tufos contêm fragmentos de 2 a 64mm, com mineralogia principalmente composta por plagioclásio e piroxênio, além de possuírem uma grande variação de composição de piroclastos. As lavas andesíticas de fluxo podem ser amigdalóides com matriz fina (com orientação de fluxo) ou porfiríticas, por vezes encontradas fraturadas, e o aglomerado vulcânico é composto de piroclastos arredondados em uma matriz afanítica de coloração escura e ocorre em zonas de falhas com matriz afanítica porosa (Lopes, 2018).

Além disso, nesta área estas litologias mencionadas são cobertas por rochas conglomeráticas e vulcânicas vesiculadas da Formação Santa Fé (Toniolo *et al.*, 2007). Estes conglomerados, por sua vez, são polimíticos, com clastos que variam de centimétricos a decamétricos, enquanto as rochas vulcânicas vesiculadas são constituídas por uma matriz predominantemente de plagioclásio, com vesículas de 0,2 a 0,5 cm (Lopes, 2018). A geologia das Minas do Seival também engloba diques de traquiandesito, os quais possuem fenocristais de plagioclásio, piroxênio e biotita com intensa oxidação da matriz (Lopes, 2018).

5.1. Geologia Estrutural Local

Os principais sistemas de falhas e zonas de cisalhamento do Escudo Sul-Rio-Grandense mostram uma forte predominância de orientações NE-SW, NW-SE secundárias e, em menor quantidade E-W e N-S (à noroeste) (Figura 7).

Figura 7. Mapa Litoestrutural da Folha Lavras do Sul SH.22-Y-A-IV, escala: 1:100. 000. Destaque para a área de estudo em vermelho.



Fonte: Modificado de CPRM (2022).

O desenvolvimento de zonas de cisalhamento, que cruzam a Bacia do Camaquã, orientadas segundo NE-SW atuaram na concentração das mineralizações da área, onde as estruturas de direção NW-SE e NE-SW seriam as principais condicionantes no controle do fluxo hidrotermal, intrusão dos diques e conduto das mineralizações (Fernandes *et al.*, 1992; Philipp *et al.*, 2016).

As rochas da Formação Hilário apresentam camadas com direção N20°E/15°SE e o lapili tufo na área de estudo apresenta acamamento com direção N70°E/30°NW (Lopes *et al.*, 2018). Os indicadores cinemáticos das falhas no Distrito Mineiro de Lavras do Sul e nas Minas do Seival são representados por estrias ou planos de falha (Lopes *et al.*, 2018). As unidades dessa região não apresentam feições deformacionais dúcteis (Lopes, 2011).

Na área das Minas Seival, além dos estudos geoquímicos e petrográficos de Lopes *et al* (2018), a análise estrutural das rochas vulcanogênicas da Formação Hilário apresentou predominantemente falhas transcorrentes e normais, orientadas NE–SW/70–88°NW (48%) e NW–SE/70–88°NE (48%), onde a maior parte das lineações estão associadas às falhas transcorrentes.

As fraturas e veios de caráter extensionais podem ser estéreis ou mineralizadas, em que as fraturas mineralizadas formam veios uniformes com textura maciça, com espessura de 0,1–1 cm e aspecto reto a irregular, com a mesma orientação das falhas, ou seja, direções NE–SW e NNE–SSW, com disposição vertical a subvertical, enquanto as estruturas NW-SE não apresentam indicadores de mineralização (Lopes *et al.*, 2018). Os autores também afirmam que as fraturas mineralizadas apresentam mineralizações de cobre e prata em veios de calcita, hematita e barita nas Minas do Seival e no Distrito Mineiro de Lavras do Sul são característicos veios de quartzo conterem ouro e cobre.

Para Kaul e Reinheimer (1974), o conjunto de mineralizações metálicas do Distrito Aurífero de Lavras do Sul (Distrito Mineiro de Lavras do Sul) ocorre principalmente na forma de filões em veios de quartzo e disseminado em áreas de alteração hidrotermal mais intensa, condicionado por falhas com direção principal E-W, associadas ao intenso processo de cataclase e brechação.

6. MINERALIZAÇÃO DE COBRE NAS MINAS DO SEIVAL

As Minas do Seival estão situadas a nordeste do Distrito Mineiro de Lavras do Sul. As mineralizações de ouro (Au), cobre (Cu) e prata (Ag) estão hospedadas em granitóides do Distrito Mineiro de Lavras do Sul e na sedimentação do Grupo Bom Jardim na área das Minas do Seival. As rochas hospedeiras pertencem essencialmente às associações vulcânicas do Grupo Bom Jardim, predominantemente compostas por derrames e corpos subvulcânicos andesíticos a traqui-andesíticos, que desempenharam papel fundamental na circulação dos fluidos hidrotermais mineralizantes (Lopes *et al.*, 2019; Fontana *et al.*, 2017).

O minério filoniano é composto por veios, cuja formação está fortemente condicionada pela atuação de falhas. Estes falhamentos geram zonas brechadas que, na porção central do corpo mineralizado, evoluem para uma zona de *stockwork*, caracterizado por fraturas e brechas interconectadas, que evidencia a natureza epigenética dos filões em relação às rochas hospedeiras (Laux e Lindenmayer, 2000). As bordas destes veios revelam intensa alteração hidrotermal, marcada pelos processos de silicificação, cloritização, caolinização e sulfidação, exceto pela última, visto que é responsável pelo desenvolvimento de minério disseminado em zonas periféricas (Laux *et al.*, 2005).

Na região, os sulfetos de cobre, em fraturas e falhas, são calcopirita, bornita, calcosita e covelita. A alteração supergênica é representada pela malaquita e azurita e ocorre nas zonas mineralizadas (Lopes, 2018). As assembleias hidrotermais apresentam halos bem desenvolvidos de cloritização, sericitização/illitização e silicificação, distribuídos de forma concêntrica ou ao longo de fraturas e veios mineralizados, os quais consistem em importantes guias de prospecção para o sistema (Fontana *et al.*, 2017).

Lopes *et al* (2019), através de estudos termométricos e petrográficos, indicam que a mineralização está associada a condições hidrotermais de temperatura intermediária a alta, compatíveis com múltiplos pulsos de fluidos mineralizantes derivados de um sistema subvulcânico ativo. Portanto, o modelo metalogenético é atrelado a natureza hidrotermal magmático-subvulcânica, no qual ocorre a liberação de fluidos associados ao resfriamento de intrusões andesíticas, e posteriormente misturados a fluidos externos, foi responsável pela circulação hidrotermal ao longo de zonas de falha, no qual ocorreu a precipitação de sulfetos de $\text{Cu} \pm \text{Au} \pm \text{Ag}$.

Os fluidos apresentam origem resultante da mistura entre componentes magmáticos, vinculados ao magmatismo andesítico/shoshonítico, e águas meteóricas, ou provavelmente derivadas da interação com as rochas sedimentares e vulcânicas encaixantes (Renac *et al.*,

2014). As alterações de temperaturas mais baixas estão associadas ao aumento da proporção de água meteórica na rocha hospedeira, com precipitação de barita, calcita e quartzo (Fontana *et al.*, 2017).

A gênese do depósito é atrelada aos episódios de vulcanismo da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim em intervalo de idades entre 600 e 580 Ma (Almeida *et al.*, 2012; Janikian *et al.*, 2012). A conjugação entre magmatismo pós-orogênico, tectônica Neoproterozoica e desenvolvimento de halos hidrotermais define as Minas do Seival com características que aproximam de sistemas epitermais-porfíricos na Bacia do Camaquã (Fontana *et al.*, 2017; Lopes *et al.*, 2018; Lopes *et al.*, 2019). Este tipo de depósito, relacionado a intrusões ígneas e sistemas vulcânicos em profundidades menores que 3km, são característicos de ambientes de arcos magmáticos e zonas de subducção (Biondi, 2003).

7. MATERIAL E MÉTODOS

7.1. Magnetometria

A magnetometria é um método geofísico passivo fundamentado em informações geológicas do subsolo mediante perturbações do campo magnético da Terra. Historicamente, foi um dos primeiros métodos geofísicos a serem empregados em prospecção mineral, a exemplo das primeiras medidas da variação do campo magnético terem sido feitas na Suécia, em 1640, para localizar depósitos de minério de ferro, a partir da observação da variação da declinação magnética com bússolas náuticas (Reynolds, 2011).

O levantamento magnético é baseado nas anomalias do campo magnético terrestre, resultantes das propriedades magnéticas das rochas ou até da presença de objetos ferrosos artificiais, como tubos, cabos e munições. Nesse contexto, a magnetometria permite uma ampla gama de aplicações, desde levantamentos arqueológicos para detectar objetos metálicos enterrados até a investigação de lineamentos e estruturas geológicas regionais (Kearey *et al.*, 2002). Com ela é possível estimar a geometria de corpos e estruturas geológicas, a fim de obter dados litoestruturais (Reynolds, 2011).

7.1.1. Fundamentação teórica

O magnetismo é um fenômeno físico inerente à matéria, originado do movimento dos elétrons e de seus momentos angulares intrínsecos, conhecidos como *spins*. Em escala atômica, todas as substâncias são magnéticas, onde cada átomo age como um dipolo devido tanto ao *spin* de seus elétrons quanto à trajetória orbital dos elétrons ao redor do núcleo (Kearey *et al.*, 2002). Quando um material é submetido à influência de um campo magnético externo, estes dipolos interagem com o campo e resultam em uma resposta do estado energético do sistema. Estes parâmetros físicos são essenciais para a compreensão do método magnetométrico.

Os conceitos físicos básicos do magnetismo são abordados a partir do entendimento da Terra como um grande ímã. Nas proximidades deste ímã é gerado um fluxo magnético que flui de uma extremidade, conhecido como polo, para outra. O polo do ímã que aponta na direção do polo norte da Terra é o polo norte ou polo positivo, e na extremidade oposta com a mesma intensidade, é reconhecido o polo sul ou polo negativo, o que caracteriza um caráter dipolar. A Equação 1 descreve a força magnética (F) existente entre dois polos magnéticos de intensidades (m_1) e (m_2), separados por uma distância (r):

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_r r^2} \quad (1)$$

Onde μ_0 corresponde à permeabilidade magnética do vácuo e μ_r à permeabilidade magnética relativa do meio, que influenciam na propagação do campo magnético. De acordo com a expressão, a força é diretamente proporcional ao produto das intensidades dos polos magnéticos e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre eles. Dessa forma, quanto maior for as intensidades dos polos, maior será a força magnética exercida. A força é atrativa se os polos tiverem sinais diferentes e repulsiva se tiverem o mesmo sinal (Kearey *et al.*, 2002).

A Equação 2 é representativa do campo magnético (B), o qual quando produzido depende diretamente da intensidade do polo magnético (m), ou seja, quanto maior for a intensidade desse polo, maior será o campo gerado. Por outro lado, o campo diminui rapidamente com o aumento da distância (r), inversamente proporcional ao quadrado dessa distância. A equação também evidencia a influência do meio em que o campo é propagado, representada pela permeabilidade magnética do vácuo (μ_0) e pela permeabilidade relativa:

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_r r^2} \quad (2)$$

Dessa forma, diferentes materiais podem facilitar ou dificultar a propagação do campo magnético.

O campo magnético também pode ser escrito em função de uma força produzida por um campo elétrico. Conforme Kearey *et al* (2002), uma corrente passa por uma bobina, um fluxo magnético flui através e ao redor do anel da bobina faz surgir uma força magnetizante H (campo indutor). Na Equação 3, a densidade do fluxo magnético é conhecida como indução magnética ou campo magnético B da bobina. B é proporcional a H e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética (μ), que pode ser expresso como:

$$B = \mu H \quad (3)$$

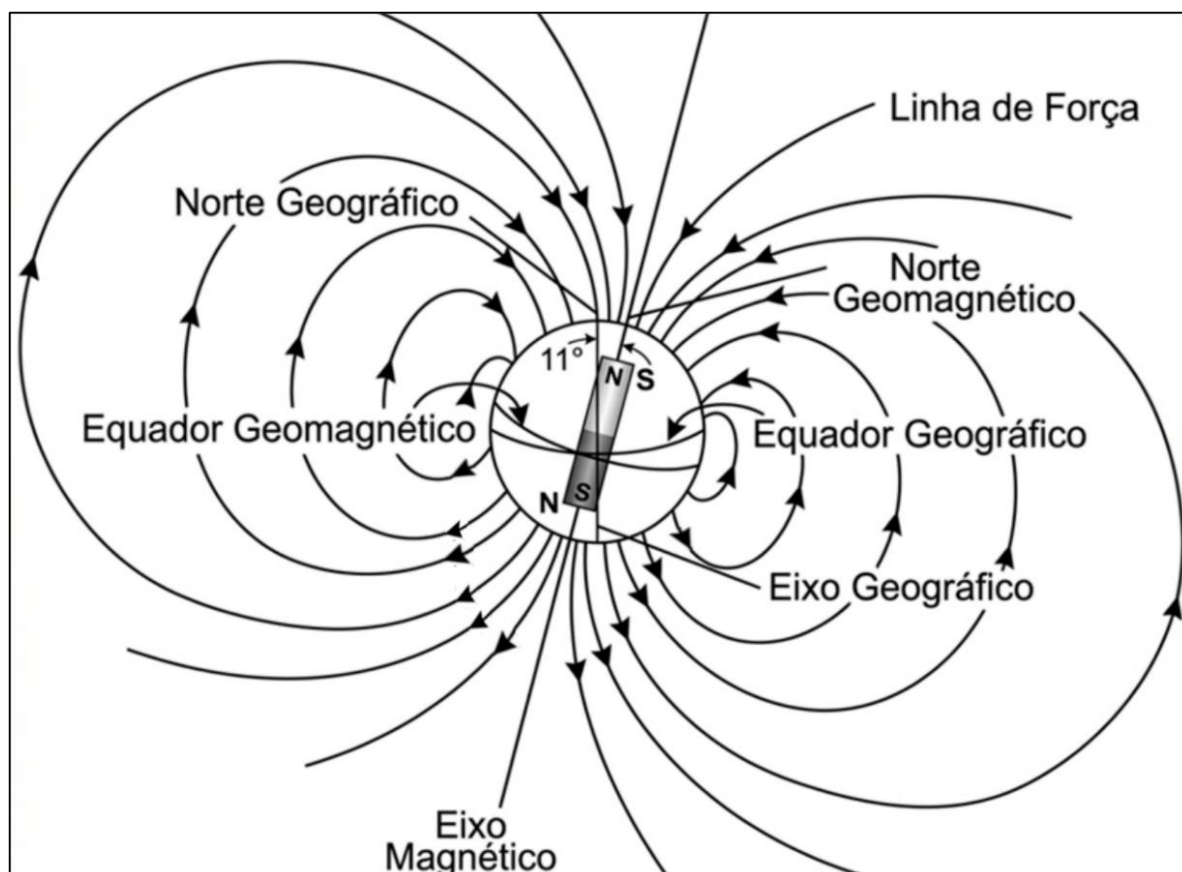
A unidade de densidade do fluxo magnético é o Tesla (T) no Sistema Internacional de Unidades (Telford *et al.*, 1990). O uso de Tesla é muito grande por ser prático em trabalhos geofísicos, portanto, uma subunidade chamada nanotesla ($1\text{nT}=10^{-9}\text{T}$) é adotada. O antigo sistema de unidade CGS empregava a medida Gauss, que ainda é utilizada ($1\text{nT}=10^{-5}\text{Gauss}$).

