

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

Análise prospectiva por meio de geofísica em ocorrência
de cobre estruturalmente controlada na região norte da
Bacia do Camaquã (RS)

JOÃO PEDRO PRADO DE OLIVEIRA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Rio Claro - SP
2026

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JOÃO PEDRO PRADO DE OLIVEIRA

**Análise prospectiva por meio de geofísica em
ocorrência de cobre estruturalmente
controlada na região norte da Bacia do
Camaquã (RS)**

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto
Moreira.

Rio Claro - SP
2026

O48a

Oliveira, João Pedro Prado de

Análise prospectiva por meio de geofísica em ocorrência de cobre estruturalmente controlada na região norte da Bacia do Camaquã (RS)

/ João Pedro Prado de Oliveira. -- Rio Claro, 2026

72 f.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

1. Prospeção mineral. 2. Cobre. 3. Bacia do Camaquã. 4. Gamaespectrometria. 5. Magnetometria. I. Título.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

O presente trabalho propõe a integração de métodos geofísicos terrestres e modelos digitais de elevação obtidos por drones, com o objetivo de aprimorar a prospecção mineral e contribuir para a identificação de áreas com potencial para novos depósitos minerais. A metodologia emprega técnicas indiretas de investigação, possibilitando a redução das intervenções ambientais no terreno e dos custos associados às etapas iniciais da pesquisa. Além de favorecer maior eficiência na prospecção, a identificação de novos recursos minerais pode contribuir para o desenvolvimento socioeconômico regional, mediante a geração de empregos, renda e novas oportunidades de investimento. Nesse contexto, o estudo está alinhado aos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) da ONU: (8) Trabalho Decente e Crescimento Econômico e (9) Indústria, Inovação e Infraestrutura, ao associar inovação tecnológica, pesquisa mineral e desenvolvimento econômico.

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

This study proposes the integration of ground-based geophysical methods and digital elevation models obtained from drones, aiming to improve mineral exploration and contribute to the identification of areas with potential for new mineral deposits. The methodology employs indirect investigation techniques, enabling the reduction of terrain disturbance and costs associated with the initial stages of mineral exploration. Furthermore, the potential identification of new mineral resources may contribute to regional socioeconomic development through the generation of employment, income, and new investment opportunities. In this context, the study contributes to the following United Nations Sustainable Development Goals (SDGs): (8) Decent Work and Economic Growth and (9) Industry, Innovation and Infrastructure, by combining technological innovation, mineral exploration, and economic development.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JOÃO PEDRO PRADO DE OLIVEIRA

Análise prospectiva por meio de geofísica em
ocorrência de cobre estruturalmente
controlada na região norte da Bacia do
Camaquã (RS)

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
“Júlio de Mesquita Filho”, como
parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em
Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. CÉSAR AUGUSTO MOREIRA
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. DIONÍSIO UENDRO CARLOS
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. JOSÉ PEDRO REBÉS LIMA
UNIPAMPA/Caçapava do Sul

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 20 de agosto de 2026.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brasil. Processo nº 2023/04732-8. As opiniões, hipóteses e conclusões ou recomendações expressas neste material são de responsabilidade do(s) autor(es) e não necessariamente refletem a visão da FAPESP.

Ao meu orientador, Prof. Dr. César Augusto Moreira, por sempre ajudar com sugestões e correções nos textos científicos, pela oportunidade e confiança no meu trabalho. Obrigado por cada ensinamento durante esses anos de trabalho.

Agradeço ao Lenon, Sissa, Marina e Daniela pelo acolhimento em Caçapava do Sul, além da colaboração durante as etapas de aquisição e processamento dos dados.

À minha família: meus pais João e Rosa. Obrigado pelo suporte e apoio nos estudos, o incentivo de vocês sempre facilitou alcançar os objetivos. Aos meus irmãos, Gabriela, Henri e Lara pelo companheirismo e por sempre acreditarem no meu potencial. Vocês sempre foram e serão minha base de vida, lar, um local para retornar.

Aos meus tios (as), Paulo, Pedro, Regina, Jane e Teresa pelos conselhos sobre a vida.

A minha companheira Luiza, pelo incentivo, apoio e ajuda em todos os momentos de desenvolvimento dessa dissertação. Com amor o caminho fica mais fácil.

A todos meus amigos de graduação, pela amizade e ajuda nos momentos de dificuldades. Um agradecimento especial aos meus parceiros de mapeamento Enrico e Nadine. E aos amigos João Carlos, Gabriel, João Guilherme, Renato, Pedro, Jéssica e Camila pela parceria na universidade.

Aos meus amigos do Qwan Ki Do, Pedro Prates, Vanessa Landim, Gabriel e Miguel, a arte marcial foi fundamental na minha evolução.

A Moradia Estudantil da UNESP Rio Claro, que possibilitou a minha formação, eu tenho um carinho muito grande por esse espaço.

A Deus, por ter me dado uma família, uma companheira e amigos maravilhosos, vocês são tudo na minha vida. Muito Obrigado!

RESUMO

A exploração mineral é uma atividade fundamental para o desenvolvimento científico e tecnológico da sociedade, que engloba pesquisas regionais e locais como etapas na descoberta de novos depósitos minerais. Este estudo integra reconhecimento geológico de campo, gamaespectrometria, magnetometria, e modelo digital de elevação para investigar uma ocorrência de mineralização de cobre na Bacia do Camaquã, inserida no Escudo Sul Riograndense (ESRG), no Estado do Rio Grande do Sul. O contexto geológico local corresponde ao Grupo Bom Jardim (Formação Hilário), as litologias observadas incluem andesitos, brechas vulcânicas e tufo vulcânicos silicificados. Os andesitos estão associados à mineralização disseminada pontual de malaquita e exibem orientações preferenciais de foliação e fraturas. A metodologia envolveu mapeamento geológico, aquisição geofísica terrestre e levantamento por drone para a geração do modelo digital de terreno e ortofoto da área de estudo. Os dados geofísicos foram adquiridos em malha amostral regular em conjunto com o equipamento *Differential Global Positioning System* (DGPS), com total 426 pontos de medição espaçados em 25 metros, em uma área de aproximadamente 43 hectares. A interpolação dos dados geofísicos possibilitou a geração de mapas radiométricos com concentrações de ^{40}K (%), ^{232}Th (ppm) e ^{238}U (ppm). E elaboração dos mapas magnetométricos como o Campo Magnético Anômalo (CMA), a Amplitude do Sinal Analítico (ASA), e a Derivada Horizontal Total calculada a partir da magnetização reduzida ao polo (RTP-THDR). Os resultados permitiram delimitar zonas com alto potencial para mineralizações de cobre tanto do tipo disseminado quanto do tipo filoniano. A mineralização disseminada é rasa e caracterizada por teores elevados de potássio (1.42% – 3.95%), altas concentrações de tório (8.51 – 16.34 ppm), e intensidades magnéticas intermediárias no mapa de CMA (81 – 94 nT). A mineralização do tipo filoniana está associada a anomalias de alta amplitude magnética, identificadas nos mapas de ASA (1.02 – 14.8 nT/m) e THDR (RTP) (0.78 – 8.65 nT/m), profundas e orientadas para NE–SW e NW–SE, coincidentes com sistemas de falhas regionais. Assim, a aplicação integrada de diferentes métodos geofísicos foi eficaz para identificar áreas potenciais para mineralização de cobre na Bacia do Camaquã.

Palavras-chave: prospecção mineral, cobre, Bacia do Camaquã, gamaespectrometria, magnetometria.

ABSTRACT

Title in english: Prospective analysis using geophysical methods in a structurally controlled copper occurrence in the northern region of the Camaquã Basin (RS)

Mineral exploration is a fundamental activity for the scientific and technological development of society, encompassing regional and detailed prospecting as key stages in the discovery and characterization of new mineral deposits. The study integrates gamma-ray spectrometry, magnetometry, and a digital elevation model to investigate a copper mineral occurrence in the Camaquã Basin, situated within the Sul-Riograndense Shield (ESRG), in the state of Rio Grande do Sul. The local geological framework corresponds to the Bom Jardim Group (Hilário Formation), the observed lithologies include andesites, volcanic breccias, and silicified volcanic tuffs. The andesites are associated with localized disseminated mineralization of malachite and exhibit preferential orientations of foliation and fractures. The methodology involved geological mapping, ground geophysical survey, and drone-based survey to create the digital elevation model and orthophoto of the study area. Geophysical data were collected in conjunction with Differential Global Positioning System (DGPS), comprising a total of 426 measurement points spaced 25 meters apart, covering an area of approximately 43 hectares. The interpolation of geophysical data enabled the generation of radiometric maps showing concentrations of ^{40}K (%), ^{232}Th (ppm), and ^{238}U (ppm). As well as the production of magnetometric maps, including the Anomalous Magnetic Field (AMF), the Analytical Signal Amplitude (ASA), and the Total Horizontal Derivative calculated from reduction to the pole (THDR–RTP). The results allowed the delineation of zones with high potential for copper mineralization, both disseminated and vein-type. Disseminated mineralization is shallow and characterized by elevated potassium contents (1.42%–3.95%), high thorium concentrations (8.51–16.34 ppm), and intermediate magnetic intensities in the AMF map (81–94 nT). Vein-type mineralization is associated with high-amplitude magnetic anomalies, identified in ASA (1.02–14.8 nT/m) and THDR (RTP) (0.78–8.65 nT/m) maps, occurring at depth and trending NE–SW and NW–SE, coincident with regional fault systems. Thus, the integrated application of different geophysical methods proved effective in identifying areas with potential for copper mineralization in the Camaquã Basin.

Key-words: mineral exploration, copper, Camaquã Basin, gamma-ray spectrometry, magnetometry.

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa de localização da área de estudos com visão panorâmica e detalhes de malaquita em andesito.	15
Figura 2: Mapa com a compartimentação geotectônica do Escudo Sul Riograndense.	18
Figura 3: Mapa Geológico da Bacia do Camaquã.....	20
Figura 4: Carta Estratigráfica da Bacia do Camaquã.	22
Figura 5: Mapa Geológico das Minas do Camaquã.	24
Figura 6: Perfil geológico das Minas do Camaquã.	25
Figura 7: Esquema dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação.	29
Figura 8: Mapa geológico da área de estudo.....	30
Figura 9: Perfil descritivo da sondagem Co-1.....	31
Figura 10: (A) Metaconglomerado com clastos maiores; (B) Metaconglomerado com clastos menores.	32
Figura 11: (A) Tufo vulcânico silicificado; (B) Brecha vulcânica silicificada; (C) Andesito; (D) Andesito com presença de malaquita.	33
Figura 12: Interação raio gama com a matéria.	38
Figura 13: Espectro natural de raios gama.	40
Figura 14: O fluxo magnético em volta da barra magnética.	42
Figura 15: Esquema da força e orientação dos elementos dipolares através dos domínios: a) ferrimagnético; b) ferromagnético; c) antiferromagnético.	44
Figura 16: Os elementos geomagnéticos da Terra.	45
Figura 17: Princípios do funcionamento do magnetômetro de precessão de prótons. ...	46
Figura 18: Mapa dos pontos da aquisição dos dados geofísicos.	48
Figura 19: (A) DJI Mavic 3T drone e RTK Stonex S980; (B) DGPS Stonex S860; (C) RS-332; (D) GSM-19.	49
Figura 20: Mapa dos pontos geológicos. (P1) Andesito com malaquita; (P2) Brecha vulcânica; (P3) Metaconglomerado; (P4) Tufo vulcânico silicificado; (P5) Brecha vulcânica com óxidos de ferro.....	52
Figura 21: Estereograma das medidas estruturais - N:35.....	53
Figura 22: Mapa de interpolação 2D da concentração de potássio (K).....	55
Figura 23: Mapa de interpolação 2D da concentração de tório (Th).....	56
Figura 24: Mapa de interpolação 2D da concentração de urânio (U).	57