7.1.2. Campo magnético terrestre

O campo magnético da Terra é pautado na Teoria do Potencial, o qual contempla uma base matemática que permite descrever, modelar e interpretar as anomalias magnéticas, cujas variações são atribuídas a diferenças nas propriedades físicas das rochas em profundidade (Blakely, 1996).

O campo magnético terrestre pode ser representado por um dipolo magnético teórico, inclinado por volta de 11° em relação ao eixo de rotação. Devido a este fato, o equador magnético, que liga pontos de inclinação magnética zero na superfície da Terra, e os polos magnéticos, não coincidem com seus equivalentes geográficos. As diferenças entre as direções do norte verdadeiro e do norte magnético são conhecidas como declinações, pois a agulha de uma bússola deveria apontar para o norte, o que não ocorre (Milsom, 2003). Este campo dipolar funciona como uma barra magnetizada localizada no núcleo terrestre, onde existe um fluxo magnético que sai do sentido sul e entra no polo norte. Não obstante, o polo Norte magnético corresponde ao polo Sul geográfico e o polo Sul magnético ao polo Norte geográfico (Figura 8).

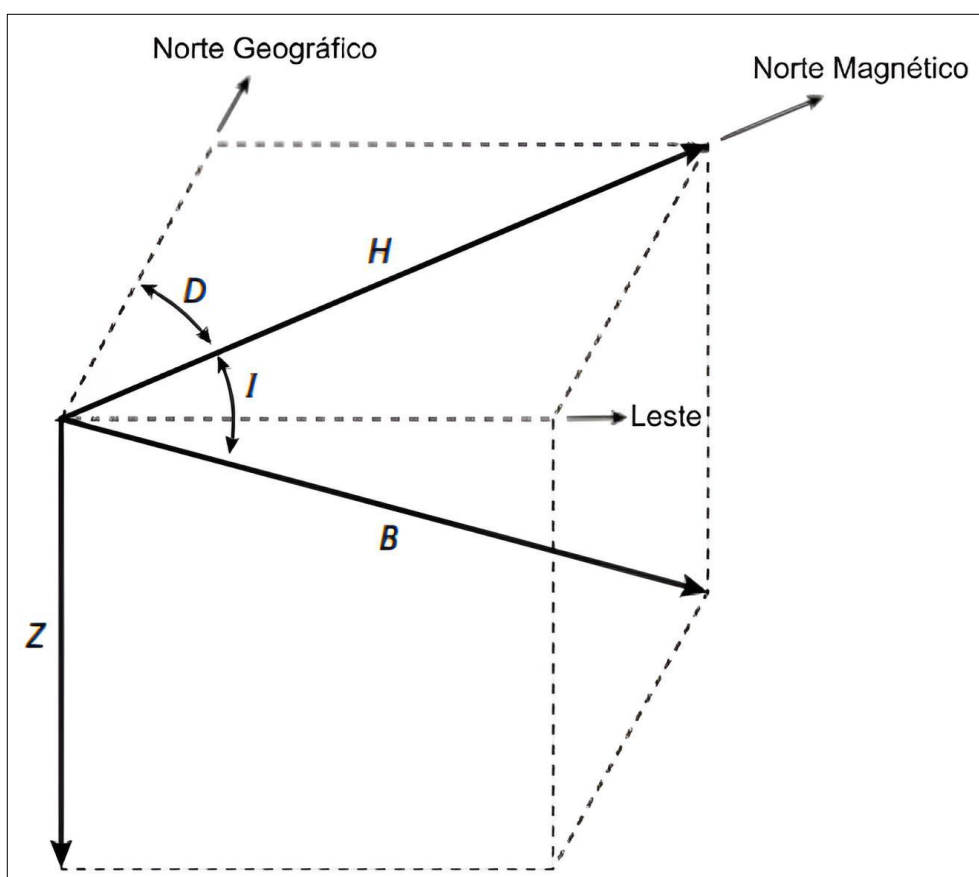
Figura 8. Modelo do campo geomagnético.



Fonte: Modificado de McNamara (1991).

As regiões equatoriais são caracterizadas por terem força, variação do campo relativamente mais fraco, orientação horizontal e intensidade menor que em zonas de latitudes maiores do globo (Isle e Ranking, 2013). Os elementos geomagnéticos são descritos com um vetor de campo magnético total B , que varia em intensidade de cerca de 25.000 nT nas regiões equatoriais até 70.000 nT nos polos (Kearey *et al.*, 2002). A inclinação do vetor de campo total (B) é a inclinação I do campo, já o ângulo horizontal entre o norte geográfico e o norte magnético é a declinação D (Figura 9).

Figura 9. Elementos geomagnéticos do campo magnético terrestre.



Fonte: Modificado de Kearey *et al* (2002).

O campo geomagnético é um fenômeno resultante da dinâmica de correntes elétricas a partir da interação entre o núcleo interno sólido e o núcleo externo líquido. Este processo, denominado como geodínamo, produz o campo magnético, explica a manutenção deste campo na Terra e a ocorrência de inversões de polaridade magnética ao longo do tempo (Kearey *et al.*, 2002; Milsom, 2003). Contudo, o núcleo terrestre não é apenas o único responsável pela geração de todo campo magnético, já que em menores escalas, existem campos gerados por

materiais magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos à Terra (Kearey *et al.*, 2002).

De acordo com Telford *et al* (1990), o campo magnético terrestre corresponde à três componentes distintas: a componente devido ao campo principal, a qual varia lentamente e é responsável pela intensidade do campo medido na superfície, relacionada às correntes de convecção de materiais condutores (níquel e ferro) no núcleo externo líquido, entre 2.800 e 5.000 km. A segunda componente é atribuída ao campo externo, que configura uma pequena porção do campo geomagnético associada às correntes elétricas da atmosfera superior, que resulta em variações diurnas do campo e de tempestades magnéticas. Por fim, a última componente é relacionada às variações locais do campo principal, resultante da variação de minerais magnéticos nas rochas, com intensidade por vezes forte, representativas dos alvos magnéticos principais.

Os campos magnéticos dos corpos geológicos são sobrepostos ao fundo do campo principal da Terra, em que oscilações na magnitude e direção deste campo influenciam na intensidade e na forma das anomalias locais (Milsom, 2003). O campo magnético sofre influências de fatores externos terrestre intrínsecos na aquisição de dados. O campo muda ao longo do dia, o que são observadas como variações diurnas, cuja intensidade é maior por volta do meio-dia, e são causadas por mudanças na intensidade e direção das correntes na ionosfera (Lowrie, 2007). A variação diurna tem uma pequena amplitude, principalmente durante a noite, e um padrão suave com mudanças magnéticas influenciadas pelas flutuações de temperatura do planeta causadas pelo Sol.

A incidência de um fluxo intenso de íons provenientes do Sol gera uma intensa atividade magnética por manchas e atividades solares, o que caracteriza o fenômeno de tempestade magnética. Isto ocorre em razão às altas intensidades e frequências que alteram a estrutura da magnetosfera, cuja duração pode ser de algumas horas até dias (Panasyuk *et al.*, 2004). Em tempestades solares, todos os levantamentos magnéticos devem ser interrompidos, em razão da dificuldade de corrigir flutuações extremas da variação diurna (Kearey *et al.*, 2002)

As variações do campo principal da Terra com a latitude, longitude e tempo são descritas por equações harmônicas do Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF). (Milson, 2003). O IGRF expressa o campo magnético não perturbado da Terra, com termos temporais para corrigir a variação secular (Dentith e Mudge, 2014). É atualizado a cada cinco anos, com base em observatórios fixos e é revisado para fornecer um modelo definitivo.

7.1.3. Susceptibilidade e Propriedades Magnéticas

A susceptibilidade magnética é a propriedade física que depende da quantidade, composição e modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes nas rochas, que causam anomalias (Luiz e Silva, 1995). A susceptibilidade magnética é representada por κ na Equação 4, cuja medida demonstra quão susceptível é um material para ficar magnetizado:

$$\vec{B} = \kappa \vec{H} \quad (4)$$

Onde κ é a susceptibilidade da rocha, $\vec{B}$ é a magnetização induzida e $\vec{H}$ representa o campo de magnetização.

A intensidade do campo magnético brasileiro é menor em função de um fenômeno conhecido como Anomalia do Atlântico Sul (Hartmann e Pacca, 2009). O campo magnético brasileiro é cerca de três vezes menor comparado aos países próximos do polo magnético, uma vez que a magnetização induzida é linear em relação à magnetização. Uma mesma rocha de susceptibilidade κ vai causar uma anomalia duas a três vezes menor no Brasil do que na Austrália e Canadá, por exemplo (Cordani e Shukowsky, 2009).

Diante disso, a magnetização induzida é originada pelo campo da Terra mediante a presença de minerais magnéticos das rochas. Em contrapartida ao conceito de magnetização induzida, a remanente (ou remanescente) é adquirida ao longo da história geológica da rocha, classificada em termoremanente, detrital, química, isothermal, viscosa, entres outras, ao assumirem uma magnetização da época em que foi formada, sem a presença de um campo de indução (Telford *et al.*, 1990). As rochas ígneas envolvem o processo de magnetização termoremanente, desenvolvida pelo resfriamento dos materiais geológicos abaixo da temperatura de Curie, na presença do campo magnético terrestre da época.

A susceptibilidade de uma rocha geralmente depende do seu teor de magnetita (Kearey *et al.*, 2002). Além da magnetita, rochas compostas por minerais de alta susceptibilidade magnética, como pirrotita, goethita e ilmenita, magnetizam com mais intensidade. As rochas sedimentares são menos relevantes no mapeamento magnético, comparativamente às ígneas e metamórficas, com valores maiores em rochas cristalinas do embasamento, intrusivas e extrusivas de composição básica e ultrabásica (Reynolds, 2011). As áreas recobertas por sedimentos geram anomalias magnéticas pela presença do embasamento ígneo ou metamórfico, ou intrusões nos sedimentos (Kearey *et al.*, 2002). A proporção de magnetita em rochas ígneas é configurada pelo aumento da acidez, de modo que as rochas ígneas básicas (máficas)

apresentam maior magnetismo que as ácidas. Nas rochas metamórficas o magnetismo é variável em função da pressão parcial de oxigênio que, quando alta, pode resultar na formação de magnetita devido às reações metamórficas, como mineral acessório (Kearey *et al.*, 2002).

A diferença na susceptibilidade magnética dos minerais influencia na resposta no campo magnético terrestre (Telford *et al.*, 1990). Do ponto de vista de suas propriedades magnéticas, as substâncias podem ser classificadas em três: diamagnéticas, paramagnéticas e ferromagnéticas.

As substâncias diamagnéticas possuem seus *spins* em direções opostas, o que cancela seus momentos magnéticos (Kearey *et al.*, 2002). Quando submetidas a um campo magnético, possuem fraca magnetização e sentido contrário ao do campo externo (Blakely, 1996), em que os minerais diamagnéticos mais comuns são calcita, quartzo e sal (Telford *et al.*, 1990). Nas substâncias paramagnéticas a magnetização é maior que nas substâncias anteriores, ainda que fraca, devido ao alinhamento na direção do magnético externo. O seu sentido é igual ao do campo, o que caracteriza a susceptibilidade com o sinal positivo, tais como alumínio, platina e magnésio (Telford *et al.*, 1990).

Já nas substâncias ferromagnéticas há um alinhamento dos momentos magnéticos e, quando expostos ao campo externo magnético, geram magnetizações muito fortes e um forte alinhamento, o que confere a magnetização remanente, mesmo após a remoção do campo externo, como o ferro, cobalto, níquel e cobre (Dunlop e Özdemir, 1997). Com o aumento da temperatura, o ferromagnetismo diminui e desaparece por completo na temperatura de Curie, só observado em temperaturas abaixo da temperatura de Curie (Telford *et al.*, 1990).

Estes corpos geológicos com presença de minerais magnéticos produzem anomalias no campo magnético em função da orientação do corpo em relação ao campo magnético indutor, forma, mergulho e magnetização do corpo.

7.1.4. Levantamento Magnetométrico

Os levantamentos magnéticos terrestres são geralmente realizados em áreas relativamente pequenas em um alvo previamente definido (Kearey *et al.*, 2002). Normalmente, nestes levantamentos são utilizados dois magnetômetros, o primeiro realiza medidas constantes a fim de realizar a correção diurna dos dados, e o outro é móvel para propriamente a realização do levantamento.

As leituras não devem ser feitas nas proximidades de objetos metálicos como linhas de alta tensão, estradas, cercas, os quais possam perturbar o campo magnético local, bem como os

operadores do equipamento não devem portar objetos metálicos (Kearey *et al.*, 2002). Os magnetômetros e estações base são usados para monitorar e compensar flutuações diárias e sazonais para as medidas refletirem as anomalias induzidas pelos minerais na crosta com precisão (Hinze *et al.*, 2013).

7.2. Técnicas de Processamento e Filtros de Realce

Como o campo geomagnético varia tanto em amplitude como em direção, o processamento dos dados magnéticos envolve a remoção de todas as causas de variação magnética que não foram originadas de anomalias magnéticas em subsuperfície, com o objetivo de manter os efeitos magnéticos de interesse. Diante disso, o tratamento destes dados é pautado principalmente na correção da variação diurna, remoção do IGRF e a filtragem dos dados.