Figura 25: Mapa de interpolação 2D ternário e região em destaque para Th+K	58
Figura 26: Modelo Digital de Elevação com halos dos valores elevados de K e Th. ...	59
Figura 27: Mapa de interpolação 2D magnetométrico CMA.....	60
Figura 28: Mapa de interpolação 2D magnetométrico ASA e lineamentos magnéticos.	61
Figura 29: Mapa de interpolação 2D magnetométrico THDR (RTP).	62
Figura 30: Modelo Digital de Elevação com halos dos valores magnetométricos altos.	63
Figura 31: Mapa das áreas potenciais para mineralização disseminada e filoniana. (P1) Andesito com malaquita; (P2) Brecha vulcânica; (P3) Metaconglomerado; (P4) Tufo vulcânico silicificado; (P5) Brecha vulcânica com óxidos de ferro.	64

Lista de Tabelas

Tabela 1: Decaimento radioativo natural para ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K	37
Tabela 2: Janelas de energia de raios gama monitoradas durante a gamaespectrometria.	41

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	12
2. OBJETIVO.....	14
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS.....	15
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
4.1. ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE (ESRG).....	17
4.1.1. <i>Compartimentação do ESRG</i>	17
4.2. COMPLEXO METAMÓRFICO PASSO FEIO	19
4.3. BACIA DO CAMAQUÃ (BC).....	19
4.3.1. <i>Registro Estratigráfico</i>	21
4.3.2. <i>Granitóides Sin-Pós Colisionais</i>	23
5. MINERALIZAÇÕES DE CU (AU) DA BACIA DO CAMAQUÃ	23
5.1. MODELO HIDROTHERMAL MAGMÁTICO	26
5.1.1. <i>Cobre Pórfiro</i>	27
5.1.2. <i>Modelo Epitermal</i>	28
6. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	30
6.1. COMPLEXO METAMÓRFICO PASSO FEIO	32
6.2. FORMAÇÃO HILÁRIO – GRUPO BOM JARDIM	32
7. MATERIAIS E MÉTODOS.....	34
7.1. MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	34
7.2. GAMAESPECTROMETRIA	34
7.2.1. <i>Conceitos fundamentais – decaimentos radioativos</i>	34
7.2.2. <i>Série de decaimento radioativo</i>	36
7.2.3. <i>Interação da radiação gama com a matéria</i>	38
7.2.4. <i>Unidades de medida</i>	39
7.2.5. <i>Fontes naturais de radiação gama</i>	39
7.2.6. <i>Instrumentos Detectores de Radiação</i>	40
7.3. MAGNETOMETRIA.....	41
7.3.1. <i>Conceitos fundamentais</i>	42

7.3.2. <i>Propriedades Magnéticas</i>	43
7.3.3. <i>O magnetismo das rochas</i>	44
7.3.4. <i>O campo geomagnético</i>	45
7.3.5. <i>Instrumentos de levantamento de dados magnéticos</i>	45
7.3.6. <i>Correções dos dados Magnetométricos</i>	47
8. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	48
8.1. AQUISIÇÃO DOS DADOS	48
8.2. PROCESSAMENTO DE DADOS	50
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES	52
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

1. Introdução

A exploração mineral é uma atividade fundamental para o desenvolvimento da sociedade, pois os metais estão presentes em uma ampla variedade de dispositivos eletrônicos, fundamentais aos avanços na ciência e na tecnologia (RICHARDS, 2009). Os recursos minerais são indispensáveis ao setor industrial, que sustenta praticamente todos os aspectos da atividade humana e da infraestrutura (EVANS, 1993).

A demanda global por cobre está projetada para aumentar mais de 40% até 2040, com uma taxa de crescimento anual estimada em 2%, impulsionada principalmente pela atual Transição Energética. O cobre é o metal industrial com maior condutividade elétrica, o cobre desempenha um papel fundamental no suporte a fontes de energia com baixa emissão de gases de efeito estufa, como a energia eólica, solar e hidrelétrica, bem como na produção de veículos elétricos (VEs) e baterias. Por exemplo, um VE requer aproximadamente três vezes mais cobre do que um veículo com motor de combustão interna convencional (BHP, 2024; UN, 2025).

Nesse contexto, a descoberta e a reavaliação de depósitos minerais são essenciais para atender à crescente demanda econômica global. A prospecção mineral é tipicamente conduzida por meio de etapas progressivas, iniciada por mapeamento geológico de superfície, seguido pela identificação de alvos que possam estar posicionados em maiores profundidades. Essas etapas exigem investimento e a obtenção de resultados rápidos e confiáveis para atrair financiamento e apoio (MISRA, 2000; ROOB, 2005).

Os métodos geofísicos são amplamente empregados na pesquisa mineral porque permitem o mapeamento eficiente e economicamente viável de grandes áreas. Esses métodos possibilitam a detecção de variações sutis nas propriedades físicas das rochas, muitas vezes imperceptíveis por meio de observações de campo tradicionais, e oferecem suporte à detecção indireta de uma ampla gama de depósitos minerais no subsolo (MUSSETT & KHAN, 2000; KEAREY *et al.*, 2002; MILSOM & ERIKSEN, 2011; DENTITH & MUDGE, 2014).

A Gamaespectrometria inicialmente foi utilizada principalmente para o mapeamento de áreas com ocorrência de minerais radioativos. Mais recentemente, demonstrou ser valiosa na delimitação de zonas afetadas por alteração hidrotermal (SHIVES, 2000; GAAFAR, 2015; ALHUMIMIDI, 2021; GOBASHY *et al.*, 2024; ALVES *et al.*, 2025). A Magnetometria é amplamente aplicada na investigação de depósitos metálicos devido à sua alta sensibilidade a contrastes de suscetibilidade magnética (PEREIRA *et al.*, 2015; ABRAHAM *et al.*, 2022; GOBASHY *et al.*, 2023; NASR *et al.*, 2025).

Embora a Gamaespectrometria e a Magnetometria sejam amplamente aplicadas na pesquisa mineral, especialmente na detecção de zonas de alteração hidrotermal e depósitos metálicos, poucos estudos integrados combinaram esses métodos com dados topográficos de alta resolução para investigar ocorrências minerais (AKINGBOYE *et al.*, 2025).

A aquisição de dados deste trabalho utilizou a combinação desses métodos geofísicos terrestres em conjunto com reconhecimento de campo e o uso de modelos digitais de elevação (MDE) de alta resolução obtidos por drone. Desse modo, a pesquisa traz um diferencial na aquisição integrada dos dados entre os métodos geofísicos potenciais e modelos digitais de elevação de alta resolução, o que proporcionou uma estratégia inovadora no detalhamento de ocorrências minerais.

2. Objetivo

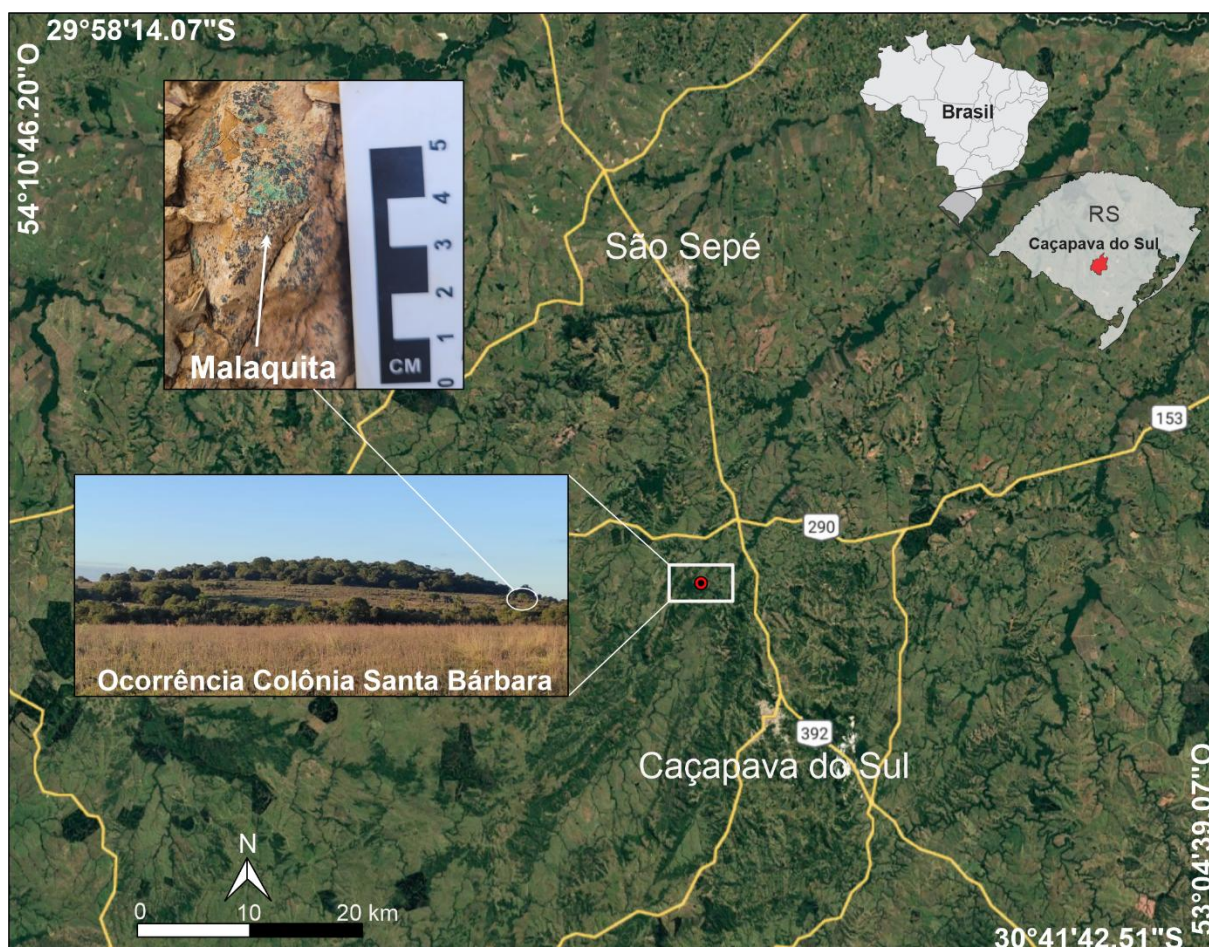
Mapeamento geofísico por integração de dados gamaespectrométricos e magnetométricos terrestres, aliado a reconhecimento geológico de campo e elaboração de modelo digital de elevação (MDE) com drone, no estudo de ocorrência cuprífera controlada por sistemas de falhas, localizada na borda norte da Bacia do Camaquã (RS).

3. Localização da área de estudos

A área de estudos está localizada no estado do Rio Grande do Sul, na região da Colônia de Santa Bárbara, aproximadamente 260 km de Porto Alegre, pela rodovia BR-290 (Osvaldo Aranha). Entre os limites municipais de São Sepé e Caçapava do Sul, aproximadamente a 25 quilômetros ao norte de Caçapava do Sul (Figura 1).

A exploração de cobre na região de Caçapava do Sul possui uma longa história, iniciada em 1936, quando o governo brasileiro, por meio do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), iniciou investigações sistemáticas para avaliar as reservas nacionais de cobre. Os depósitos mais significativos descobertos na região foram os das Minas do Camaquã com as minas Uruguai e São Luíz que foram exploradas por mais de um século, com início no século XIX. No entanto, a Bacia Sedimentar do Camaquã também abriga diversos depósitos e ocorrências menores como: Andradas, Santa Bárbara, Cerro dos Martins, Faxinal, Coronel Linhares e Ciocari (RONCHI *et al.*, 2000; REMUS *et al.*, 2000 a, b).

Figura 1: Mapa de localização da área de estudos com visão panorâmica e detalhes de malaquita em andesito.



Fonte: Autor

A ocorrência de Colônia Santa Bárbara, foco deste estudo, foi descoberta por geólogos do DNPM entre 1960 e 1970. Essa pesquisa realizada pelo DNPM revelou mineralizações de cobre hospedadas em rochas vulcânicas da Formação Hilário, com presença disseminada de pirita, malaquita e calcopirita. As zonas mineralizadas também apresentaram silicificação, cloritização, brechamento e fraturas preenchidas por sulfetos de cobre, barita, carbonato e quartzo. Essas características foram confirmadas por meio de mapeamento geológico de superfície e por dois furos de sondagens realizados (BOCCHI, 1970).