A variação diurna do campo magnético terrestre, resultante das correntes ionosféricas induzidas pela radiação solar, apresenta flutuações temporais que precisam ser removidas para que as medidas magnéticas representem apenas as anomalias de origem geológica. Para corrigir, é proposto a utilização de uma estação base fixa, onde as variações do campo são monitoradas periodicamente ou de forma contínua ao longo do dia. A correção pode ser realizada por meio da reocupação da estação base em intervalos regulares, de modo que as diferenças observadas nas leituras sejam distribuídas temporalmente entre as medições efetuadas no campo (Kearey *et al.*, 2002). O procedimento é essencial para eliminar as componentes temporais externas ao campo crustal, o que garante a confiabilidade da anomalia magnética residual (Telford *et al.*, 1990).

O uso de um magnetômetro de gravação contínua na estação base permite ajustar diretamente as leituras obtidas com o magnetômetro móvel, conforme as flutuações registradas durante o levantamento. As bases de registro contínuo são preferíveis em levantamentos de maior duração ou em regiões próximas ao equador magnético, onde a amplitude da variação diurna tende a ser maior.

A correção do Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF) é feita por meio da subtração do modelo do IGRF dos dados magnéticos obtidos no levantamento. Os coeficientes harmônicos esféricos de Gauss são definidos em grau e ordem 10, os quais descrevem grande parte o campo do núcleo da Terra e a estrutura espacial do campo de baixa frequência e grande escala (Blakely, 1996). A subtração destes termos de baixa ordem das observações magnetométricas permite isolar as contribuições de alta frequência associadas ao campo magnético crustal, que reflete as propriedades magnéticas das rochas (Luiz e Silva,

1995). Assim, o campo residual resultante representa o alvo principal em levantamentos geofísicos de detalhe. O IGRF é atualizado em intervalos regulares de cinco anos e, logo, as mudanças reais no campo geomagnético não são inteiramente previsíveis, o que faz com que as discrepâncias entre o campo teórico e o campo observado mudem com o decorrer da época (Blakely, 1996).

Em levantamentos realizados sobre pequenas áreas, a aplicação prática do IGRF pode ser simplificada pela utilização de um único valor médio, como na área de estudo. Em contrapartida, levantamentos de maior extensão ou que demandem maior precisão, é recomendado o uso de valores específicos de IGRF para cada subárea ou para cada ponto de medição (Luiz e Silva, 1995).

Para a interpretação e análise geológica são aplicados processos de filtragem por meio de técnicas de realce do interesse prospectivo. Segundo Kearey *et al* (2002), os filtros de análise de frequência, como os filtros de passa-banda, passa-alta e passa-baixa, são empregados para remover componentes específicos de frequência, que podem tanto serem associados às fontes magnéticas rasas ou profundas quanto para eliminar ruídos aleatórios (fontes indesejáveis), conforme o comprimento da onda.

Os filtros de realce, atenuação e eliminação de efeitos indesejados nos mapas estão disponíveis na extensão MAGMAP do *software* Oasis Montaj (Geosoft), mediante a técnica de transformada rápida de Fourier (Blakely, 1996). A transformada de Fourier é utilizada para decompor um sinal nas suas componentes em frequência e suas amplitudes (Geosoft, 2005). Esta técnica representa o domínio da frequência a partir de uma função no domínio do espaço. Os filtros aplicados pela transformada possibilitam a remoção de ruídos e a separação de dados de origem regional ou residual para diferentes interpretações e estimativa de certos parâmetros geofísicos como a suscetibilidade magnética, por exemplo.

Neste estudo, foram obtidos o mapa de campo magnético total e, a partir deste, o mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Redução ao Polo (RTP), Derivadas Direcionais (horizontais e verticais) e a Derivada Horizontal Total (THDR).

7.2.1. Redução ao polo (*Reduction to Magnetic Pole - RTP*).

A direção e a inclinação do campo magnético variam ao longo da superfície terrestre devido ao caráter dipolar deste campo. O tratamento de dados é complexo, mas é possível transformar os dados coletados em qualquer latitude para a latitude onde a inclinação do campo é 90° (polo magnético). As anomalias magnéticas dependem da direção da magnetização (induzida e

remanente) e da direção de aquisição de dados (Blakely, 1996). Com isso, o filtro de redução do polo depende do vetor do campo geomagnético local e da direção da magnetização das fontes, o que pode ocorrer erros se a magnetização natural (remanente) diferir da induzida (Blakely, 1996).

A RTP, quando bem aplicada, produz anomalias centradas sobre as fontes e reduz efeitos de assimetria causados pela geometria do campo (Blakely, 1996). A redução ao polo é satisfatória quando a anomalia é produzida por magnetização induzida e do conhecimento da direção de magnetização da fonte da anomalia, visto que a magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados (Telford *et al.*, 1990). Em latitudes baixas, onde a inclinação magnética é pequena, a RTP pode gerar instabilidade numérica em razão do denominador da função de transferência tender a zero, cuja recomendação é o uso de redução ao equador como alternativa (Blakely, 1996).

7.2.2. Derivadas direcionais (D_x , D_y , D_z)

Os filtros que utilizam derivadas direcionais (ou gradientes) fornecem as variações do campo magnético em uma direção, com a maior taxa de variação em um dos três eixos selecionados: horizontal (D_x e D_y) e vertical (D_z). Os mapas das derivadas horizontais realçam descontinuidades geológicas, limites de corpos e seus contatos, além de falhas (Blakely, 1996), onde D_x realça estruturas nas direções N-S (perpendicular a x) e D_y em E-W (paralelo a x). O D_x e D_y representam derivadas do campo magnético anômalo, representados nas Equações 5 e 6:

$$D_x = \frac{\partial M}{\partial x} \quad (5)$$

$$D_y = \frac{\partial M}{\partial y} \quad (6)$$

Onde $\frac{\partial M}{\partial x}$ e $\frac{\partial M}{\partial y}$ correspondem às derivadas horizontais da anomalia e M ao campo magnético total.

A derivada D_z representa as variações de intensidade do campo na direção do eixo z . (eixo vertical). É utilizada para realçar as fontes geológicas rasas, uma vez que realça as altas frequências, o que elimina os efeitos regionais de longos comprimentos de onda, que são derivados de fontes profundas. A Equação 7 expressa o gradiente vertical ou derivada vertical:

$$Dz = \frac{\partial M}{\partial z} \quad (7)$$

7.2.3. Amplitude do Sinal Analítico (Analytical Signal Amplitude - ASA)

O filtro de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) é um filtro de mapeamento de bordas de corpos com maior largura ou no centro dos corpos estreitos (Gunn, 1972). Esse depende somente da intensidade de magnetização das fontes anômalas, cuja influência da direção da magnetização não é dependente (Nabighian, 1972).

De acordo com Roest *et al* (1992), a identificação das bordas dos corpos magnéticos pode ser realizada, independentemente da influência da magnetização remanente, uma vez que o método é baseado apenas na variação espacial do campo. Essa característica permite realçar zonas com alta concentração de minerais magnéticos, cuja interpretação dos dados proporciona o mapeamento detalhado de estruturas geológicas, a delimitação de unidades litológicas e a estimativa da profundidade de fontes anômalas (Roest *et al.*, 1992).

O mapa ASA elimina o caráter dipolar das anomalias, e não é dependente da inclinação e declinação do campo geomagnético. Este filtro é baseado no módulo do vetor resultante das derivadas x, y e z do campo magnético, como uma função simétrica (“picos” do ASA geralmente são simétricos) em formato de sino com valor máximo localizado sobre o topo de cada contato e a largura proporcional do corpo (Nabighian, 1972). A Amplitude do Sinal Analítico é formada por uma combinação das derivadas (ou gradientes) horizontais e verticais de uma anomalia magnética, expressada na Equação 8:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (8)$$

7.2.4. Derivada Horizontal Total (Total Horizontal Derivative – THDR)

É a variação horizontal total, cuja função realça as bordas dos corpos magnetizados (Dentith e Mudge, 2014). Quando existe um corpo magnetizado ou um contraste de suscetibilidade magnética em rochas, a transição lateral entre domínio magnético e domínio “sem contraste” gera um gradiente mais acentuado nas derivadas horizontais.

Este filtro tende a produzir “picos” ou valores elevados associado às bordas do corpo causador da anomalia, e valores menores ou quase nulos na porção mais central do corpo, o que

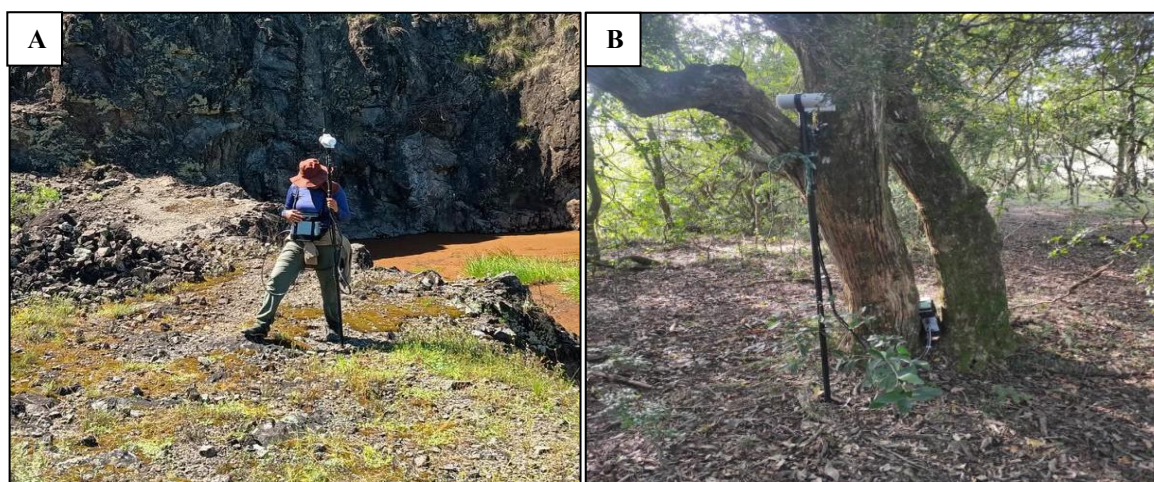
diminui a força do sinal conforme o aumento da profundidade (Ferreira *et. al.*, 2013). Este filtro é responsável por destacar mudanças abruptas de propriedades físicas que variam lateralmente, como contatos geológicos. O Gradiente Horizontal Total (Blakely, 1996) é calculado a partir da raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas das anomalias do campo magnético total em cada direção (x e y), como demonstrado na Equação 9:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (9)$$

8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

O equipamento utilizado neste estudo é o magnetômetro, que detecta anomalias do campo magnético terrestre devido à presença ou não de minerais com propriedades magnéticas nas rochas em subsuperfície distribuídas irregularmente. Para este tipo de levantamento, a fim de evitar monitorar interferências por ruídos oriundos de fonte antrópica e variação diurna do campo magnético e demais fenômenos, foram utilizados dois magnetômetros, um móvel (Figura 10A) para adquirir os dados (modelo Overhauser GSM-19) e outro fixado em uma base (Figura 10B), ausente de valores anômalos, que obtém as leituras de forma contínua.

Figura 10. Levantamento magnetométrico na região das Minas do Seival no campo de outubro de 2024. **A)** Equipamento móvel; **B)** Estação base.



Fonte: Autoral (2024).

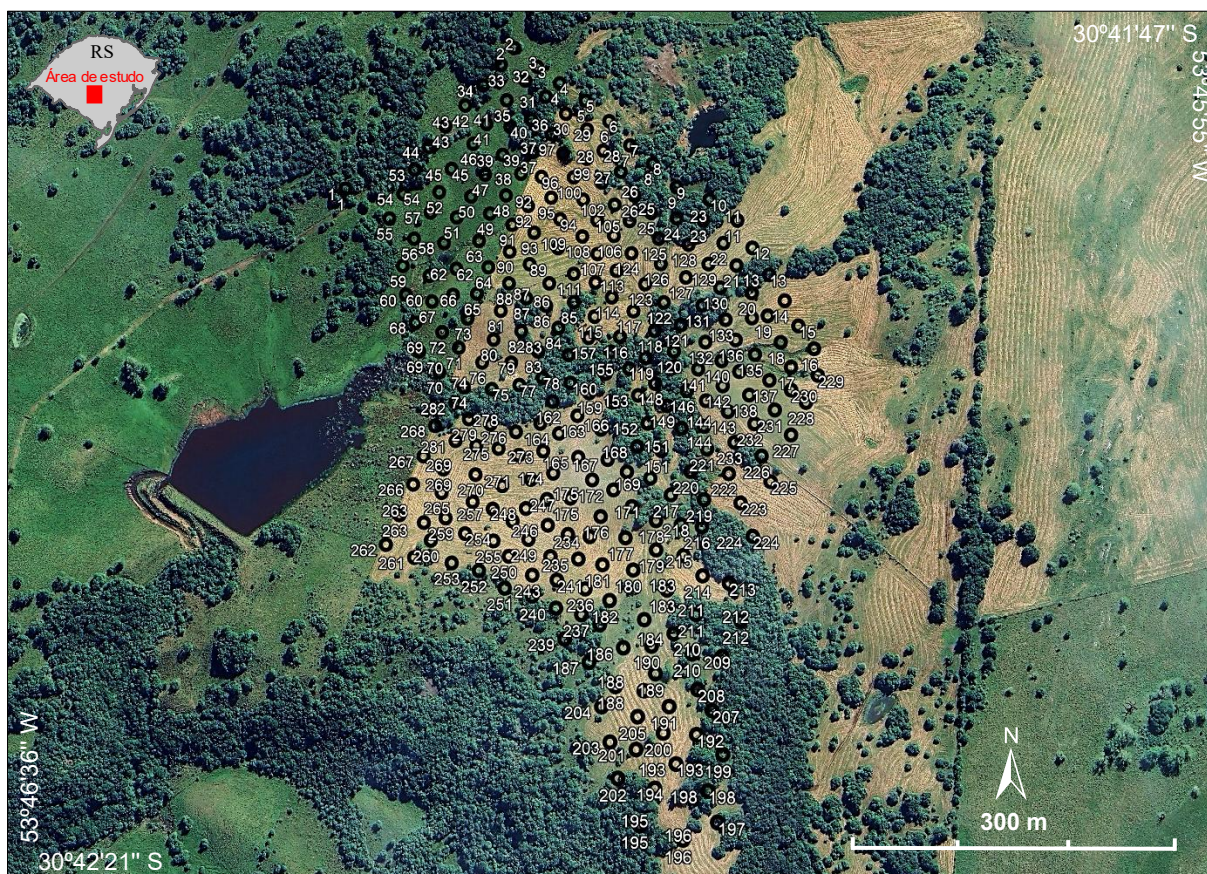
O GSM-19 Overhauser, desenvolvido pela GEM Systems, é um magnetômetro de campo total e gradiômetro magnético de alta sensibilidade. O equipamento opera com a tecnologia Overhauser, baseada na polarização por radiofrequência (RF), que aumenta significativamente a intensidade do sinal magnético quando comparada aos magnetômetros convencionais de precessão de prótons. Sua operacional varia entre 10.000 e 120.000 nT, com tolerância superior a 10.000 nT/m, característica importante em áreas com forte contraste magnético.