4. Contexto Geológico Regional

4.1. Escudo Sul-Riograndense (ESRG)

O Escudo Sul-Riograndense é um extenso terreno orogênico que está inserido no contexto geotectônico da porção meridional da Província Mantiqueira, localizado na região centro sul do Estado do Rio Grande do Sul (ALMEIDA *et al.*, 1981). As litologias pertencentes ao ESRG são derivadas dos processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma) (HARTMANN *et al.*, 2000). Os eventos de deformação e acreção de terrenos crustais do ESRG no Ciclo Brasileiro foram os responsáveis por gerar o Cinturão Dom Feliciano (BASEI *et al.*, 2000).

Segundo Heilbron *et al* (2004), o Cinturão Dom Feliciano é uma faixa de dobramentos com direção NE-SW, que ocupa uma extensão de 1.200 km, de *Punta del Este* no Uruguai até o nordeste do Estado de Santa Catarina. É formado por sequências de margens passivas neoproterozoicas, extensos segmentos de arcos magmáticos e rochas remanescentes do embasamento paleoproterozoico e arqueano.

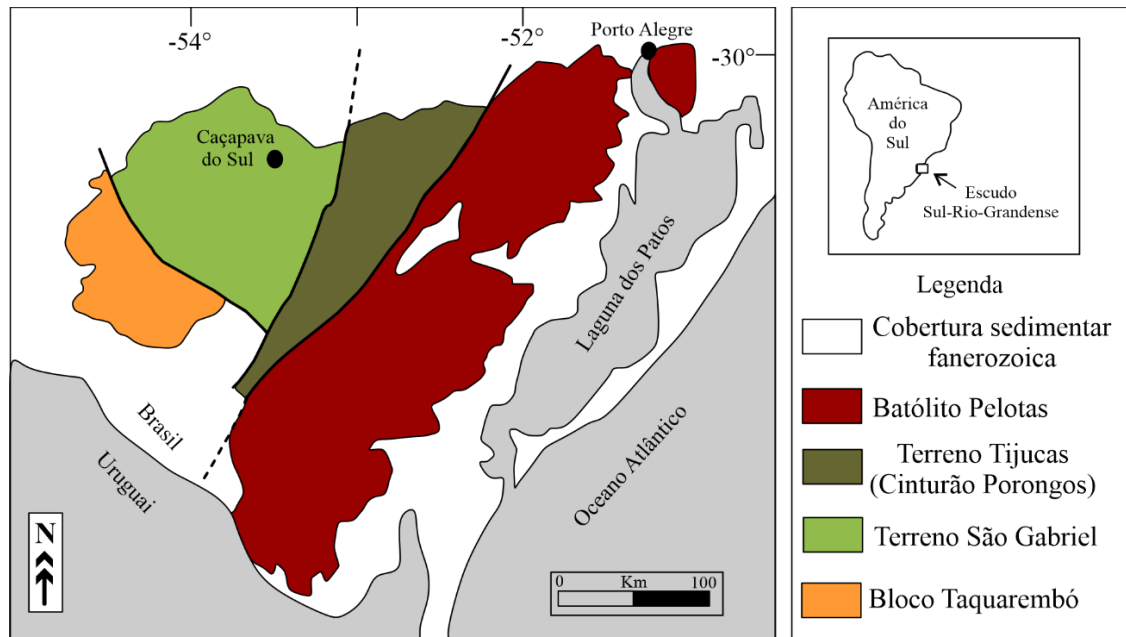
A evolução do Cinturão Dom Feliciano envolveu a superposição de três eventos orogênicos denominados Passinho (ca 900 Ma), São Gabriel (ca 700 Ma) e Dom Feliciano (ca 600 Ma) (HARTMANN *et al.*, 2000).

Os dois eventos iniciais promovem o fechamento do oceano Charrua com a geração inicial de um arco intra-oceânico (Passinho) e, posteriormente, de um arco continental (São Gabriel). No terceiro evento ocorreu fechamento do Oceano Adamastor em decorrência da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari entre 650 - 620 Ma, esse grande espessamento crustal foi responsável pela nucleação de zonas de cisalhamento transcorrentes, os processos tardios deformacionais do cinturão são relacionados com a gênese da Bacia do Camaquã (PHILIPP *et al.*, 2016).

4.1.1. Compartimentação do ESRG

O Escudo Sul-Riograndense pode ser subdividido em quatro principais unidades tectônicas (Figura 2). Cada unidade possui características petrográficas, metamórficas, estruturais e isotópicas distintas, são elas: Bloco Taquarembó, Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel e Batólito Pelotas (HARTMANN *et al.*, 2007).

Figura 2: Mapa com a compartimentação geotectônica do Escudo Sul Riograndense.



Fonte: Modificado de REMUS *et al.* (2000a) e REIS *et al.* (2017).

O Bloco Taquarembó é localizado na porção sudoeste do escudo, é constituído por rochas paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, com intrusões graníticas e coberturas sedimentares, tem idade em trono de 2,3 Ga (PHILIPP *et al.*, 2016).

O Terreno Tijucas tem uma geometria alongada com direção NE-SW, consiste em uma associação de rochas meta-sedimentares e meta vulcânicas (Cinturão Porongos) de fácies xistos verdes a anfibolito, com idade possivelmente mesoproterozoica a neoproterozoica (750 Ma), contém exposições do embasamento paleoproterozóico do Complexo Encantadas (2,0 Ga) (HARTMANN *et al.*, 2007).

O Terreno São Gabriel foi um prisma acrecionário gerado durante o neoproterozoico, possui o Complexo Metamórfico Vacacaí como principal unidade, esse complexo engloba outras associações de rochas como o Complexo Passo Feio, com exposições de quartzitos, mármore e mica xistos, o Complexo Cambaí que é composto por rochas cálcio alcalinas como gnaisses tonalíticos e dioríticos e o Complexo Bossoroca, que consiste principalmente de rochas meta-vulcânicas, meta-sedimentares e vulcanoclásticas, representa a parte vulcânica principal desse arco, os complexos tem idade em torno de 900-750 Ma (HARTMANN *et al.*, 2007).

O Batólito de Pelotas é composto por uma série de suítes graníticas neoproterozoicas, com direção N50°-70°E, possui litologias como granitos, gabros, dioritos e riolitos, as intrusões ocorreram por volta de 650-550 Ma (PHILIPP *et al.*, 2003).

4.2. Complexo Metamórfico Passo Feio

O Complexo Metamórfico Passo Feio compreende uma sequência de rochas vulcano-sedimentares deformadas e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito, corresponde ao embasamento da região de estudos, mais precisamente a região norte da Bacia do Camaquã (CHEMALE JR, 2000).

O Complexo é constituído por filitos, xistos pelíticos, xistos grafitosos, mármore, quartzitos, metaconglomerados, rochas cálcio silicatadas, metavulcânicas, anfibolitos, metabasaltos subordinados e xistos magnesianos (BITENCOURT, 1983a).

As rochas metamórficas do complexo estão dispostas como em uma estrutura antiformal com mergulho para noroeste, com eixo que apresenta baixo caimento para nordeste e sudoeste, as litologias ocorrem de forma intercaladas de maneira concordante com a foliação metamórfica dobrada (BITENCOURT, 1983b).

Para essas rochas foram reconhecidos dois eventos metamórficos principais M1 e M2. O primeiro atingiu a fácies anfibolito, na zona da estourolita, o segundo evento é regressivo de fácies xisto verde, ambos foram seguidos por fases deformacionais D1 e D2, uma terceira fase deformacional D3 é reconhecida e foi a responsável pela geração da estrutural antiformal (BITENCOURT, 1983 a,b).

O Complexo Granítico Caçapava participou da segunda fase de deformação, desse modo o corpo granítico intruiu o Complexo Passo Feio por volta de 562 Ma que resultou no metamorfismo e disposição das rochas no entorno do granito (BITENCOURT, 1983; REMUS *et al.*, 2000; COSTA *et al.*, 2021).

4.3. Bacia do Camaquã (BC)

A Bacia do Camaquã é uma sequência vulcano-sedimentar que aflora sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Riograndense (Figura 3). A Bacia apresenta forma alongada de direção geral NE-SW, com cerca de 200 km de comprimento e até 150 km de largura (PAIM *et al.*, 2000; TEIXEIRA *et al.*, 2004).

Geological Map of the Camaquã Basin, Rio de Janeiro, Brazil

Legend:

- Cidades
- Falhas
- Cu Mina Camaquã
- Ocorrências de Cobre

Geological Groups and Formations:

- GRUPO GUARITAS**
 - Formação Varzinha
 - Formação Pedra Pintada
 - Andesito Rodeio Velho
- GRUPO SANTA BÁRBARA**
 - Formação Pedra do Segredo
 - Formação Serra dos Lanceiros
- GRUPO CERRO DO BUGIO**
 - Formação Santa Fé
 - Formação Acampamento Velho
- GRUPO BOM JARDIM**
 - Fm. Arroio dos Nobres
- GRUPO MARICÁ**
 - Andesito Hilário

Other Geological Features:

- Magmatismo tardi-colisional**
 - Rochas Graníticas (540-560 Ma)
 - Rochas Graníticas (580-610 Ma)
 - Rochas Graníticas do Cinturão Dom Feliciano (650-400 Ma)
- Associações de Arcos Magmáticos**
 - Terreno São Gabriel (800-700 Ma)
 - Terreno Tijuca (Ct Porongos) (800-700 Ma)
 - Rochas graníticas-gnáissicas (900-700 Ma)
 - Terrenos graníticos-gnáissicos paleoproterozoicos (~ 2,1 Ga)

Geographic Context:

- Bacia do Camaquã**
- Bacia do Paraná**
- RS** (Rio de Janeiro)
- Porto Alegre**
- ATLANTIC OCEAN**

Scale: 0 to 50 km

Coordinates: 31°30' S, 54° W

Fonte: Modificado de PAIM et al. (2000) e KAZMIERCZAC (2006).

e mecanismos de subsidência distintos, a bacia tem um intervalo temporal de 450-620 Ma (PAIM *et al.*, 2000).

A evolução da Bacia é relacionada com as fases finais do arrefecimento tectônico da Orogenia Brasileira (PAIM *et al.*, 2000). Essa evolução teve início durante a formação do Arco Magmático Dom Feliciano, que devido aos empurrões oblíquos de vergência oeste e noroeste, foi gerada por subsidência flexural a Bacia de Antepaís do Retroarco Maricá, esta bacia era mais profunda a leste e foi inicialmente preenchida por sedimentos aluviais que depois evoluiu para condições marinhas (KAZMIERCZAK, 2006).

4.3.1. Registro Estratigráfico

A sequência vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã recebeu diversas propostas e colunas estratigráficas com o avanço do conhecimento acerca de sua gênese. Com destaque para a denominação da alostratigrafia proposta por Paim *et al.* (2000). Neste trabalho o registro estratigráfico com aproximadamente 10 mil metros é abordado com nomenclaturas consagradas na literatura: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Grupo Cerro do Bugio, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (Figura 4) (PAIM *et al.*, 2000; BORBA, 2006).