O GSM-19 integra sistemas de navegação que permitem posicionamento submétrico, armazenamento de coordenadas UTM, elevação e orientação automática em linhas de levantamento. O equipamento utiliza comunicação RS-232 para transferência rápida de dados. Assim, é possível obter, posteriormente, um mapa com os valores das anomalias magnéticas medidas para o processamento e integração dos filtros de realce.

Para a aquisição dos dados, o magnetômetro móvel, que possui uma mochila *hands-free* e um sensor bastão, fica diretamente em contato com a superfície, e as leituras contínuas na estação base foram realizadas a cada 2 minutos. O DGPS diferencial modelo Stonex S850 apresenta precisão de 0,5 metros, o que permitiu posicionar os pontos adequadamente, visto que possui uma tela para acompanhamento em tempo real do posicionamento em campo. O DGPS utilizado possibilitou manter a rede de pontos equidistante e evitar a aglomeração ou falta de pontos onde foram feitas as medidas magnéticas (Figura 11).

As medidas formaram uma área total de aproximadamente 23 hectares (230 m²) entre as Minas Barita e João Dahne, o que gerou uma malha de 282 pontos no total, com equidistância aproximada de 30 metros entre cada um. Alguns empecilhos na paisagem, como a vegetação densa, dificultaram o acesso em regiões próximas às minas.

Figura 11. Mapa de pontos de aquisição magnetométrica, com equidistância média de 30m, entre as Minas Barita e João Dahne.



Fonte: Autoral (2025).

No processamento dos dados magnetométricos, foi aplicada inicialmente a correção da variação diurna, a fim de remover fenômenos atmosféricos e temporais não resultantes dos

dados em subsuperfície. Para o processamento das medidas registradas, foi utilizada a plataforma Oasis Montaj (Geosoft). Os 282 pontos medidos foram interpolados para gerar mapas 2D das anomalias a partir do método de curvatura mínima. Tal método estima a superfície independente da distribuição e comportamento dos dados de uma variável a partir de cálculos de derivação até que seja alcançada uma convergência entre os valores amostrados e os estimados. O algoritmo de curvatura mínima suaviza a superfície estimada, de modo que, quando utilizado, é para suavizar dados anômalos. Durante a etapa de interpolação e gridagem, foi utilizado um grid regular com célula quadrada de 8x8m.

Os dados magnéticos, após a aplicação das correções padrões e de interferência externa, foram utilizados para gerar o mapa de Intensidade Magnética Total reduzida do IGRF (TMI-IGRF). O resultado do processamento e integração das bases de dados são observados no mapa 2D do mapa de campo magnético total (CMT) e, sobre este, aplicados o processo de filtragem para geração dos demais mapas 2D: Mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA), Mapas de Derivadas Horizontais (Dx e Dy), Mapa de Derivada Vertical (Dz) e Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR).

A partir do CMT, os filtros das Derivadas Horizontais (Dx e Dy) são responsáveis pela geração do mapa de Derivada Horizontal Total (THDR) e os mapas de todas as derivadas originam o mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA). Estes produtos filtrados são eficazes para remover o efeito do campo magnético global, realçar as anomalias magnéticas locais, delinear estruturas geológicas e contatos litológicos.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1. Reconhecimento geológico

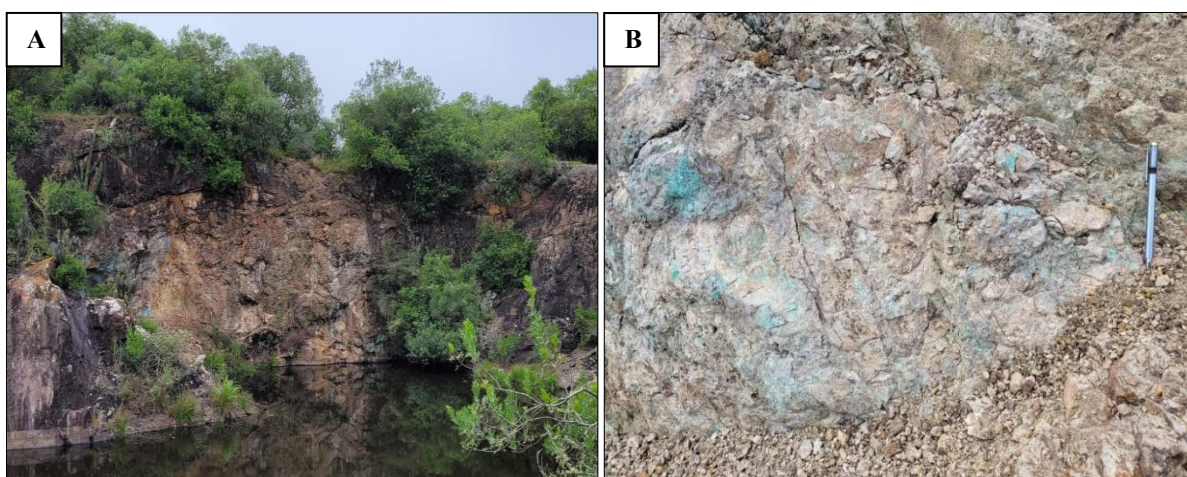
A geologia da região é caracterizada pela presença da Formação Hilário, na qual a ocorrência cuprífera, alvo do estudo, está alojada nas rochas pertencentes a esta unidade. O reconhecimento geológico foi feito apenas nas proximidades da Mina da Barita, pois na Mina João Dahne não foi possível o reconhecimento devido à dificuldade de acesso e presença de vegetação densa.

9.1.1. Formação Hilário

Localmente, foram observados apenas o litotipo de lapili tufos de coloração acinzentada na Mina Barita (Figura 12A). São rochas piroclásticas constituídas por fragmentos de tamanho lapili de tamanho 2 a 64 mm numa matriz de granulometria fina, com as formas dos piroclastos angulosas a arredondadas. A assembleia mineralógica é composta essencialmente por plagioclásio e piroxênio, com presença de veios de barita.

Foram identificados nestas rochas indícios de mineralização de cobre (malaquita), mineral de minério secundário de carbonato de cálcio (Figura 12B).

Figura 12. A) Visão geral da Mina da Barita; B) Afloramento com malaquita dispersa em lapili tufo na mina.



Fonte: Autoral (2025).

9.2. Dados magnetométricos

No processamento foram testados os filtros para supressão ou realce das feições de interesse. A filtragem por meio de técnicas de realce do interesse prospectivo é fundamental

para este estudo, uma vez que pode auxiliar a análise e a possível delimitação de corpos de anomalia magnética, bem como a interpretação de lineamentos magnéticos marcados.

Dessa forma, o resultado dos mapas 2D deste trabalho são: Campo Magnético Total (CMT), Redução ao Polo (RTP), Amplitude de Sinal Analítico (ASA), Mapas de Derivadas Horizontais (D_x e D_y), Mapa de Derivada Vertical (D_z) e Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR). As cores mais quentes dos mapas representam valores maiores de concentração, enquanto as mais frias são referentes a valores baixos, conforme representados nas legendas.

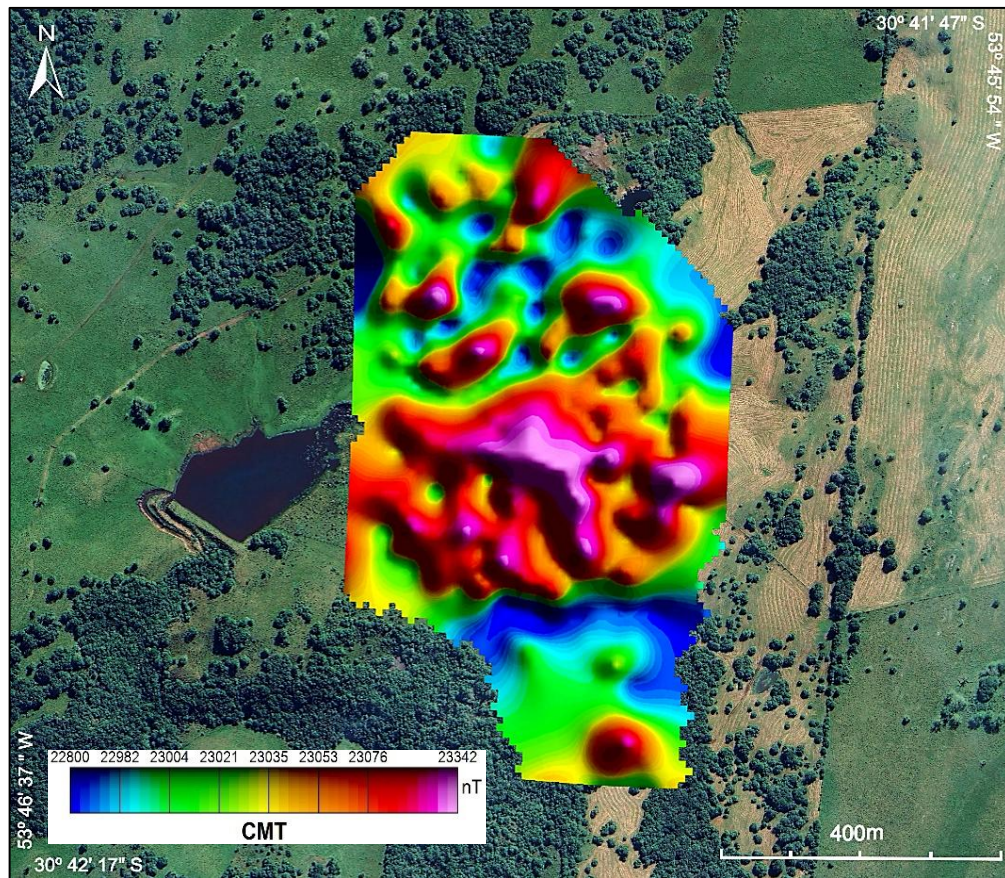
9.2.1. Mapa de Campo Magnético Total (CMT)

O Mapa de Campo Magnético Total (Figura 13) apresenta valores em nanoteslas (nT), medida características do levantamento magnetométrico, com variações entre 22800 e 23342. As regiões consideradas anômalas estão nas porções avermelhadas a róseas, com medidas que variam entre 23076 nT a 23342 nT. A região central, entre as minas da Barita e João Dahne, apresenta a maior porção com altos valores, enquanto a NW, NE, N e S apresentam anomalias intensas circulares e pontuais. Podem ser divididos 9 domínios magnéticos, onde 5 são concentrados na região central e o restante dispersos nas regiões supracitadas.

Entretanto, o mapa de campo total não separa a contribuição do núcleo terrestre (fonte principal) da contribuição da crosta local, por isso ele é sempre apresentado como anomalia (campo total medido menos campo de referência). O caráter dipolar das anomalias magnéticas faz com que a identificação do corpo causador da anomalia, por vezes, não é direta. Assim, o mapa de CMT não é uma imagem direta da subsuperfície, o que não expressa a origem das fontes anômalas, geometria ou posição dos corpos de interesse.

É importante ressaltar que o mapa de CMT é o produto utilizado para a aplicação dos filtros de realce, apenas validado para indicar a direção do campo geomagnético (inclinação e declinação) e a distribuição do campo magnético e a intensidade espacial na área de estudo, que controla a posição dos lobos positivo e negativo. Em latitudes médias, a anomalia é assimétrica, onde o lobo positivo está deslocado para norte, o que permite concluir que neste mapa, por não haver uma inversão destes lobos, não caracteriza o fenômeno de magnetização remanente.

Figura 13. Mapa de Campo Magnético Total (CMT).



Fonte: Autoral.

9.2.2. Mapa de Redução ao Polo (RTP)

Sobre o campo magnético anômalo foi realizada a redução ao polo (RTP), apresentado na Figura 14. No mapa de RTP os intervalos variam de 22730 nT a 23295 nT, e as anomalias são definidas a partir dos valores de 23088 nT, a fim de determinar seus domínios.

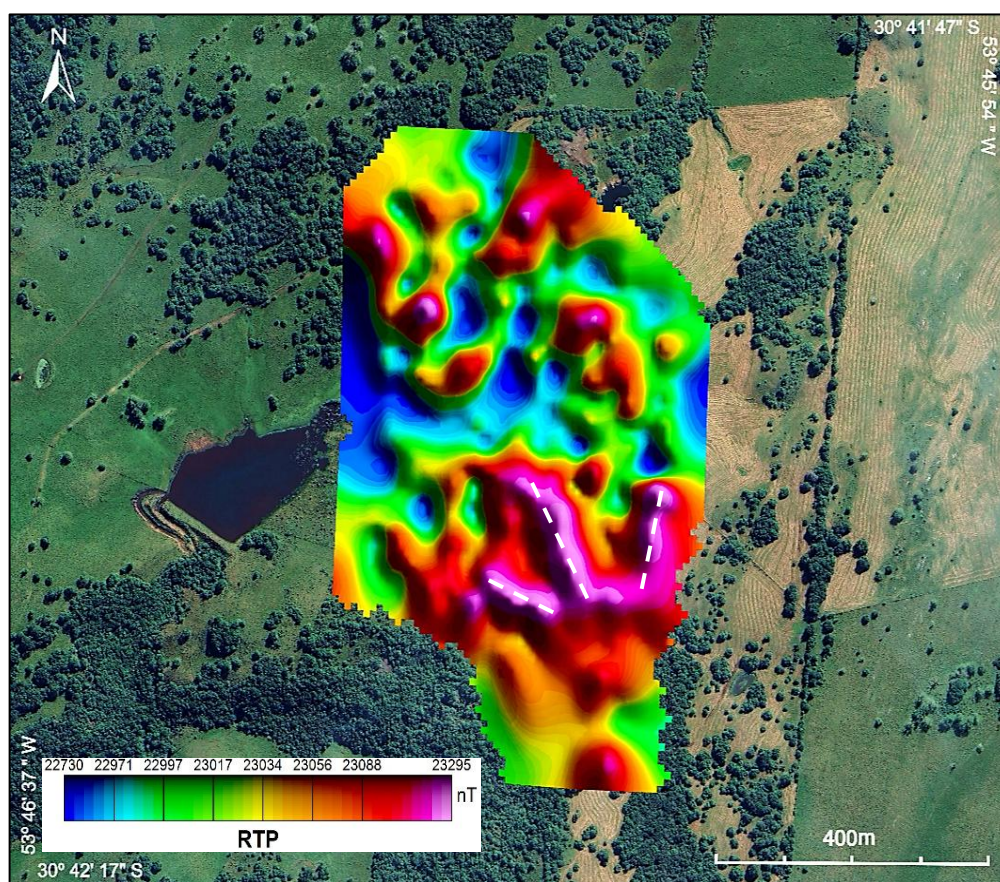
Em relação ao campo magnético total, o RTP apresentou uma região anômala mais definida à Sudeste, nas proximidades da região da mina João Dahne e maior quantidade de valores baixos na região central. O formato dos corpos de valores de intensidade magnética máxima apresenta uma geometria irregular alongada. À NNE e NW também são notados dipolos magnéticos circulares individualizados, semelhantes aos do Campo Magnético Total (CMT). À Sul uma anomalia de alta intensidade magnética é mantida em ambos os mapas.