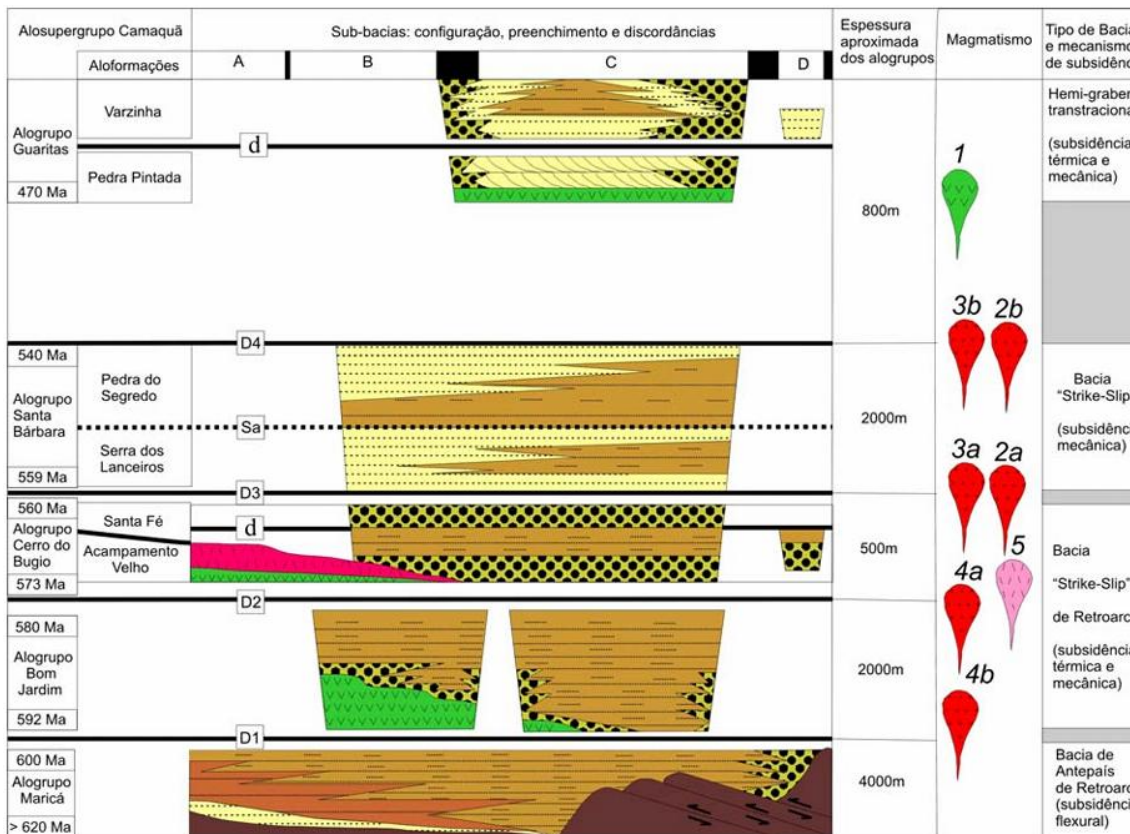
O Grupo Maricá é a unidade mais antiga e deformada da BC, possui idade estimada entre 620 e 592 Ma. Ela está em contato inferior com as rochas ígneas e metamórficas do embasamento e superior em discordância com o grupo Bom Jardim (PAIM *et al.*, 2000). É composta por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados, formados em sistemas fluviais, deltaicos e marinhos (PELOSI & FRAGOSO-CÉSAR, 2003; CPRM, 1995).

O Grupo Bom Jardim corresponde a uma sucessão vulcano-sedimentar que está posicionado em discordância acima do Grupo Maricá, que possui idades entre 592 e 570 Ma (PAIM *et al.*, 2000). O grupo é dividido em duas principais formações, a Formação Hilário na base e a Formação Arroio dos Nobres no topo (BORBA, 2006).

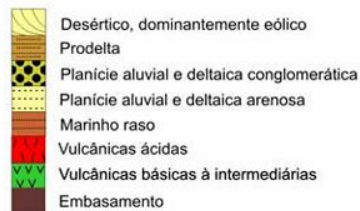
A Formação Hilário é constituída por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, predominantemente composta por andesitos de afinidade shoshonítica (LIMA & NARDI, 1998). Segundo CPRM (1995), a região entre Caçapava e São Sepé (RS) afloram basaltos, basaltos andesitos e andesitos, ambos desenvolvidos em arcos vulcânicos orogênicos desenvolvidos em margens continentais.

A Formação Arroio dos Nobres é composta por intercalações de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos (BORBA, 2006). Segundo Kazmierczak (2006) esse grupo foi gerado em sistemas de origem deltaica.

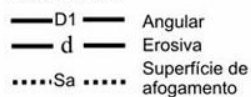
Figura 4: Carta Estratigráfica da Bacia do Camaquã.



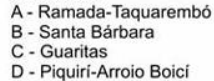
Sistemas Depositionais



Discordâncias



Sub-bacias



Datações Radiométricas

U/Pb em zircão (SHRIMP)

- 1 - Basalto ("Andesito Rodeio Velho") - 470±19 Ma
- 2 - Complexo Granítico Caçapava
 - 2a - Leucogranito não deformado - 565±14 (b) e 561±6 (c)
 - 2b - Granito deformado - 541±11 (c)
- 3 - Complexo Granítico São Sepé
 - 3a - Facies monzogranítica - 559±7 (b)
 - 3b - Facies microgranítica - 542±6 (b)
- 4 - Complexo Granítico Lavras
 - 4a - Facies peritita (bordo) - 580±7 Ma (b) e 583±11 (c)
 - 4b - Facies granodiorítica (porção central) - 592±5 Ma (b)

U/Pb em zircão

- 5 - Aloformação Acampamento Velho - 573±18 (d)

Referências

- (a) Hartmann *et al.* (1998); (b) Remus *et al.* (1997); (c) Leite *et al.* (1998); (d) Chemale *et al.* (in prep.).

Fonte: PAIM *et al.* (2000) e TONIOLO *et al.* (2007).

O Grupo Cerro do Bugio é formado pela Formação Acampamento Velho, que possui uma sucessão vulcânica, com rochas basálticas e riolíticas; e pela Formação Santa Fé, com

idade entre 573 e 560 Ma, é constituída por conglomerados ricos em clastos vulcânicos, arenitos e ritmitos areno pelíticos, com estratos tabulares (PAIM *et al.*, 2000).

O Grupo Santa Bárbara corresponde a depósitos siliciclásticos com 2000 m de espessura, com idade entre 560 e 540, é formado por sequências progradacionais compostas por ritmitos pelíticos e areno pelíticos, com presença de arenitos, representa turbiditos de águas rasas das porções distais de deltas (PAIM *et al.*, 2000).

O Grupo Guaritas representa o último grande episódio deposicional da BC, com idade ca de 470 Ma, possui 800 m de espessura, composto por conglomerados, arenitos e siltitos (PAIM *et al.*, 2000). As rochas foram geradas por dois eventos, um eólico (Unidade Pedra Pintada) e um fluvial (Unidade Varzinha) (BORBA, 2006).

4.3.2. Granitóides Sin-Pós Colisionais

Os processos orogênicos do ciclo brasileiro ocasionaram diversas intrusões graníticas, os pulsos magmáticos podem ter ocorrido durante ou em estágios mais tardios da orogênese, esses corpos intrudem e deformam as rochas do Complexo Passo Feio e Bossoroca, o plutonismo é contemporâneo a BC (TONIOLO *et al.*, 2007).

A Suíte Granítica Caçapava do Sul é o principal corpo granítico da área de estudo, possui forma oval de eixo maior com cerca de 25 km orientados na direção N-S. (TONIOLO *et al.*, 2007). É constituída por rochas granodioríticas com biotita e hornblenda, rochas graníticas leucocráticas, com granada e moscovita; os dados geocronológicos de Rb-Sr indicou uma idade de 549 Ma para os tipos leucocráticos (NARDI & BITENCOURT, 1989).

O Complexo Granítico Caçapava foi intrudido nos estágios tardios da Orogênese Brasileira, caracterizados pelo desenvolvimento de bacias ensiálicas e zonas de cisalhamento, com magmatismo granítico associado (NARDI & BITENCOURT, 1989).

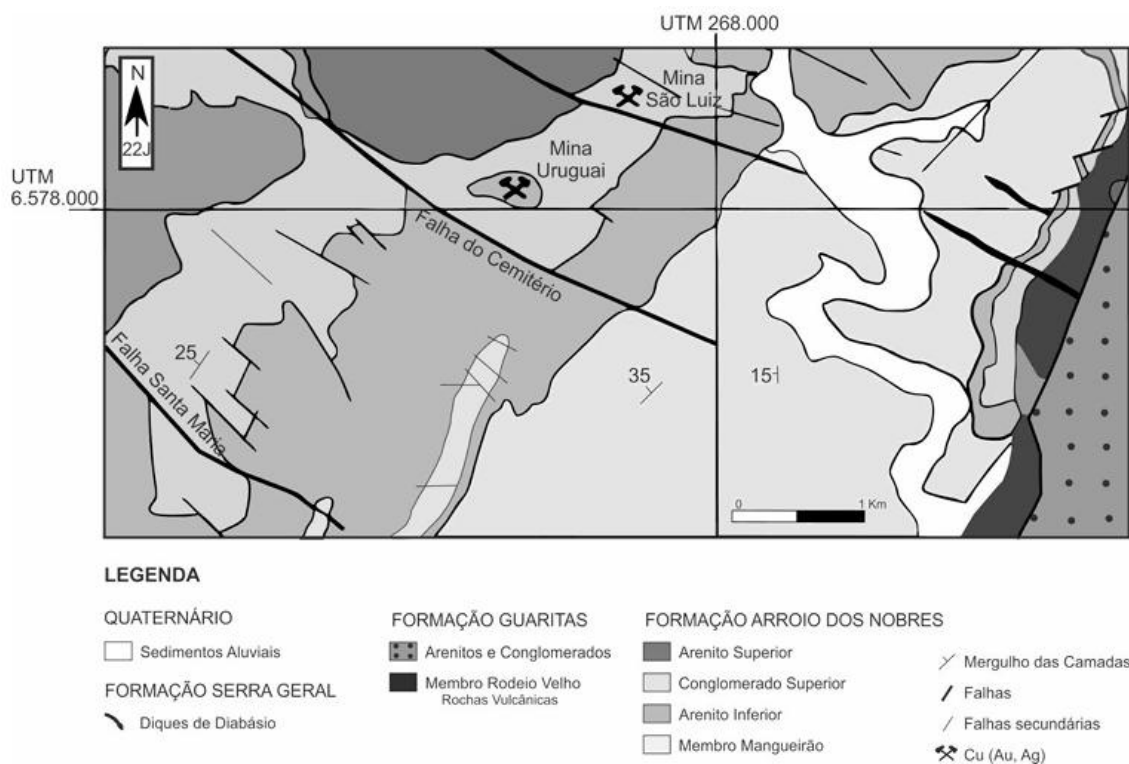
5. Mineralizações de Cu (Au) da Bacia do Camaquã

A província cuprífera do Estado do Rio Grande do Sul está localizada na borda leste do Terreno São Gabriel, os principais depósitos são as Minas do Camaquã, divididas em Uruguai e São Luís (Cu) e a Mina de Santa Maria (Pb-Zn) (LAUX *et al.*, 2005).

As Minas do Camaquã Cu (Au-Ag) estão hospedadas em rochas vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim (Formação Arroio dos Nobres e Formação Hilário) com idade de 594 Ma (REMUS *et al.*, 2000a). Os depósitos (Figura 5) ocorrem na região central de um *graben* com direção nordeste, localizada em uma estrutura chamada de Janela Bom Jardim, essa

estrutura é limitada por grandes falhas com direção NE e NW (RIBEIRO & FANTINEL, 1978; LAUX *et al.*, 2005).

Figura 5: Mapa Geológico das Minas do Camaquã.