É necessário levar em consideração a ocorrência das anomalias de alta a intermediária amplitude exibida na RTP na porção inferior do mapa à sudeste e sudoeste, enquanto estas áreas no CMT são de valores baixos a intermediários. Esta anomalia à SE apresenta estes corpos alongados em orientações diferentes, onde é observado direções NNE, NW e WNW de anomalias concentradas. Estas direções podem estar relacionadas diretamente com o conjunto

de falhas, fraturas e veios, as quais realçam provavelmente as fontes e reduzem a assimetria do campo. Estas estruturas são características de um processo hidrotermal analisadas por Lopes *et al* (2018) e permitiram que as mineralizações Au-Cu ascendessem principalmente a NNE-SW, enquanto NW-SE (secundárias) não apresentaram indícios de mineralização. As direções WNW não foram mencionadas às direções principais das falhas com presença de mineralização.

No entanto, este tipo de estrutura sugere um truncamento nestas três direções, onde poderia ter influenciado a passagem de fluidos hidrotermais a precipitar minerais magnéticos que carregam a assinatura do evento mineralizante.

Figura 14. Mapa de Redução ao Polo (RTP)



Fonte: Autoral.

9.2.3. Mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA)

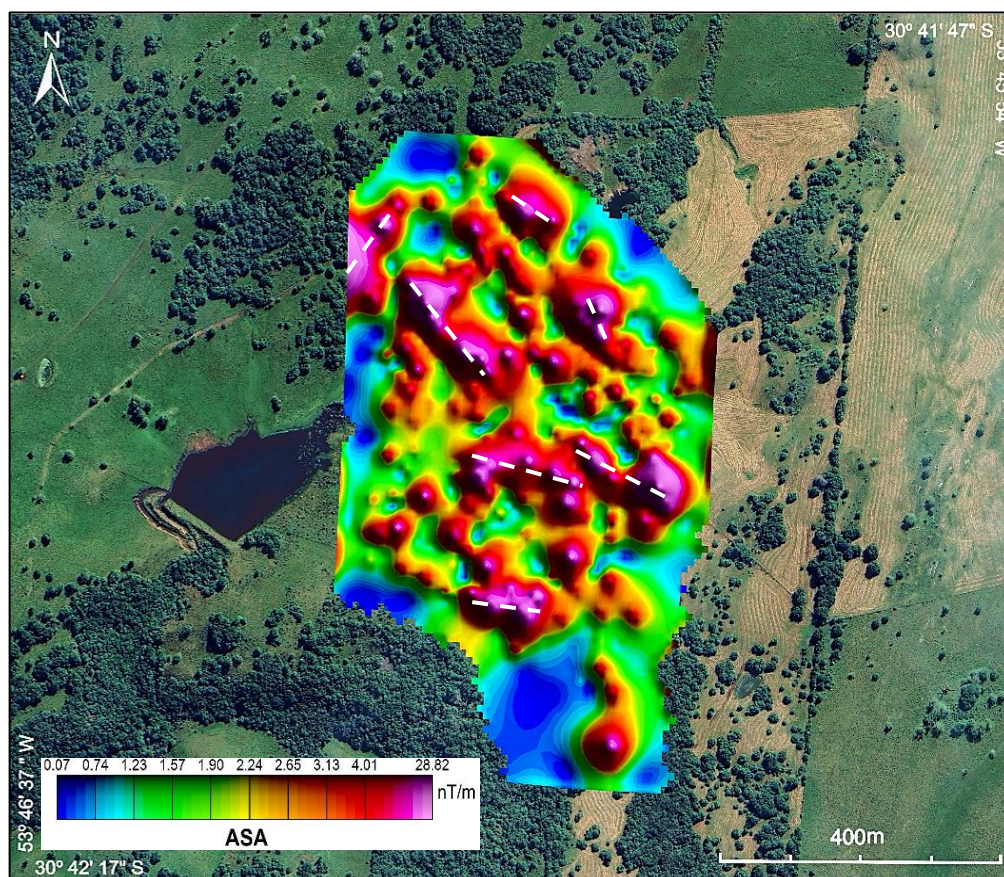
O mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA) (Figura 15) possui variações de 0.07 nT/m a 28.82 nT/m. Esta unidade representa o quanto o campo magnético varia por unidade de distância, em que valores altos significam que o corpo está mais próximo da superfície.

No geral, os polos de intensa magnetização aparecem individualizados e, em sua maioria, aglutinados, como na região central em uma orientação E-W e à noroeste em NW-SE. Há uma atenuação do sinal magnético na direção NW-SE na porção superior do mapa.

O mapa de ASA, por sua vez, apresenta valores baixos apenas nas extremidades na área de estudo, enquanto na região do CMT e RTP as anomalias são predominantemente intermediárias a altas. À Sul a mesma anomalia de alta intensidade magnética também é encontrada, como em ambos os mapas anteriores. As fontes superficiais, neste filtro, podem ser correlacionadas as bordas, centro ou topo das fontes que aproveitaram zonas de fraqueza geradas pela deformação, onde ocorreu a ascensão pequenas porções dos fluidos mineralizantes.

O mapa ASA consiste no mapa com estruturas predominantemente NW-SE, caracterizadas como fraturas de cisalhamento do Distrito Mineiro da região, além da presença de dipolos dispostos E-W, relacionados às falhas de tensão regentes do sistema epitermal, conforme descrito por Kaul e Reinheimer (1974).

Figura 15. Mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA).



Fonte: Autoral.

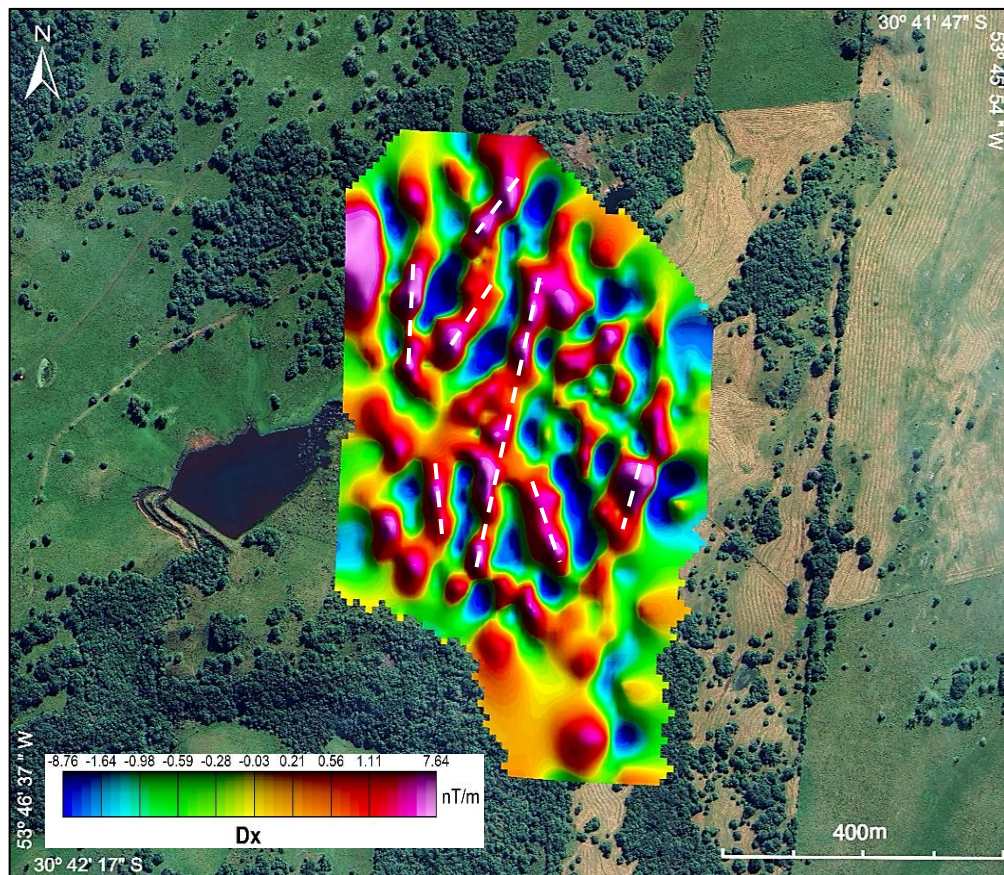
9.2.4. Mapa de Derivada Horizontal (D_x)

O mapa D_x (Figura 16) apresenta os valores no intervalo de -6.76 nT/m a 7.64 nT/m, como anomalia de intensa magnetização. Isto indica gradientes relativamente moderados a fortes, em que os valores positivos tendem a revelar o aumento do campo magnético para leste. O intuito do filtro é realçar as estruturas orientadas aproximadamente N-S, as quais ocorrem com

geometria alongada em grande parte da área de estudo, mas menores e descontínuas em todo o levantamento. Também evidencia contatos litológicos, mas na área de levantamento ocorre apenas uma unidade litológica (Fm. Hilário).

Na região NE do mapa há uma estrutura linear alongada de direção NNE-SSW, que atravessa a região central do mapa, e são correlacionadas às falhas e fraturas mineralizantes de Lopes *et al* (2018, 2019). Em todo mapa são comuns dipolos laterais, onde existe um lado positivo e outro lado negativo adjacente, o que pode indicar uma passagem sobre uma borda de corpo magnético. De acordo com Kaul e Reinheimer (1974), as falhas locais, de cisalhamento com direções NW-SE e NE-SW, constatadas nas minas são evidenciadas nas juntas nestes locais, o que correspondem à segunda e última geração de falhas de tal tipo, relacionadas às falhas N-S de flanco de dobras. Assim, tais direções realçadas por este filtro podem ter gerado estas anomalias mais curtas, abruptas e intensas.

Figura 16. Mapa de Derivada Horizontal (Dx).



Fonte: Autoral.

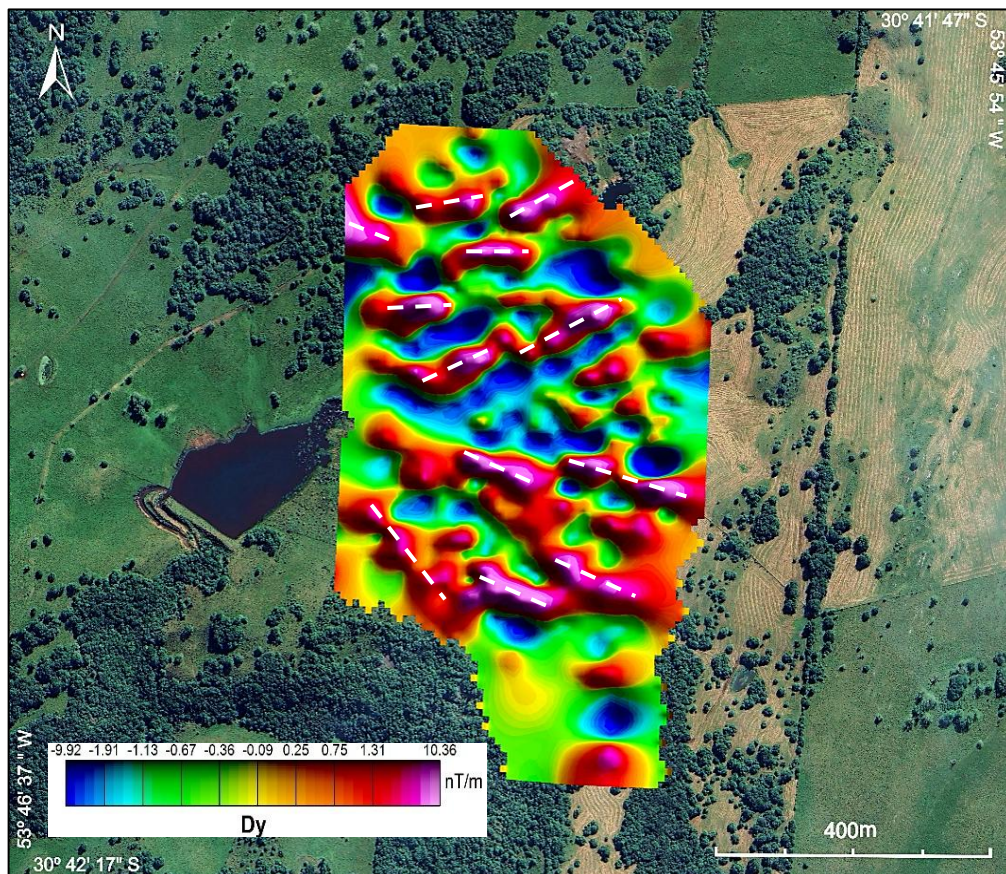
9.2.5. Mapa de Derivada Horizontal (D_y)

O mapa D_y (Figura 17) varia entre -9.92 nT/m e 10.36 nT/m, com gradiente magnético forte a partir de 1.31 nT/m. A presença de valores positivos indica o aumento do campo magnético na direção norte e os valores próximos a zero, na escala condizentes com gradientes intermediários demonstram baixa variação lateral do campo magnético.