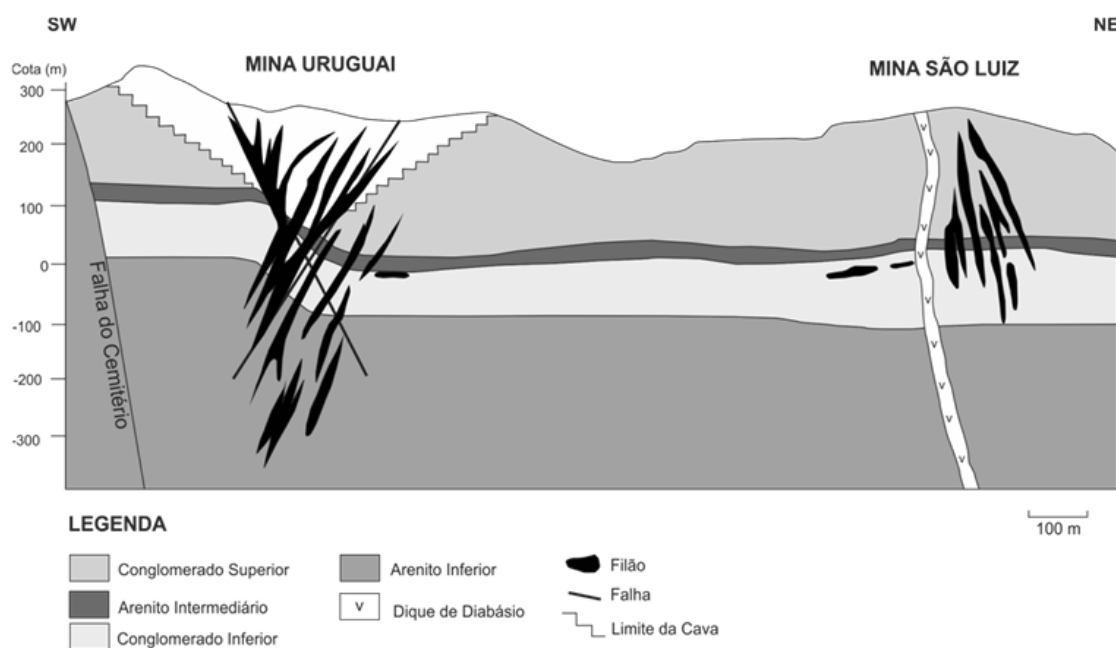
Fonte: REMUS *et al.* (2000a).

Os modelos genéticos propostos para as mineralizações das Minas do Camaquã evoluíram com estudos geológicos, possibilitado pelo progresso científico em técnicas analíticas, durante um século de atividades e buscou solucionar a gênese do minério sulfetado de cobre (Figura 6). Vários modelos foram propostos com a evolução da lavra e foram adotados em projetos de exploração mineral regionais.

No início das operações de lavra em filões espessos, o modelo hidrotermal-magmático foi adotado (BETTENCOURT, 1972). Os filões ficaram menos espessos e a expressiva disseminação do minério em rochas estratiformes sedimentares fez o modelo sedimentar-sin-gênético ser mais aceito. Com o aumento da profundidade de extração, quase no fim das reservas econômicas o modelo hidrotermal-epitermal passou a ser considerado mais aceito, principalmente devido ao aumento do teor de ouro (Au) (LAUX & LINDENMAYER, 2000).

A paragénese mineral para os depósitos é constituída principalmente por sulfetos de cobre (calcopirita, bornita e calcosita), associados com pirita. Estes minérios estão disseminados nos conglomerados e arenitos ou ocorrem como filões maciços ou massas irregulares no interior da ganga de quartzo, hematita e barita quando preenchem falhas (TEIXEIRA & GONZALEZ, 1988).

Figura 6: Perfil geológico das Minas do Camaquã.



Fonte: TEIXEIRA & GONZALES (1988).

Na Bacia do Camaquã existem várias ocorrências e depósitos minerais menores que Uruguai e São Luís, principalmente associados à Suíte Granítica Caçapava, são hospedados em rochas vulcano-metassedimentares do Complexo Bossoroca, Complexo Passo Feio (base) e do Grupo Bom Jardim (topo) (REMUS *et al.*, 2000a).

O depósito de Santa Bárbara (Cu) está localizado ao norte de Caçapava do Sul, na região noroeste do Granito Caçapava. Ele é controlado por falhas com direções NE e NW, com mineralizações presentes em forma de veios e disseminadas, sua paragénese mineral é barita, calcopirita, malaquita, pirita, bornita, covelita e ouro (REMUS *et al.*, 2000a).

Existem diversas propostas de modelos genéticos para as ocorrências e depósitos de cobre da BC, os modelos que melhor condizem com a área de estudo são os hidrotermais-magmáticos principalmente os sistemas de cobre pórfiro e epitermal (LAUX & LINDENMAYER, 2000; REMUS *et al.*, 2000 a, b e RONCHI *et al.*, 2000).

5.1. Modelo Hidrotermal Magmático

Os depósitos hidrotermais ocorrem em ambientes geológicos complexos, gerados a partir de uma solução aquosa quente, com temperaturas entre 50-500°C, que devido a condições físico-químicas conseguem lixiviar, transportar e precipitar assembleias minerais, principalmente metais (PIRAJNO, 1992).

As soluções hidrotermais são constituídas principalmente por água e sais dissolvidos nela (com predominância de cloretos; sulfatos ou carbonatos de Na e K; Ca, Mg e SiO₂) e gases (principalmente CO₂) e menos frequentes CH₄, NH₃, H₃BO₃, H₂S e SO₂). As soluções podem ter temperaturas entre 100 e 750°C, por vezes superiores, e estar em subsuperfície sob pressão até 3 kbar, o seu estado de fase pode ser supercrítico ou subcrítico e, neste último caso, líquido e/ou gasoso (KIGAI, 2011).

Os processos de interação entre eventos magmáticos e hidrotermais são fundamentais na formação de vários tipos de depósitos, a cristalização de magmas graníticos proporciona o aumento de calor e circulação de soluções aquosas (ROOB, 2005). Fluidos aquosos derivados da cristalização de magmas são canalizados através de sistemas de fraturas na parte superior de um corpo intrusivo e/ou nas rochas encaixantes, em magmas félsicos a água (H₂O) é o elemento volátil mais abundante, seguidos por outros elementos como H₂S, CO₂, HCL, HF e H₂ (PIRAJNO, 1992).

A passagem das soluções hidrotermais através da crosta é marcada pelo desenvolvimento de assembleia mineral que é diferente da original. Isso reflete na composição da rocha, que proporciona uma alteração no sistema, as zonas de alteração (halos hidrotermais) podem ser usadas como guias na prospecção mineral (ROOB, 2005).

Os principais tipos de alteração hidrotermal nos sistemas magmático-hidrotermais de acordo com Pirajno (1992), são:

a) Potássica: Promove a geração de feldspato potássico e/ou biotita, o metassomatismo alcalino envolve a substituição de feldspatos e quartzo por K-feldspatos (microclinização) ou albite (albitização). A alteração potássica é especialmente comum e importante em sistemas de mineralização de pórfiros e epitermais, onde ocorre nas zonas centrais de alta temperatura.

b) Propilítica: É caracterizada pela adição de H₂O e CO₂, e localmente S, sem metassomatismo H⁺ apreciável. Os minerais típicos são: epidoto, clorita, carbonatos, albite, o K-feldspato e a pirita. Esse tipo de alteração é mais usual em sistemas epitermais, para monitorar a proximidade da fonte de calor.

c) Fílica (Sericítica): É caracterizada pela assembléia quartzo-sericita-pirita (QSP). As fases minerais normalmente associadas à alteração QSP são o K-feldspato, a caulinita, a calcita,

a biotita, o rutilo, a anidrita e a apatita. Esta alteração passa para o tipo potássico através de quantidades crescentes de K-feldspato e/ou biotita. Esse tipo está presente em praticamente todos os tipos de sistemas hidrotermais.

d) Argílica: É definida pela formação de argilominerais devido ao intenso metassomatismo H^+ (lixiviação ácida), a temperaturas entre 100 e 300°C. As argilas substituem os plagioclásios e silicatos máficos como hornblenda e biotita.

e) Silificação: Promove a formação de quartzo e seus polimorfos (opala e calcedônia), o tipo de quartzo irá depender da temperatura. Durante os processos hidrotermais, a sílica pode ser introduzida a partir dos fluidos circulantes, a solubilidade da sílica aumenta com a temperatura e a pressão. Os veios, brechas e capas de sílica são importantes indicadores de hidrotermalismo.

f) Carbonatização: Promove a formação de minerais carbonáticos durante a alteração da rocha, resultado da interação química entre fluidos com baixa salinidade e ricos em CO_2 , com a rocha hospedeira. A alteração de rochas ricas em Ca envolve dois processos básicos: dolomitização e carbonatação.

5.1.1. Cobre Pórfiro

Os depósitos de cobre pórfiro estão associados a intrusão de magmas graníticos cálcio-alcalinos ou de tipo I relacionados com arcos de ilhas, gerados adjacentes a zonas de subducção de tipo andino, esse tipo de depósito tem baixo teor e um grande volume de minério, os principais depósitos desse tipo estão no Chile (ROOB, 2005).

Os depósitos de metais-base do sistema Camaquã-Santa Maria são hidrotermais magmáticos distantes, provavelmente ligados à intrusão Cu-Au Pórfiro, e foram gerados há cerca de 594 Ma durante o magmatismo pós-colisional Lavras-Hilário relacionado ao final da Orogenese Dom Feliciano (REMUS, 1999).

Existem certas dúvidas a respeito do modelo cobre pórfiro para as Minas do Camaquã, pois a presença de um grande corpo intrusivo em profundidade e zonas de alteração hidrotermais pervasivas nunca foram encontrados. O ambiente de arco de ilha é uma pode ser correlacionável a este modelo.

5.1.2. Modelo Epitermal

O termo epitermal é derivado da classificação de Lindgren (1933) e faz referência a depósitos gerados em níveis crustais pouco profundos, em zonas epizonais entre 1-2 km da superfície, são formados em baixas temperaturas e ocorrem na forma de veios e/ou disseminados, existem dois estilos de mineralização epitermal: alta sulfetação e baixa sulfetação (Figura 7) (ROOB, 2005).

Os depósitos de alta sulfetação ocorrem em locais próximos e são normalmente encontrados dentro ou perto da própria fonte vulcânica. Os fluidos envolvidos na mineralização são derivados diretamente do magma como um produto da saturação de vapor e fluido e estão normalmente em ebulição no ambiente de formação do minério, os fluidos são muito ácidos (pH de 1-3) e oxidados (ROOB, 2005).

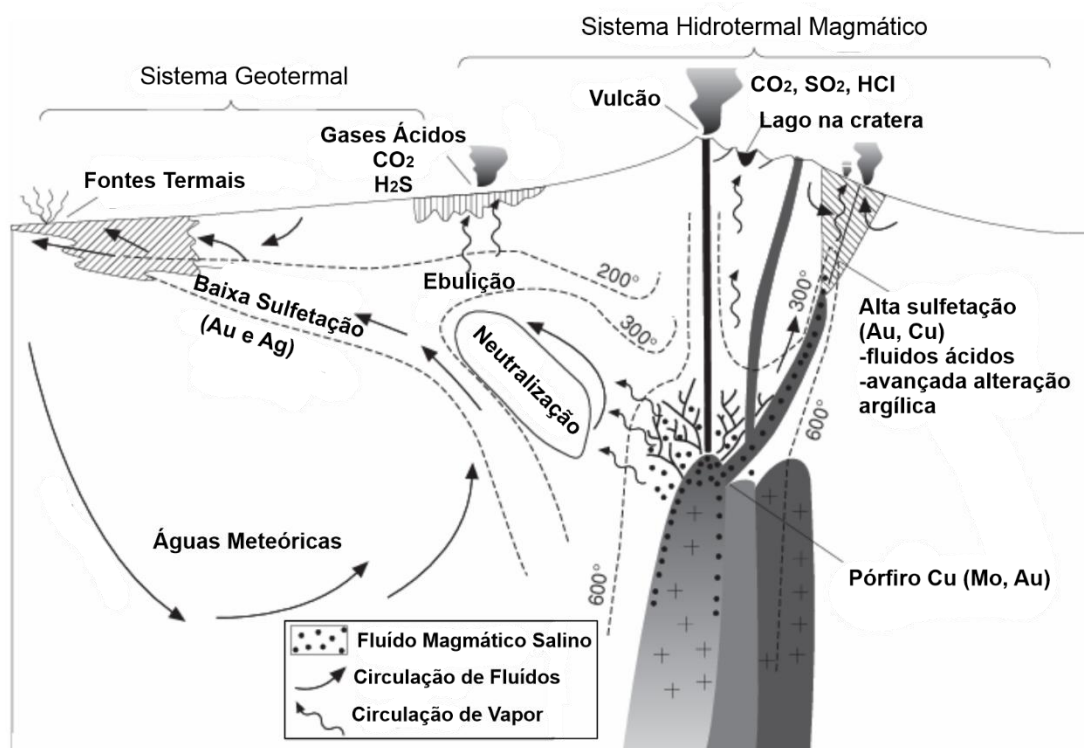
Os depósitos de baixa sulfetação são formados em locais mais afastados da fonte vulcânica, porém pode ser formado no edifício vulcânico durante a fase de declínio magmático. Contém uma maior contribuição de águas meteóricas e o fluido/vapor possui um pH mais neutro com salinidade baixa (ROOB, 2005).