Em termos geométricos, a derivada D_y enfatiza preferencialmente estruturas orientadas aproximadamente E-W, uma vez que o gradiente é calculado na direção N-S. Na porção central do mapa ocorre anomalias intensas em dois domínios magnéticos diferentes com a mesma orientação E-W, estes parecem ser interligados por uma anomalia forte NW-SE. Nesta mesma região há uma predominância de valores extremamente baixos sem geometria definida, associados provavelmente com fontes profundas com ausência de estruturas horizontais. À sul ainda é possível notar um lobo positivo característico nos outros mapas.

Na porção central superior, é perceptível duas anomalias intensas de direção NE-SW mais estreitas, e descontínuas. Ambas (NE-SW e E-W) podem sugerir estruturas geológicas significativas, fortemente estruturadas, que condizem com a literatura (Kaul e Reinheimer, 1974; Lopes *et al*, 2018).

Figura 17. Mapa de Derivada Horizontal (D_y)



Fonte: Autoral.

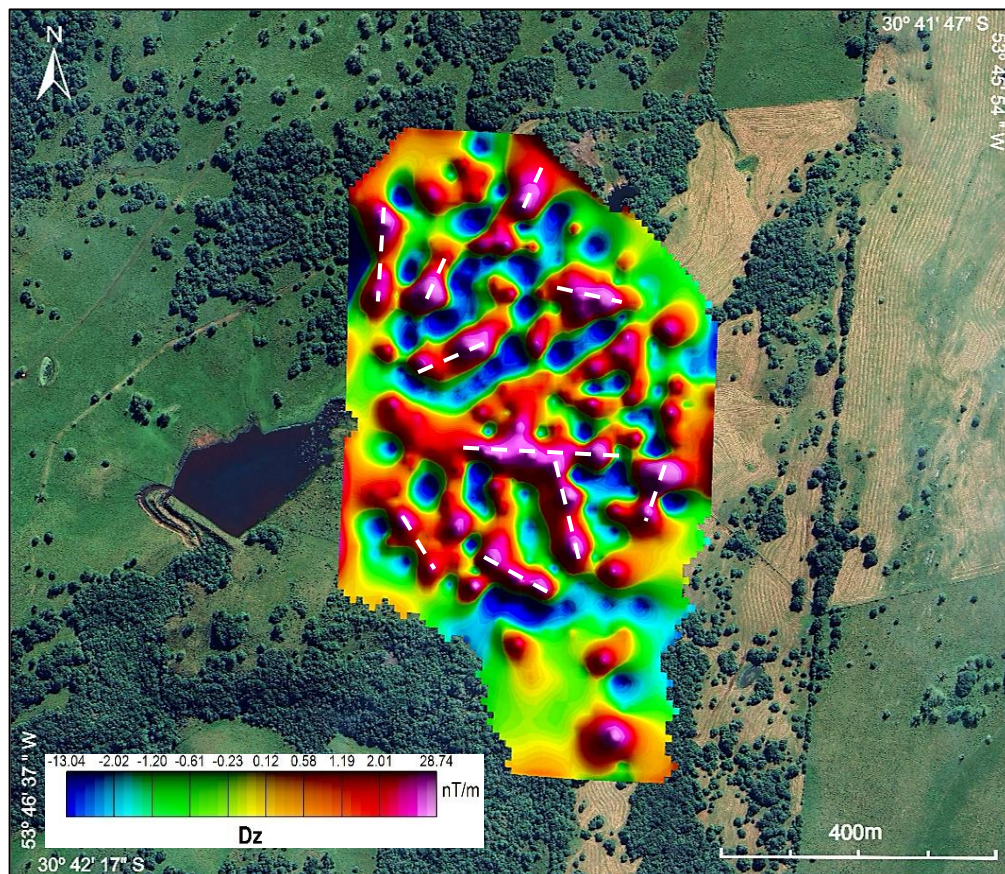
9.2.6. Mapa de Derivada Vertical (Dz)

O mapa Dz (Figura 18) marcam o intervalo de -13.04 nT/m e 29.74 nT/m, valor indicativo de gradientes máximos. Neste filtro, quanto maior o gradiente, mais abrupta é a mudança magnética e, geralmente, mais raso é o corpo.

O mapa indica um padrão de anomalias magnéticas intensas e descontínuas, distribuídas principalmente na porção central da área. Ocorrem predominantemente feições irregulares, alongadas e elipsoidais com orientação NE-SW, NNE-SSW e estruturas secundárias NW-SE e E-W, que cruzam o domínio principal central. A região centro-norte apresenta a maior concentração de anomalias intensas e complexas, em sua maioria aglutinadas com padrões de forte magnetização (>2.01 nT/m), o que é possível delimitar uma zona estrutural mais favorável à concentração mineral ou à presença de litologias mais magnetizadas. Essa organização sugere forte controle estrutural regional, provavelmente relacionado a um truncamento de fraturas com presença de minerais metálicos orientados segundo essas direções.

A alternância abrupta entre máximos e mínimos, além da pequena extensão lateral produz um padrão dipolar típico de fontes pouco profundas. Na porção sul mostra a mesma morfologia de anomalia mais isolada e espaçada dos outros mapas.

Figura 18. Mapa de Derivada Vertical (Dz).



Fonte: Autoral.

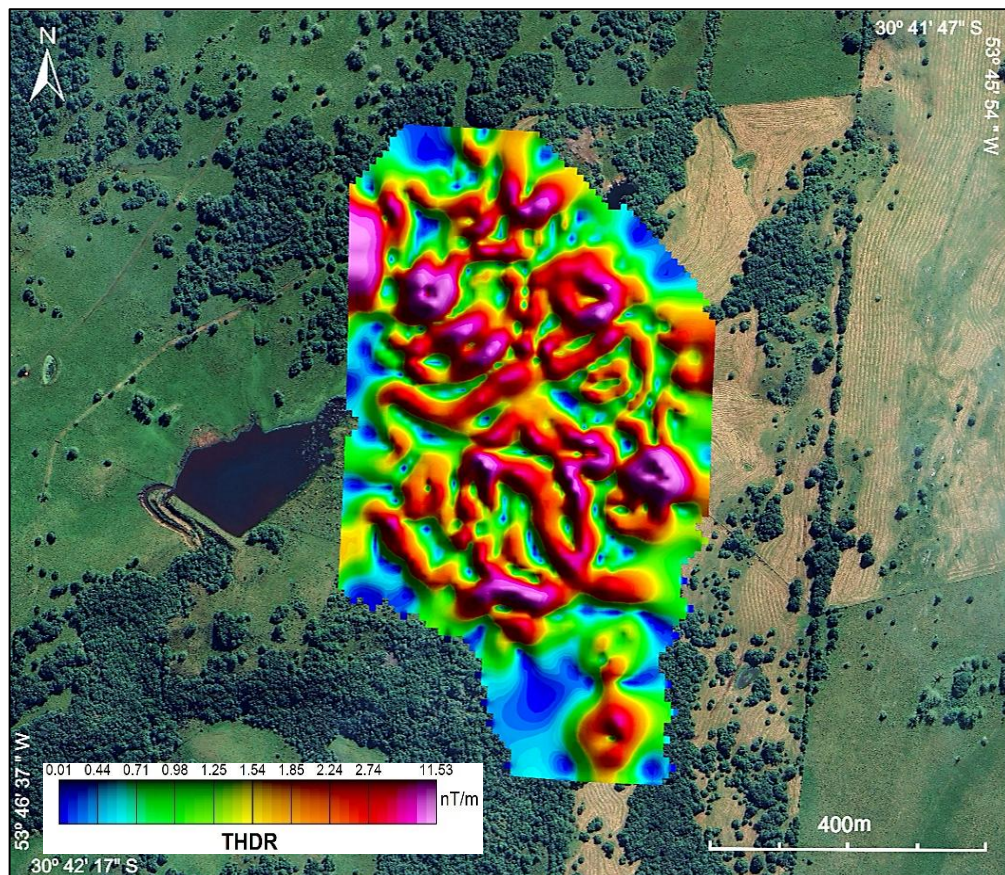
9.2.7. Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR)

O mapa de derivada horizontal total (THDR), observado na Figura 19, apresenta amplitudes magnéticas entre 0.01 nT/m a 11.53 nT/m. Com a aplicação deste filtro não foi possível visualizar domínios magnéticos bem definidos, visto que as anomalias intensas são concentradas dentro das faixas de amplitudes magnéticas fortes, maiores que 2.24 nT/m.

O filtro de derivada horizontal total apresenta estes valores baixos e nulos nas extremidades de praticamente quase todo o mapa: à NE, NW, W, SW e SE, que apontam para central do corpo magnético profundo. Assim, como nos outros mapas as anomalias mais intensas são encontradas na porção central do mapa e nos setores noroeste e nordeste. A maioria destes altos valores são orientados em NW-SE, com exceção do setor centro-norte à NE-SW em uma faixa muito estreita.

Com esse filtro as orientações das zonas indicativas de falhas e fraturas aparecem muito estreitas, principalmente no centro. A existência de intensa magnetização no centro do mapa possivelmente marca a compartimentação estrutural da área devido aos corpos fortemente magnetizados pela circulação e ascensão de fluidos em parte do subsolo mais raso.

Figura 19. Mapa de Derivada Horizontal Total (THDR).

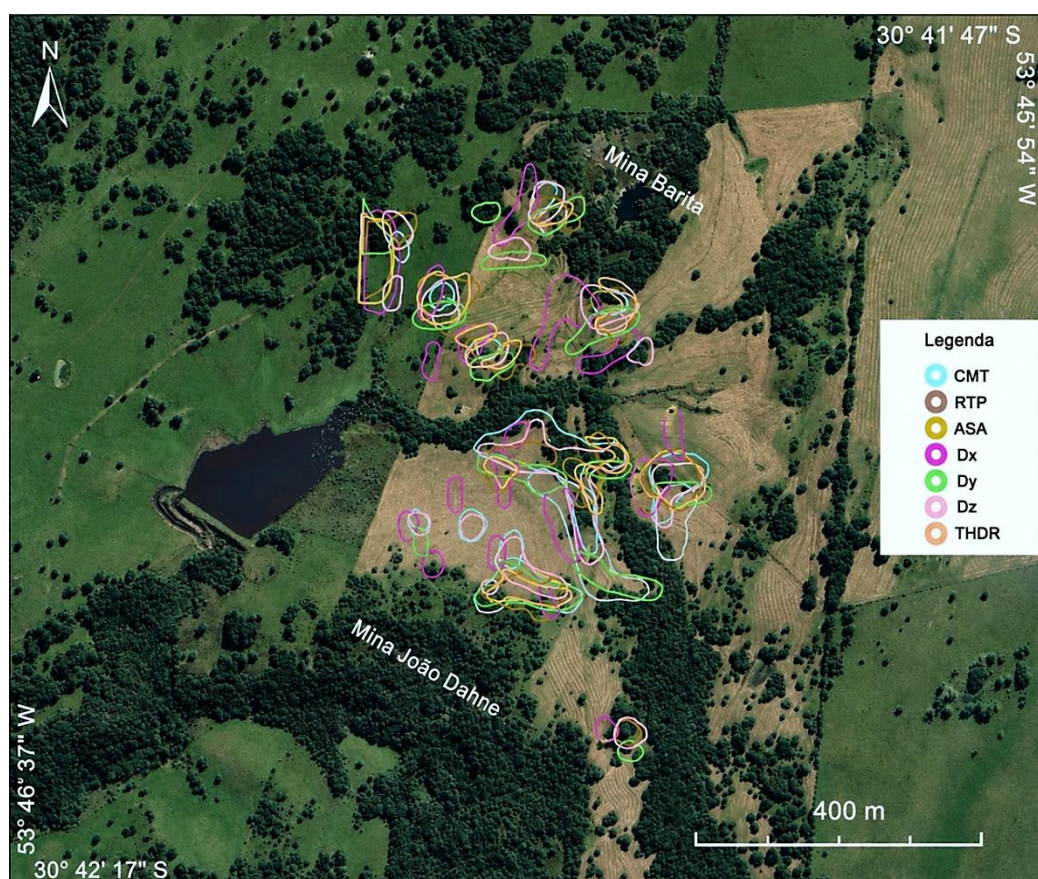


Fonte: Autoral.

9.3. Integração dos dados magnéticos

Com o processamento dos filtros de realce e a posterior integração dos sete mapas 2D, podem ser observados valores elevados e, logo, anômalos, em orientações preferenciais para todos os mapas sobrepostos. Estas sobreposições realizadas permitiram demarcar as orientações preferenciais das mineralizações, visto que o tipo de depósito é controlado por sistemas de falhas e fraturas. Desse modo, foi possível correlacionar os dados geofísicos obtidos com os halos anômalos de respostas altas magnéticas, de forma a obter um entendimento melhor da continuidade em profundidade e lateral de alvos prospectivos entre as duas minas (Figura 20).

Figura 20. Mapa integrado, entre a região das duas minas de estudo, com os valores anômalos de cada mapa processado e aplicado os filtros de realce.



Fonte: Autoral.

A porção considerada central é a mais representativa da área, onde todas as interpolações convergem para este setor. A estrutura preferencial é observada nas direções NE-SW, além das direções NW-SE e E-W, ambas subordinadas, que os mapas de RTP, ASA, Dx, Dy e Dz mostraram.

De modo geral, o mapa integrado demonstrou uma boa distribuição destas anomalias, com algumas variações devido às interpolações e métodos matemáticos. Perto da anomalia

principal na região central, no extremo NW, também é possível observar estruturas aproximadamente N-S, precisamente NNE-SSW. No lado nordeste, os resultados estão lineados na direção NE-SW, apesar destas anomalias de alta intensidade magnética serem menores e circulares nesta área, e à sudeste há ocorrências de estruturas NNE-SSW. O mesmo acontece à sudoeste, onde pequenas anomalias sobrepostas indicam orientação aproximadamente E-W, além de algumas sobreposições circulares e pontuais. Existe, ainda, à sudoeste e sul sobreposição de halos anômalos que apontam direções para NW-SE (Figura 21).

Portanto, foi possível delimitar, a partir da sobreposição de todos os filtros de realce, falhas e fraturas preferenciais como um guia prospectivo para as mineralizações de cobre na região.