No arenito do Membro Vargas (Grupo Bom Jardim), nos níveis -150 e -200m da Mina Uruguai, é possível visualizar mineralizações de cobre em estilo *stockwork* com filões e brechas, a paragénese mineral é: calcocita, bornita, calcopirita e pirita. O geotermômetro da clorita nos sedimentos indicou temperatura mínimas de formação de 220 °C, desse modo os dados mostram que o modelo mais adequado seja o epigenético hidrotermal com circulação dos fluídos em falha regionais (RONCHI *et al.*, 2000).

Segundo Toniolo *et al.* (2005), o modelo exploratório dos metais base para a região das Minas do Camaquã é epitermal, assim o hidrotermalismo magmático foi fornecedor de calor e de fluidos, entre 595 Ma e 550 Ma. Foi gerado em profundidades rasas e na superfície com participação de água meteórica, lixiviação das rochas e precipitação nas falhas em torno de E-W e N45°W. O magmatismo é representado pelas rochas vulcânicas da Formação Hilário, Formação Acampamento Velho e os granitóides intrusivos contemporâneos.

O estudo realizado por Remus *et al.* (2000b), discute a relação ente os depósitos epitermais de cobre na região da Bacia do Camaquã com a intrusão do Granito Caçapava. O modelo proposto é que os fluídos magmáticos portadores de metais do complexo granítico lixivaram metais das rochas vulcano-sedimentares (embasamento), o que gerou depósitos de sulfetos com assinaturas isotópicas mistas. As ocorrências de Andradas, Santa Bárbara e Ciocari, mostram gênese ligada a uma fonte sedimentar com clara contribuição de uma fonte magmática.

Figura 7: Esquema dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação.



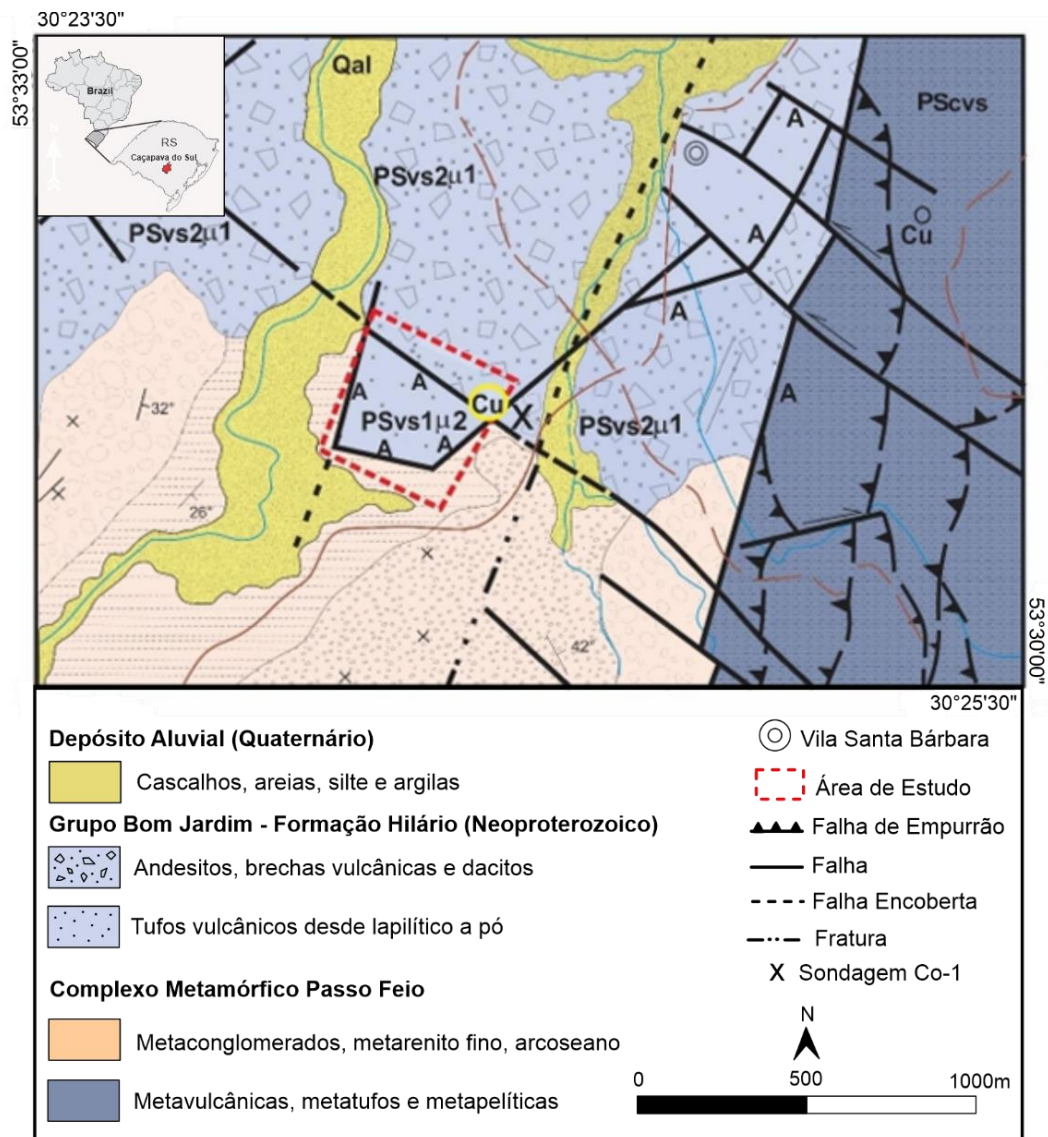
Fonte: Modificado de ROOB (2005).

O modelo metalogenético dos depósitos da BC ainda carece de estudo, os autores não têm um consenso a respeito da fonte, transporte e deposição das mineralizações de cobre. Ronchi *et al.* (2000) e Remus *et al.* (2000b), propõem que o modelo hidrotermal epitermal seja o mais adequado. Laux *et al.* (2005) discorre sobre depósito hidrotermal magmático distal, no qual a fonte do fluido é distante, ligado a alguma intrusão granítica. Estes modelos são os mais aceitos, há um consenso sobre a origem hidrotermal magmática, e que as estruturas regionais falhas e fraturas condicionam as mineralizações, assim os dois modelos podem ser considerados para os depósitos de cobre da BC.

6. Contexto Geológico Local

A área de estudo está geologicamente inserida na porção norte-nordeste da Bacia do Camaquã, a noroeste do Granito Caçapava, posicionada estruturalmente em um bloco alto, na interseção de duas falhas com direções NW-SE e NE-SW. A ocorrência cuprífera de Santa Bárbara está localizada em rochas aflorantes pertencentes às unidades neoproterozoicas do Complexo Passo Feio e Formação Hilário do Grupo Bom Jardim, além de depósitos Quaternários (Figura 8).

Figura 8: Mapa geológico da área de estudo.



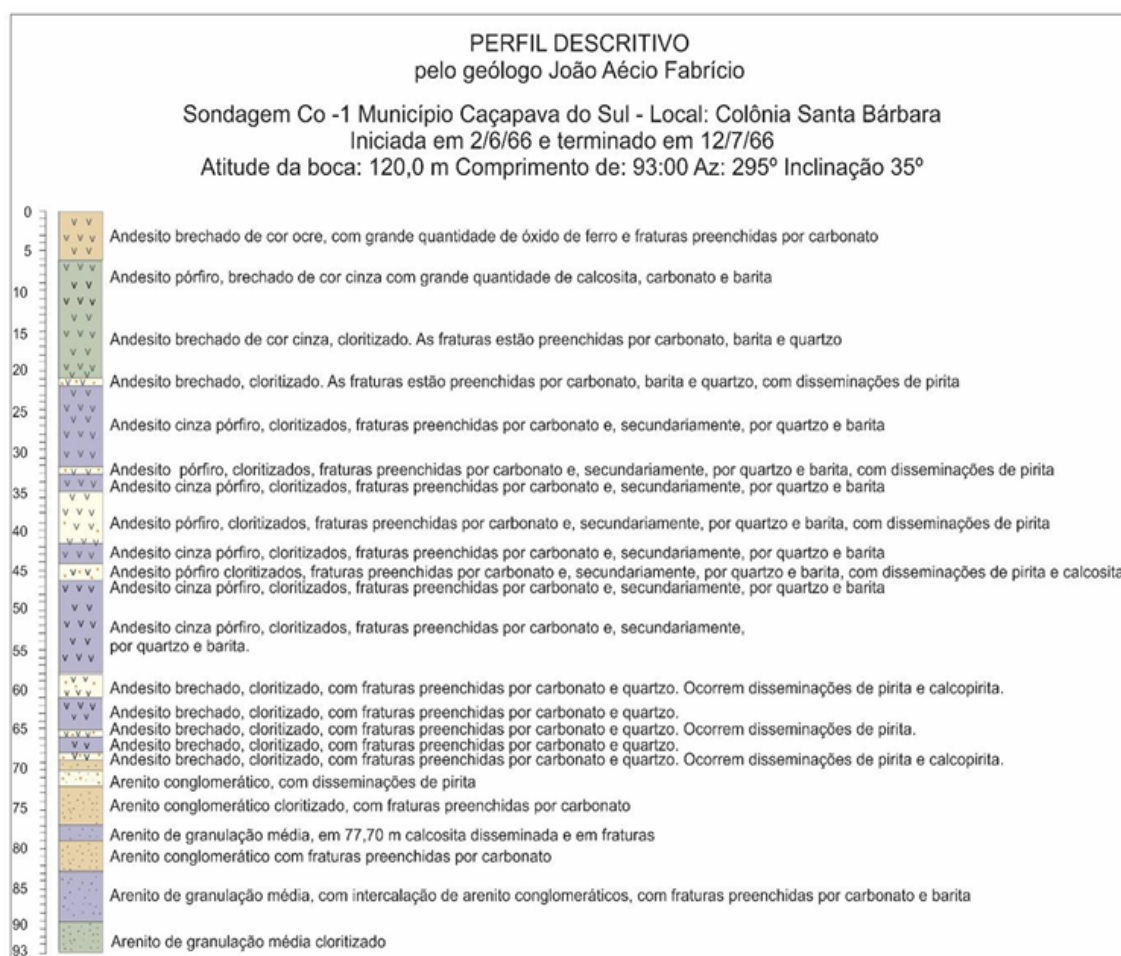
Fonte: Modificado de CPRM (1995).

As pesquisas realizadas pela Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) na década de 70, provaram a existência da ocorrência, contudo após estudos geoquímicos foi concluído que a ocorrência não tinha interesse econômico (BOCCHI, 1970).

Os estudos realizados foram três trincheiras de 10 metros de comprimento, com coleta de material e análise a cada metro, os quais apontaram teor máximo de cobre a 1%. Foram realizados também dois furos de sondagem, Co-1 e Co-3, apenas o furo Co-1 tem a localização conhecida, ele foi posicionado sobre a intersecção de falhas nas porções aflorantes de andesitos.

Na descrição do furo Co-1 (Figura 9) é possível notar alguns indícios de mineralização e hidrotermalismo, como níveis com disseminação de pirita, calcopirita e calcosita, zonas de alteração silicificadas, cloritizadas e brechadas, fraturas preenchidas por sulfetos de cobre, barita, carbonato e quartzo, que atesta o grande potencial de mineralização da área.

Figura 9: Perfil descritivo da sondagem Co-1.



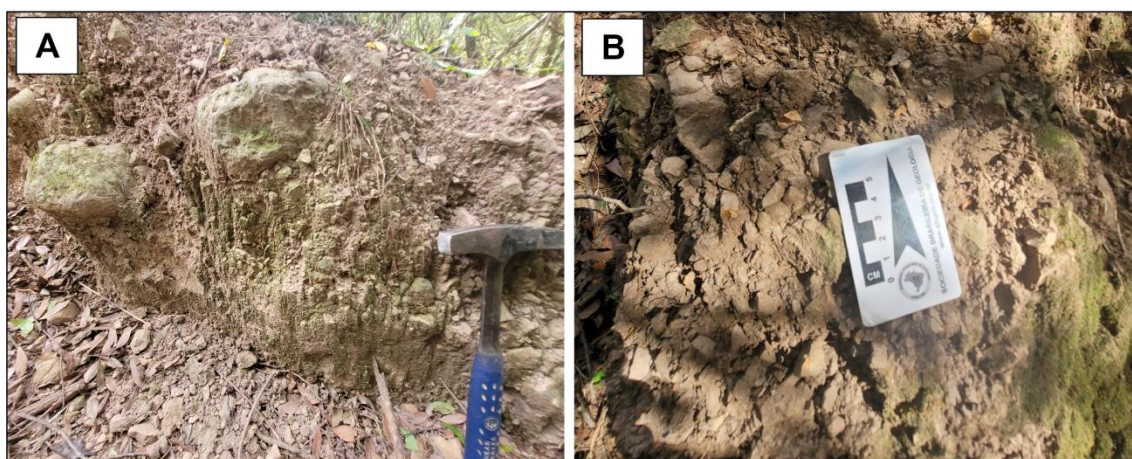
Fonte: BOCCHI (1970).

6.1. Complexo Metamórfico Passo Feio

O Complexo Metamórfico Passo Feio é o embasamento da bacia sedimentar, com idade em torno de 900-750 Ma (HARTMANN *et al.*, 2007). Essa unidade é composta por rochas metavulcânicas e metassedimentares, localmente esse complexo é descrito com ocorrências localizadas de metaconglomerados e arenitos conglomeráticos.

Os litotipos observados foram os metaconglomerados, de coloração marrom escura, com presença de clastos arredondados e angulosos, em uma matriz arenosa, com feições com alto nível de intemperismo. Os clastos possuem tamanho milimétricos a centimétricos, compostos principalmente por quartzo e rochas graníticas. Nesse tipo litológico não foi observado a presença ou indícios de mineralizações como malaquita, óxidos e eventos de silificação (Figura 10).

Figura 10: (A) Metaconglomerado com clastos maiores; (B) Metaconglomerado com clastos menores.



Fonte: Autor.

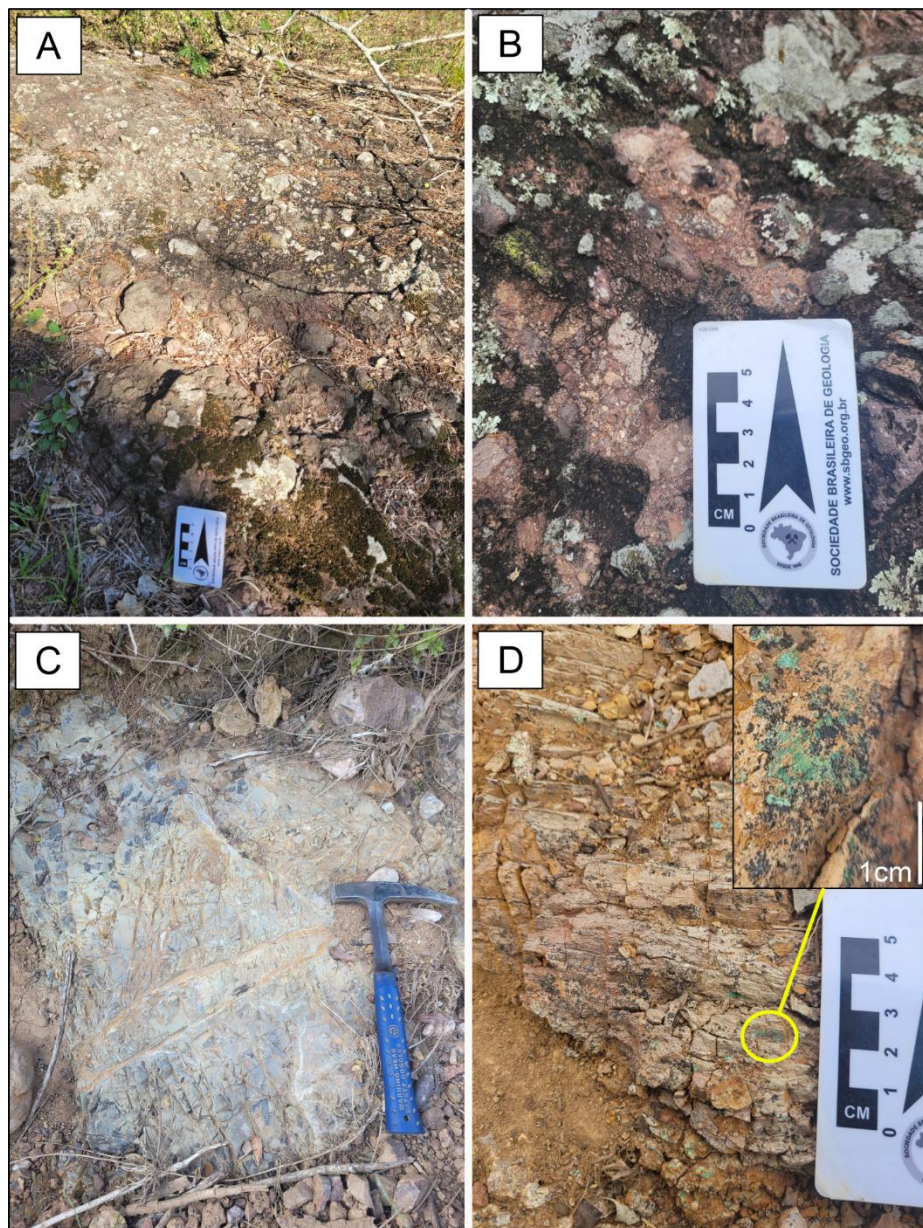
6.2. Formação Hilário – Grupo Bom Jardim

A Formação Hilário pertencente ao Grupo Bom Jardim corresponde a rochas com assinatura vulcânica com composições básicas a intermediárias e afinidade shoshonítica, que foram geradas em arcos vulcânicos orogênicos desenvolvidos ao longo de margens continentais na evolução da Bacia do Camaquã (CPRM, 1995; Lima & Nardi, 1998).

Os litotipos dessa unidade observados localmente na área foram tufos vulcânicos silicificados, brechas vulcânicas silicificadas, andesitos e andesitos mineralizados, com presença de malaquita. Os tufos vulcânicos possuem coloração cinza a marrom, com granulometria fina sem presença de clastos, possui forte silificação, sem indícios de mineralização neste tipo, localizado em locais topograficamente mais elevados da área (Figura

10A). As brechas vulcânicas possuem coloração marrom claro, com presença de clastos centimétricos em uma matriz média a grossa, possuem forte silicificação, com óxidos de ferro impregnados na matriz (Figura 10B). Os andesitos cinza exibem textura fina afanítica, com fraturas que geram estruturas planares, sem indícios de mineralização (Figura 10C). Os andesitos mineralizados possuem coloração cinza e amarelada, textura fina afanítica, com presença de fraturas que geram estruturas planares, essa litologia possui impregnações de carbonato de cobre (malaquita) (Figura 10D).

Figura 11: (A) Tufo vulcânico silicificado; (B) Brecha vulcânica silicificada; (C) Andesito; (D) Andesito com presença de malaquita.



Fonte: Autor.

7. Materiais e Métodos

7.1. Métodos Geofísicos

A geofísica é a ciência que utiliza os princípios da física para investigar e compreender as propriedades e processos da Terra (KEAREY *et al.*, 2002). A geofísica aplicada à exploração mineral pode ser definida como investigação de solo e rochas por meio da medição remota de suas propriedades físicas (MILSOM & ERIKSEN, 2011). O contraste de propriedades físicas entre rocha alvo e encaixante é premissa fundamental para resultados satisfatórios em estudos geofísicos. As propriedades físicas relevantes são: densidade, suscetibilidade magnética, condutividade elétrica, radioatividade, dentre outras (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

7.2. Gamaespectrometria

O método gamaespectrométrico mede a radioatividade que ocorre naturalmente sob a forma de raios gama (raios γ). A maior parte desta radiação tem origem em espécies minerais que contêm isótopos radioativos de potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). A radiometria é um método geofísico passivo, pois mede uma fonte natural de energia. Os levantamentos radiométricos para a exploração mineral podem ser realizados a partir do ar, no solo e dentro de furos de sondagem (KEAREY *et al.*, 2002).

Historicamente, a principal utilização da gamaespectrometria na prospecção mineral era a detecção de anomalias causadas por depósitos de urânio, altamente radioativos. O desenvolvimento de novas tecnologias possibilitou o aumento da sensibilidade, da resolução e novos algoritmos de redução de dados. Assim atualmente os métodos radiométricos também tem aplicação no mapeamento geológico de áreas de alteração hidrotermal e depósitos fracamente radioativos (DENTITH & MUDGE, 2014).

7.2.1. Conceitos fundamentais – decaimentos radioativos

O número de prótons ou elétrons no átomo é conhecido como o número atômico (Z), que define as propriedades químicas e seu lugar na tabela periódica. O número de nêutrons inserido dentro do núcleo do átomo é conhecido como o número de nêutrons (N). O número total de prótons e nêutrons ($Z+N$) no núcleo é o número de massa do átomo (A) (DENTITH & MUDGE, 2014).

Os elementos cujos núcleos atômicos contêm o mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons, são designados por isótopos. São formas do mesmo elemento com pesos atômicos diferentes. Alguns isótopos são instáveis e podem desintegrar

espontaneamente para formar outros elementos. A desintegração é acompanhada pela emissão de radioatividade de três tipos possíveis de radiação como alfa (α), beta (β) e gama (γ) (KEAREY *et al.*, 2002).

Uma Partícula Alfa consiste em dois prótons unidos por dois nêutrons para formar um núcleo de hélio estável. A emissão de Partículas Alfa é o principal processo de decaimento radioativo, isso resulta em diminuições de quatro na massa atômica e de dois no número atômico. As partículas têm grandes energias cinéticas, mas são rapidamente desacelerados por colisões com outros núcleos atômicos. A energias térmicas, rapidamente ganham dois elétrons orbitais e tornam-se indistinguíveis de outros átomos de hélio, a distância média percorrida na rocha sólida antes de isto acontecer é medida em frações de milímetro e, mesmo no ar, é de apenas alguns centímetros (MILSOM & ERIKSEN, 2011; KEAREY *et al.*, 2002). Nas fórmulas a seguir A é um o elemento químico pai e B o filho, n é o número atômico e w o peso atômico.



As Partículas Betas são elétrons que podem ser emitidos quando um nêutron é dividido num próton e num elétron durante certas desintegrações. O próton permanece no interior do núcleo, de modo que o peso atômico permanece o mesmo, mas o número atômico aumenta em um, forma um novo elemento, em sólidos ou líquidos, o alcance médio de uma Partícula Beta é medido em centímetros (KEAREY *et al.*, 2002).



Os raios gama são radiações eletromagnéticas puras libertadas por núcleos excitados durante as desintegrações, caracterizados por frequências superiores a 10¹⁶ Hz e diferem dos raios-X apenas por serem de energia mais elevada (KEAREY *et al.*, 2002). Nas altas frequências envolvidas, os raios gama eletromagnéticos são melhor tratados como partículas, conhecidas como fótons, com energias, medidas em elétrons-volts (eV), proporcionais às frequências. Por serem eletricamente neutros, os fótons penetram em espessuras de rocha muito maiores do que as partículas alfa e betas e, conseqüentemente, são a forma de radiação mais útil do ponto de vista geofísico (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

A radiação gama é também produzida por outro mecanismo denominado captura K. Isto ocorre quando um elétron atômico da órbita interna é capturado pelo núcleo e um próton é

convertido num nêutron, o número atômico diminui e forma-se um novo elemento (DENTITH & MUDGE, 2014).