Figura 21. Mapa de sobreposição, com os resultados existentes nos halos anômalos (valores altos) dos mapas 2D processados com todos os filtros de realce. Os alvos de interesse são estruturas nas direções $\pm$ NE-SW, $\pm$ E-W e $\pm$ NW-SE, concentradas na posição central e distribuídas na região entre a área das duas minas.



Fonte: Autoral.

A unidade geológica (Fm. Hilário), presente na região entre as duas minas, apresenta um único litotipo encontrado (lapili tufo), o que foi possível verificar com a magnetometria que, tanto aflorante quanto em superfície, essa região não apresenta os limites e contatos geológicos e delimitação de outras unidades litológicas, visto que com os filtros que realçam essas

características, como o de derivadas horizontais, THDR e ASA, não permitiram visualizar tais mudanças de litologia.

A direção das principais falhas e fraturas é NE-SW e, secundariamente, um grupo subordinado de estruturas rúpteis NW-SE, conforme apresentado no contexto estrutural regional e coincidentes com a literatura. Lopes *et al* (2018) sugere que as estruturas NW-SE não apresentam indicadores de mineralização. No entanto, tais estruturas em subsuperfície provavelmente sofreram remobilização de minerais metálicos, o que condicionou a resposta magnética. Desse modo, o controle da mineralização na região de Lavras do Sul pode ser relacionado a ação de estruturas rúpteis ativadas durante regime sinistral da Zona de Falha Palma-Jacques, onde as zonas mineralizadas estariam concentradas e, preferencialmente, distribuídas nas proximidades ou na interseção de falhas WNW-ESE ($\pm$ NW-SE) com as NE-SW e NNE-SSW (Müller *et al.*, 2012; Gastal *et al.*, 2015).

É importante destacar que estas falhas têm a distribuição semelhante a um truncamento na posição central e em outros halos anômalos pequenos dispersos no mapa integrado que sobrepõem alguns filtros de realce. Esta intersecção entre as estruturas rúpteis é válida, uma vez que são observadas nos mapas individualizados, como no RTP e Derivada x, falhas, fraturas ou veios de orientação NW-SE truncam e acabam por deslocar as de orientação NE, ainda mais por afetar fortemente as rochas vulcânicas, presentes na área de estudo, as quais são influenciadas pelo evento hidrotermal relacionado a estes lineamentos (Lopes, 2011).

Nos mapas individuais, foi possível encontrar uma direção preferencial para E-W que, por vezes, aparecem em maior ou menor extensão nos mapas. O mapa integrado na região central apresenta dois alvos interessantes com essas direções. Segundo Kaul e Rheinheimer (1974) estas falhas são locais nas minas da área de Lavras do Sul, mas são estendidas regionalmente, acompanhadas pelo brechamento das rochas, de abertura média, que foram preferenciais para a ascensão do material que originou os filões e outros corpos mineralizados. Estes autores ainda as classificam como falhas de tensão que hospedaram brechas e veios de quartzo associados a halos de alteração das rochas graníticas ou vulcânicas, com presença de minerais como pirita, calcopirita e clorita e mineralizações de cobre e ouro.

Existe, ainda, a análise de juntas que, de acordo com Kaul e Rheinheimer (1974), as falhas de cisalhamento são correspondentes no sentido NW-SE e NE-SW, não aflorantes e geralmente com tendência curva. Dado o comportamento rúptil, quando são geradas fraturas de tensão (E-W) ou partição e fraturas de cisalhamento (NW-SE e NE-SW), podem caracterizar um par conjugado. Isto pode ser justificado nas pequenas porções que caracterizam anomalias pequenas e circulares, mas direcionais dos mapas, principalmente de Amplitude do Sinal

Analítico (ASA), assim como a região central dos mapas integrados. Diante disso, os esforços tensionais E-W originaram nas rochas vulcânicas, falhas de distensão com, aproximadamente, esta mesma direção (E-W), e falhas de cisalhamento compatíveis com a direção dos esforços (Kaul e Rheinheimer, 1974). Os fluídos causadores das alterações metassomáticas nas rochas vulcânicas da Fm. Hilário, bem como os fluídos mineralizantes, ascenderam através das falhas de distensão (E-W), oriundos de zonas profundas da câmara magmática

Diante as características das mineralizações de cobre nas Minas do Seival (sistema epitermal hidrotermal), os depósitos filonianos apresentam minérios que ocupam espaços abertos pelo fraturamento tectônico das rochas (fraturas tensionais) ou que, durante a fase de alívio posterior à fase compressiva, ocupam os espaços gerados pelo fraturamento das rochas (Biondi, 2003). Neste caso, os poros de rochas vulcânicas são preenchidos por minerais dissolvidos e transportados pelo fluido mineralizador, que precipita os minerais do minério nos espaços criados pela dissolução. Assim, o fraturamento hidráulico é um processo de geração de espaço associado a mudanças na pressão de fluidos que permeiam estas rochas. O rompimento das rochas estende a falha para cima e gera uma queda repentina da pressão local, o que faz o fluido passar do estado de pressão litostática para hidrostática. O fluido é vaporizado, o que gera o fraturamento hidráulico nestas rochas.

Em sistemas epitermais hidrotermais associados a ambientes vulcânicos/subvulcânicos, as rochas vulcânicas podem hospedar estruturas conhecidas como chaminés, que representam os caminhos preferenciais por onde os fluidos hidrotermais ascendiam desde uma fonte magmática profunda até níveis mais rasos (Biondi, 2003). A formação dessas chaminés hidrotermais na região é relacionada à atividade magmática andesítica/shoshonítica e à circulação de fluidos quentes, os fluidos mineralizantes ficam confinados nas rochas encaixantes e passam a exercer pressão sobre elas.

À medida que a pressão dos fluidos aumenta, provoca a abertura de fraturas, a reativação de falhas preexistentes e a formação de brechas hidráulicas. Tais estruturas passam a atuar como zonas preferenciais de circulação, o que permitiu os fluidos mineralizantes ascenderem em direção aos níveis mais rasos da crosta e, com a repetição de pulsos hidrotermais ao longo do tempo, determinados caminhos desenvolveram um conduto principal de orientação preferencial. Isso pode ter influenciado principalmente as anomalias pontuais, circulares e aglomeradas no mapa de Amplitude de Sinal Analítico (ASA), que trata por apresentar os domínios geológicos de forma mais representativa, visto o posicionamento das amplitudes resultantes acima dos limites das estruturas e as posições rasas dos corpos magnéticos. Logo, provavelmente a ascensão destes fluidos mineralizantes ocorreu até certo ponto raso da

superfície, provocado por estas chaminés, mas o evento não foi contínuo, evidenciado pelas desconexões entre as anomalias.

Ademais, algumas estruturas N-S notadas nos mapas de Derivada horizontal (Dx) e vertical (Dz) não correspondem à ação de falhas de flancos, uma vez que a unidade não apresenta feições deformacionais dúcteis, afetada apenas por falhas e fraturas subverticais de direção NE-SW e NW-SE (Lopes, 2011) e E-W (Kaul e Rheinheimer, 1974), o que pode configurar algum erro na interpolação de dados e no algoritmo matemático.

10. CONCLUSÕES

O presente trabalho teve como objetivo reconhecer ocorrências de cobre filoniano não aflorantes na região entre as Minas Barita e João Dahne, integrantes das Minas do Seival, por meio do levantamento magnetométrico terrestre. A partir da integração entre os dados de campo magnético total (CMT), redução ao polo (RTP), amplitude do sinal analítico (ASA), derivadas direcionais (Dx, Dy, Dz) e derivada horizontal total (THDR), foi possível compreender como as anomalias magnéticas estão relacionadas com as estruturas tectônicas e com o contexto vulcânico e hidrotermal da área.

Pela análise dos dados, os resultados magnetométricos permitiram o reconhecimento de áreas anômalas concentradas principalmente na porção central da área de estudo, entre as duas minas desativadas, onde são observadas assinaturas de alta intensidade magnética para os diferentes filtros de realce, similares às respostas esperadas para zonas de alteração hidrotermal e concentração de sulfetos associados à mineralização de cobre. Além disso, o mapa integrado e os mapas de derivadas evidenciaram correlação entre as zonas anômalas e as principais direções estruturais da região, notadamente NE-SW, NW-SE e E-W. Estes dados permitiram delimitar alvos prospectivos de interesse na área, com destaque para a região central, onde há convergência de anomalias, provenientes de diferentes filtros de realce.

As estruturas geológicas exercem controle fundamental sobre a distribuição dos fluidos hidrotermais mineralizantes e dos minerais magnéticos associados ao sistema filoniano. A área de estudo foi submetida a pelo menos dois eventos geológicos deformacionais, fator que implica num forte controle estrutural de potenciais mineralizações passíveis de descoberta. Embora as principais zonas de cisalhamento regionais apresentem direções NW-SE e NE-SW, as falhas menores de direção E-W, identificadas nos mapas ASA, derivadas Dy e Dz, e confirmadas na integração dos dados, hospedam parte das mineralizações conhecidas na região e mostraram forte correlação com os alvos anômalos determinados neste estudo. Isso demonstra a influência direta da tectônica rúptil na concentração mineral observada. Assim, a interpretação integrada dos dados estruturais, a partir dos lineamentos magnéticos e dos resultados dos filtros de realce, permitiu delimitar os alvos de interesse, com ênfase nas interseções entre estruturas NW-SE e E-W na porção central da malha levantada.

A interpretação conjunta dos produtos magnetométricos, como a redução ao polo, a amplitude do sinal analítico e as derivadas espaciais, permitiu delimitar a geometria e a continuidade dessas feições em subsuperfície. As anomalias apresentam continuidade, associação com zonas e pares conjugados de falhas, e ampla distribuição espacial, o que pode

ser inferido a existência de um sistema possivelmente volumoso. Entretanto, a geofísica não fornece informações diretas sobre o teor do minério, cuja avaliação econômica posterior do tipo de depósito e ampliação da reserva possam indicar uma boa viabilidade econômica.

Embora os métodos prospectivos diretos de investigação sejam alternativas de maior investimento, a sondagem pode ser recomendada. Esta técnica, orientada por estes dados geofísicos, é assertiva, pois a escolha dos alvos nesta porção central anômala ocorre sobre truncamentos estruturais (NW-SE e E-W), que indicam zonas potencialmente mineralizadas de cobre filoniano a partir da ascensão dos fluidos por fraturamento hidráulico nestas direções. A perfuração nestes pontos específicos aumenta a chance de interceptar veios e zonas de alteração hidrotermal e, conseqüentemente, reduz custos e riscos exploratórios.

Dessa forma, os resultados deste estudo corroboram a interpretação estrutural através da magnetometria terrestre na identificação de anomalias magnéticas de alta intensidade associadas a possíveis zonas mineralizadas de cobre filoniano. A interpretação do mapa integrado dos produtos magnéticos demonstra a aplicabilidade do método na investigação de novos depósitos cupríferos e evidencia sua utilidade como guia prospectivo na exploração mineral.

REFERÊNCIAS

- AIRO, M.-L.; MERTANEN, S. Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. **Journal of Applied Geophysics**, v. 64, n. 1–2, p. 14–24, 2008.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. VII Simpósio de Geologia do Nordeste, **Anais...**, p. 366-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p, 1984.
- ALMEIDA R. P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L. The Ediacaran to cambrian rift system of southeastern South America: tectonic implications. **The Journal of Geology**, v. 118, n. 2, p. 145-161, 2010. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/10.1086/649817?seq=1>.
- ALMEIDA, D. del P. M.; CHEMALE JR, F.; MACHADO, A. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African VolcanoSedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: PETROLOGY: new perspectives and applications, 2012. p. 73-130.
- ANDERSON, E.D.; YAGER, D.B.; DESZCZ-PAN, M.; HOOGENBOOM, B.E.; RODRIGUEZ, B.D.; SMITH, B.D. Geophysical data provide three-dimensional insights into porphyry copper systems in the Silverton caldera, Colorado, USA. **Ore Geology Reviews**, v. 152, 2023. em: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105223>.
- AFSHAR, A.; NOROUZI, G.H.; MORADZADEH, A.; RIAHI, M.A. Application of magnetic and gravity methods to the exploration of sodium sulfate deposits, case study: Garmab mine, Semnan, Iran. **Journal of Applied Geophysics**, v. 159, p. 586–596, 2018.
- BEZERRA, A.B.A; XAVIER, Y.M.A; VIANA, H.R.G. Minérios Críticos para a transição energética no Brasil: Oportunidades Estratégicas e Panorama da Pesquisa e Lavra. **Revista de Geopolítica**, v. 16, n. 4, 37p, 2025.
- BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003.
- BLAKELY, R. J. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 441 p, 1996.
- BONGIOLO, M. E.; RENAC, C.; MEXIAS, A. S.; GOMES-BOSCATO, M. E.; RONCHI, L. H.; PATRIER-MAS, P. Evidence of Ediacaran glaciation in southernmost Brazil through magmatic to meteoric fluid circulation in the porphyry– epithermal Au–Cu deposits of Lavras do Sul. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 189, n. 3-4, p. 404-419, 2011.
- BORBA, A.W.; MIZUSAKI, A.M.P. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v.16, n.5, p. 365-380, 2003.

BORBA, A. W. **Evolução Geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Rio-grandense, RS, Brasil):** uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Porto Alegre, Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 121 p, 2006.

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; BABINSKI, M.; WILDNER, W.; VAN SCHUMUS, W. R. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., **Boletim de Resumos Expandidos** [...], SBG, v.1, p. 232-233, 1994.

CHEMALE JR., F. *et al.* Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. **XVIII Acta Geologica Leopoldensia**, v. 42, p. 5-117, 1995.

CHEMALE JR, F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: Holz, M., De Ros, L. F., Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.13- 52, 2000.

CORDANI, R; SHUKOWSKY, W. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 4, p. 643-659, 2009.

COSTA, A. F.U. *et al.* Modelamento gravimétrico 3D do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, **Resumos Expandidos**, p. 753-758, 1995.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Escudo Sul-Rio-Grandense, geologia e recursos minerais da folha Lavras do Sul – SH.22-Y-A-IV, estado do Rio Grande do Sul**, Organização Rodrigo Fabiano da Cruz.-- Porto Alegre, CPRM, Escala 1:100.000, 95 p, 2022.

DENTITH, M; MUDGE, S.T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**, Cambridge: Cambridge University Press, 454 p, 2014.

DUNLOP, D.J.; ÖZDEMİR, Ö. **Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers**. Cambridge: Cambridge University Press, 573 p, 1997.

DUTRA, L.F.; LOURO, V.H.A; MONTEIRO, L.V.S. The southern IOCG and hydrothermal nickel mineralization trend of the Carajás Mineral Province: airborne geophysical and remote sensing evidences for structural controls and hydrothermal signature. **Journal of Applied Geophysics**, v. 213, 2023.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 5, n.1, p. 77–96, 1992.

FERREIRA, F. J. F.; DE SOUZA, J.; BONGIOLO, B. E. S. A.; DE CASTRO, L. G. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle.. **Geophysics**, v. 78, n. 3, p. J33–J41, 2013.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú. **Anais...**, SBG, v.5, p. 2879-2892, 1980.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; SOLIANI JÚNIOR, E. Compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais...**, SBG, v.5, p. 2426- 2434, 1984.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; PAIM, P. S. G.; BASEI, M. A. S.; PHILIPP, R. P.; SILVA, L. C. **Estratigrafia e evolução tectônica do Supergrupo Camaquã (Neoproterozóico III–Eopaleozóico) – Cinturão Dom Feliciano, RS.** In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003.

FONTANA, E.; MEXIAS, A. S.; RENAC, C.; NARDI, L. V. S.; LOPES, R. W.; BARATS, A.; GOMES, M. E. B. Hydrothermal alteration of volcanic rocks in Seival Mine Cu–mineralization – Camaquã Basin – Brazil (Part I): Chloritization process and geochemical dispersion in alteration halos. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 177, p. 45-60, 2017.

FRIES, M.; ZAGO, M.M.; SILVA, F.G. A geophysical study contributing to analysis and characterization of a localized copper occurrence. **Journal of Applied Geophysics**, v. 179, 2020.

GASTAL, M. C. P; LAFON, J. M.; HARTMANN, L. A.; KOESTER, E. Sm-Nd isotopic compositions as a proxy for magmatic processes during the Neoproterozoic of the southern Brazilian shield. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.18, p. 255-276, 2005

GASTAL, M.C.; FERREIRA, F.J.F.; CUNHA, J.U.; ESMERIS, C.; KOESTER, E.; RAPOSO, M.I.B.; ROSSETTI, M.M.M. Lavras granite emplacement and gold mineralization during the development of the post-collisional volcanoplutonic center, west of the Sul-riograndense Shield: Geophysical and structural data. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 217-241, 2015.

GEOSOFT. **Montaj MAGMAP filtering**: 2-D frequency domain of potential field data extension for Oasis Montaj. Version 6.1. Toronto, 2005.

GUNN, P. J. Linear Transformations of Gravity and Magnetism Fields. *Geophysical Prospecting*, n.23, p. 300-312, 1972.

HARRES, M.M. **Minas do Camaquã (Caçapava do Sul, RS): A exploração do cobre no Rio Grande do Sul.** In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds.). *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 21-53, 2000.

HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. **Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande do Sul.** In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 79-118, 2000.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S. Deepest exposed crust of Brazil — SHRIMP establishes three events. **Geology**, v.27, n.10, p. 947-950, 1999.

HARTMANN, L.A; SANTOS, J.O.A; MCNAUGHTON, N.; FLETCHER, I. Detrital zircon U–Pb ages and the evolution of the southern Brazilian Shield. **Precambrian Research**, v. 153, n. 1–2, p. 41–64, 2007.

HARTMANN, G. A.; PACCA, I. G. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. **Annals of the Brazilian Academy of Sciences**, v. 81, n. 4, p. 665-679, 2009.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.R.; BRITO NEVES, B.B (orgs.), São Paulo, Editora Beca, p. 203–234, 2004.

HINZE, W. J. *et al.* Potential field methods in mineral exploration and geophysics. Amsterdam: Elsevier, 507 p, 2013.

IBRAM. Instituto Brasileiro de Mineração. Economia Mineral Brasileira 2020 – Ano-base 2019. São Paulo: IBRAM, 2021. Disponível em: <https://ibram.org.br/wp-content/uploads/2021/02/00005958.pdf>. Acesso em: 25 set. 2025.

IBRAM. Instituto Brasileiro de Mineração. Contribuição da Indústria da Mineração para o G20 – Brasil 2024. São Paulo: Instituto Brasileiro de Mineração, 2024. Disponível em: https://ibram.org.br/wp-content/uploads/2024/11/IBRAM_Contribuicao-da-Industria-da-Mineracao-para-o-G20-Brasil-2024-2-1.pdf. Acesso em: 25 set. 2025.

IBRAM. Instituto Brasileiro de Mineração. Setor Mineral – 1.º Semestre 2025 (1S25). São Paulo: IBRAM, ago. 2025. Disponível em: <https://ibram.org.br/wp-content/uploads/2025/08/Setor-Mineral-1o-semester-2025-1S25-3.pdf>. Acesso em: 25 set. 2025.

ICA. INTERNATIONAL COPPER ASSOCIATION. On Copper Demand. Nova York: International Copper Association, 2023. Disponível em: <https://copperalliance.org/resource/on-copper-demand/>. Acesso em: 5 out. 2025.

IEA. INTERNATIONAL ENERGY AGENCY. Global Critical Minerals Outlook 2025 – Analysis and key findings. A report by the International Energy Agency. Disponível em: <https://www.iea.org/reports/global-critical-minerals-outlook-2025>. Acesso em: 29 set. 2025.

ISLES, D. J. RANKIN, L. R. **Geological Interpretation of Aeromagnetic Data**. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists, 2013.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; CORRÊA, C.R.A.; PELOSI, A.P.M.R. Evolução Paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-bacia Camaquã ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005.

JANIKIAN, L., ALMEIDA, R.P., TRINDADE, R.I.F., FRAGOSO-CESAR, A.R.S., D'AGRELLA-FILHO, M.S., DANTAS, E.L., TOHVER, E. The continental record of Ediacaran volcano–sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. **Terra Nova**, v. 20, p. 259-266, 2008.

JANIKIAN, L. *et al.* Ages (SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic vulcanosedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, v. 21, p. 466- 482, 2012.

JOST, H.; HARTMANN, L. A. **Província Mantiqueira: setor meridional**. In: ALMEIDA, F. F.M.; HASUI, Y. (coord.). *O Pré Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, p. 345-367, 1984.

KARLSEN, T.A.; OLESEN, O. Airborne geophysical prospecting for ultramafite associated talc, Altermark, northern Norway. **Journal of Applied Geophysics**, v. 35, n. 4, p. 215–236, 1996. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(96\)00026-2](https://doi.org/10.1016/0926-9851(96)00026-2).

KAUL, P. F. T.; REINHEIMER, D. **Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1974.

KAZMIERCZAK, T. S. **Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to Geophysical Exploration**. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 2002.

LAUX, J. H.; LINDENMAYER, Z. G. **As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas**. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo: Editora Unisinos, p. 133-164, 2000.

LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO, A. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 26, p. 71–89, 2005.

LAUX, J. H. **Geologia e recursos minerais da folha Lagoa da Meia Lua, SH.21-Z-B-VI: estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, Projeto Escudo Sul Rio Rio Grandense, 255 p, 2017.

LENZ, J. E. A review of magnetic sensors **Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers**, v. 78, n. 6, p. 973-989, 1990.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. O magmatismo shoshonítico no Estado do Rio Grande do Sul: uma revisão. **Pesquisas em Geociências**, UFRGS, v. 19, n. 2, p. 190–194, 1992.

LIMA, E.F; NARDI, L.V.S. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 11, p. 67-77, 1998.

LIMA, E.F; SOMMER, C.A; NARDI, L.V.S. **O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no escudo sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã**. In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). *50 anos de Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, p. 79- 97, 2007.

LIZ, J.D.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A.; GONÇALVES, C.R.H. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n.4, p. 539-552, 2004.

LIZ, J.D.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; SOMMER, C.A.; SALDA, D.L.; PIEROSAN, R. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n.2, p. 244-255, 2009.

LOPES, R.W; FONTANA, E; MEXIAS, A.S; GOMES, M.E.B; NARDI, L.V.S; RENAC, C. Caracterização petrográfica e geoquímica da sequência magmática da Mina do Seival, Formação Hilário (Bacia do Camaquã - Neoproterozoico), Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 41, p. 51-64, 2014.

LOPES, R. W. **Alterações hidrotermais, mineralizações de Cu-Ag e geologia estrutural das rochas vulcanogênicas da Mina do Seival, Bacia Neoproterozoica do Camaquã, sul do Brasil**. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 237p., 2018.

LOPES, R.W; MEXIAS, A.S; PHILIPP, R.P; BONGIOLO, E.M; FONTANA, E. Au–Cu–Ag mineralization controlled by brittle structures in Lavras do Sul Mining District and Seival Mine deposits, Camaquã Basin, southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 97, p. 197-215, 2018.

LOPES, R. W.; RENAC, C.; MEXIAS, A. S.; NARDI, L. V. S.; FONTANA, E.; GOMES, M. E. B.; BARATS, A. Mineral assemblages and temperature associated with Cu-enrichment in the Seival area (Neoproterozoic Camaquã Basin of Southern Brazil). **Journal of Geochemical Exploration**, v. 201, p. 56–70, 2019.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 381 p, 2007.

LUIZ, J. G.; SILVA, A. P. Aplicação de dados magnetométricos na análise estrutural de terrenos cristalinos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 291-298, 1995.

LUZARDO, R; FERNANDES, L.A.D. Análise estrutural do Lineamento de Ibaré. Parte I: Filitos de Ibaré — Greenstone belt ou cobertura cratônica deformada? **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 13, p. 25–36.

NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, p. 507–517, 1972. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1440276>.

NARDI, L.V.S. **Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil**. PhD Thesis, London University, 1984.

NARDI, L.V.S; LIMA, E.F. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 139-146, 1985.

NARDI, L.V.S; LIMA, E.F. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n.3, p. 369-375, 1988.

NARDI, L. V. S.; LIMA, E.F. **O magmatismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã - RS**. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F.(ed.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS/ CIGO, p. 119-132, 2000.

NARDI, L.V.S. **O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no Escudo Sul-Riograndense:** os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). 50 anos de Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, p. 79- 97, 2007.

MCNAMARA LF. **The ionosphere:** Communications, surveillance, and direction finding. Florida: Krieger Publishing Company, 237 p, 1991.

MENEGAT, R; FERNANDES, L.A.D. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. In: TECTONIC STUDIES GRIUP ANNUALL MEETING, UK. **Proceedings.**, 2001.

MILSOM, J. **Field Geophysics.** 3. ed. Chichester: Wiley, 232 p, 2003.

MOON, C. J.; WHATELEY, M. E. G.; EVANS, A. M. **Introduction to Mineral Exploration.** 2. ed. Oxford: Backwell Publishing, 2006.

MÜLLER, I. F. *et al.* Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – RS: petrogênese e geoquímica. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 39, n. 2, p.173-191, 2012.

OLIVEIRA, C.G; LOURO, V.H.A.; MONTEIRO, L.V.S.; FERREIRA, F.J.F. Is there hidden potential in Carajás? Insights through the geophysical signature of Cristalino deposit. **Ore Geology Reviews**, v. 126, 2020.

OLIVEIRA, J.P.P.; MOREIRA, C.A.; CARLOS, D.U.; ILHA, L.M; BARROS, M.F.S.; ALVES, L.L; KURANAKA, D.; KUMAIRA, S.; MASQUELIN, H. Geophysical Analysis Using Gamma-Ray Spectrometry, Magnetometry, and Digital Elevation Model in a Copper Occurrence Within the Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 183, p. 407–422, 2026.

PAIM, P. S. G. The Guaritas Desert System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil): An Example of A Wet Desert Depositional System. 14th International Sedimentological Congress. Recife, **Abstracts**, p. 15, 1994.

PAIM, P.S.G; CHEMALE JR, F; LOPES, R.C. **A Bacia do Camaquã.** In: Holz, M., De Ros, L. F., Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Ed. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 231-374, 2000.

PAIM, P.S.G; LOPES, R.C. **Geologia da Região das Minas do Camaquã.** In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds.). Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 111-132, 2000.

PANASYUK, M.I; KUZNETSOV, S.N; LLAZUTINI L; AYCLYUSHIN, S.I, ALEXEEY, I.I, AMMOISOV, P.P; ANTONOV, A. E; BAISHEY, D.G; BELENKAYA, E.S, BELETSKY, A.B; BETOV, A.V. Magnetic storms in October 2003. **Cosm Res**, 2004.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CESAR, A.R. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 137-148, 2003.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JÚNIOR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 83-104, 2016.

PICADA, R.S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul–Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, Porto alegre. **Anais...**, SBG, p. 167–191, 1971.

REISCHL, J.L. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas na Mina do Seival. In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife. **Anais...**, SBG, p. 1568-1582, 1978.

REMUS, M. V. D. **Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

RENAC, C.; MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; RONCHI, L.H.; NARDI, L.V.S.; LAUX, J.H. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry epithermal system: the Uruguay mine, southern Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 60, p. 146–160, 2014.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. 2. ed. Chichester: Wiley-Blackwell, 710 p, 2011.

ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, v. 57, n. 6, p. 116-125, 1992.

RUPPEL, L.M.V. **Evolução Tectônica do Complexo Arroio da Porteira, Bagé-RS**. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 84p, 2010.

SAALMANN, K; HARTMANN, L.A; REMUS, M.V.D; KOESTER, E; CONCEIÇÃO, R.V. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano–sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. **Gondwana Research**, v.8, p.143-161, 2005.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LÄUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, n.2, p. 355-378, 2011.

SOMMER, C.A, LIMA, E.F; NARDI, L.V.S; LIZ, J.D; WAICHEL, B.L. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high–K tholeiitic and silica–saturated, sodic alkaline volcanism in post–collisional basins. **Anais...**, Academia Brasileira Ciências, v. 78, p. 573-89, 2006.

TELFORD, W. M.W.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2. ed. London: Cambridge University Press, 1990.

TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. **Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã**. Porto Alegre: CPRM, Projeto BANEIO, 154 p, 2007.

USGS. Copper—A Metal for the Ages: U.S. Geological Survey Fact Sheet 2009-3031, 4 p.,2009. Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/fs/2009/3031/>.

WILDNER, W. *et al.* Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. **Revista Terra.**, v.3, p.19 – 27, 1997.