7.2.2. Série de decaimento radioativo

O decaimento radioativo de um núcleo individual é espontâneo, completamente aleatório e independente de condições externas, como mudanças de temperatura e pressão. Trata-se de um processo estatístico, pelo que, em média, metade da população original de núcleos radioativos sofrerá decaimento radioativo num período de tempo conhecido como meia-vida ($t = t_{1/2}$). Metade dos restantes núcleos decairá na meia-vida seguinte e assim sucessivamente. O resultado é uma diminuição exponencial tanto do número de núcleos de núcleos pais e da taxa de decaimento, e um aumento na quantidade de núcleos filhos produzidos (DENTITH & MUDGE, 2014). O processo é descrito pela expressão a seguir:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (4)$$

Onde N_0 é o número original de átomos, N é o número de átomos do tempo t e λ é a constante de decaimento para o radioelemento. A meia vida do radioisótopo, quando $N = N_0/2$ no $t = t_{1/2}$ é:

$$T_{\frac{1}{2}} = \ln(2)/\lambda = 0.693/\lambda \quad (5)$$

Os principais tipos de decaimentos radioativos estão apresentados na Tabela 1. O isótopo ^{40}K , que constitui cerca de 0,0118% do potássio natural, decai numa única fase, quer por emissão beta para formar ^{40}Ca , quer por captura de elétrons (captura de K) para formar ^{40}Ar . O núcleo de argônio fica num estado excitado, mas estabiliza com a emissão de um fóton de 1,46 MeV. A meia-vida do ^{40}K é de $1,47 \times 10^9$ anos para o decaimento beta e de $11,7 \times 10^9$ anos para a captura de K (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

Tabela 1: Decaimento radioativo natural para ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K .

Isótopo parental	Decaimento	Isótopo descendente	Meia Vida	Energia γ (MeV) e porcentagem de produção
Decaimento ^{238}U				
^{238}U	α	^{234}Th	$4,5 \times 10^9$ anos	0,09 (15), 0,6 (7), 0,3 (7)
^{234}Th	α	^{234}Pa	24,1 dias	1,01(2), 0,77 (1), 0,04 (3)
^{234}Pa	β	^{234}U	1,18 min	0,05 (28)
^{234}U	α	^{230}Th	$2,6 \times 10^5$ anos	-
^{230}Th	α	^{226}Ra	8×10^4 anos	-
^{226}Ra	α	^{222}Rn	1600 anos	0,19 (4)
^{222}Rn	α	^{218}Po	3,82 dias	-
^{218}Po	α	^{214}Pb	3,05 min	-
^{214}Pb	β	^{214}Bi	26,8 min	0,35 (44), 0,24 (11), 0,29 (24), 0,05 (2)
^{214}Bi	β	^{214}Po	17,9 min	2,43 (2), 2,20 (6), 1,76 (19), 1,38 (7)
^{214}Po	α	^{210}Pb	$1,6 \times 10^{-4}$ s	-
^{210}Pb	β	^{210}Bi	19,4 anos	-
^{210}Bi	β	^{210}Po	5,0 dias	0,04 (4)
^{210}Po	α	^{206}Pb	138,4 dias	-
Decaimento ^{232}Th				
^{232}Th	α	^{228}Ra	$1,4 \times 10^{10}$ anos	0,06 (24)
^{228}Ra	β	^{228}Ac	6,7 anos	-
^{228}Ac	β	^{228}Th	6,1 h	1,64 (13), 1,59 (12), 0,99 (25), 0,97(18)
^{228}Th	α	^{224}Ra	1,9 anos	-
^{224}Ra	α	^{220}Rn	3,64 dias	-
^{220}Rn	α	^{216}Po	54,5 s	-
^{216}Po	α	^{212}Pb	0,16 s	-
^{212}Pb	β	^{212}Bi	10,6 h	0,30 (5), 0,24 (82), 0,18 (1), 0,12 (2)*
^{212}Bi	β (66%)	^{212}Po	40 min	1,18 (1), 0,83 (8), 0,73 (10)
^{212}Po	α	^{212}Bi	97,3 min	-
^{212}Bi	α (34%)	^{208}Tl	$0,3 \times 10^{-6}$ s	-
^{208}Tl	β	^{208}Pb	3,1 min	2,62 (100), 0,86 (14), 0,58 (83), 0,51(25)
Decaimento ^{40}K				
^{40}K	β (89%)	^{40}Ca	$1,47 \times 10^9$ anos	-
	K (11%)	^{40}Ar	$1,17 \times 10^{10}$ anos	1,46 (11)

Fonte: Modificado de MILSOM & ERIKSEN (2011).

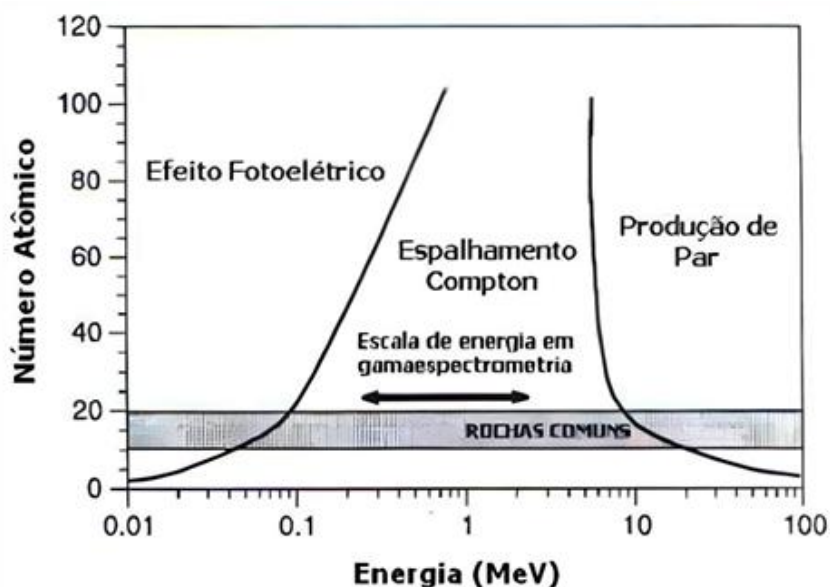
O tempo necessário para o estabelecimento de uma série de decaimento completa depende das várias meias-vidas dos seus componentes. Quando a série está completamente estabelecida, a quantidade relativa de cada componente permanece constante e a série de decaimento está em equilíbrio radioativo secular. Caso qualquer membro da série de decaimento seja perturbado, as quantidades relativas de cada componente são alteradas e ocorre um estado de desequilíbrio radioativo (DENTITH & MUDGE, 2014).

7.2.3. Interação da radiação gama com a matéria

Segundo Milsom & Eriksen (2011) e Dentith & Mudge (2014) as principais formas de interação dos raios gama com a matéria são: o efeito fotoelétrico, o espalhamento Compton e a produção de pares.

O efeito fotoelétrico ocorre para os raios gama de menor energia, quando toda a energia do fóton pode ser absorvida por um elétron ligado a um átomo, ou seja, o raio gama desaparece. O espalhamento Compton ocorre para a radiação gama de energia intermédia, esse tipo é o mais importante na exploração geofísica, o fóton incidente transfere parte da sua energia para um elétron e o fóton continua o seu movimento numa direção diferente, à medida que ocorre, o raio gama perde energia e acaba por ser completamente absorvido (Figura 12). A produção de pares ocorre quando fótons de alta energia são absorvidos assim surge um par elétron-pósitron.

Figura 12: Interação raio gama com a matéria.



Fonte: Modificado de IAEA (2003).

7.2.4. Unidades de medida

Diversos tipos de unidades são utilizados para medir a radioatividade. O Curie (Ci) é definido como a taxa de desintegração de um grama de rádio, igual a $3,7 \times 10^{10}$ desintegrações radioativas por segundo. No sistema de medidas SI, uma desintegração por segundo é designada por Becquerel (Bq). A intensidade da radiação pode também ser medida em termos da quantidade de radiação absorvida por unidade de volume ou de massa de um material, a unidade de medida é o Roentgen (R). Essas unidades de medidas são conhecidas na comunidade científica, contudo são raramente usadas na exploração mineral (DENTITH & MUDGE, 2014).

Em análises geofísicas aplicadas a exploração é habitual medir a taxa de contagem. Esta é o número de emissões medidas pelo detector num intervalo de tempo especificado, conhecido como tempo de integração. O período de integração é normalmente de um segundo (número de contagens por segundo - cps) ou um minuto (contagens por minuto - cpm). Os instrumentos de levantamento modernos medem não só o número de emissões radioativas, mas também as suas energias. A energia das emissões radioativas é medida em elétron-Volt (eV), energia adquirida por um elétron quando acelerado através de um potencial elétrico de um volt (MILSOM & ERIKSEN, 2011; DENTITH & MUDGE, 2014).

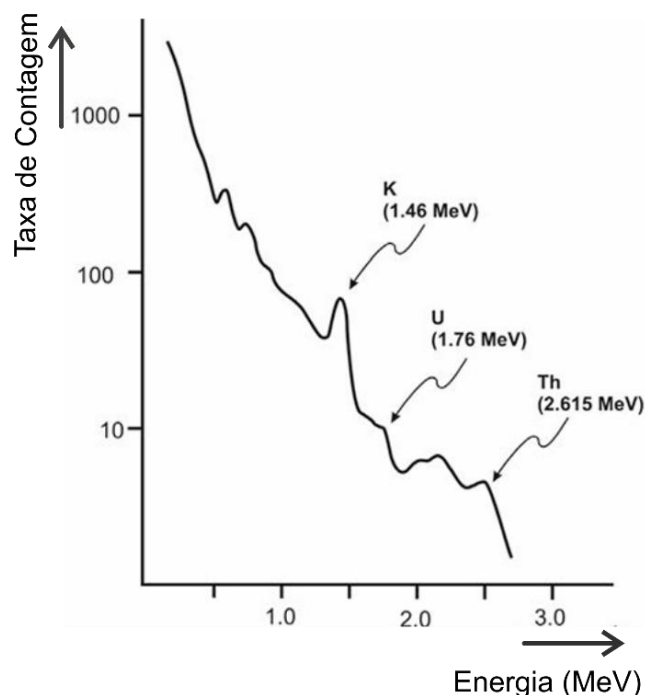
7.2.5. Fontes naturais de radiação gama

No meio ambiente existem mais de 50 elementos radioativos que ocorrem naturalmente, mas a radiação terrestre é dominada pelos produtos de emissão de apenas três elementos: potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). As meias-vidas dos seus isótopos radioativos são da mesma ordem que a idade da Terra (5×10^9 anos) e são suficientemente longas para que permaneçam comparativamente abundantes. Esses três elementos são os que produzem energia necessária para serem utilizados na gamaespectrometria, a média da distribuição crustal são de 3.1 ppm para o ^{40}K , 1.8 ppm para o ^{238}U e 7.2 ppm para o ^{232}Th (DENTITH & MUDGE, 2014).

Os raios γ detectados no ambiente natural não têm uma energia única, mas sim uma gama de energias, com o espectro de energia em um pico, conhecido como conhecido como foto-pico (Figura 13). Para o potássio esse valor é 1.46 MeV, para o urânio é 1.76 MeV e para o tório é 2.61 MeV (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

As energias naturais dos raios gama vão desde mais de 3 MeV para a radiação cósmica (principalmente solar) até aos 0,12 MeV dos raios-X mais energéticos de medição. Os picos individuais correspondem a eventos de decaimento específicos. As suas larguras são determinadas pelas energias cinéticas dos núcleos em decaimento e por erros de medição (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

Figura 13: Espectro natural de raios gama.



Fonte: MILSOM & ERIKSEN (2011).

7.2.6. Instrumentos Detectores de Radiação

Diversos instrumentos podem ser utilizados para detecção de radioatividade. Os principais equipamentos utilizados são o contador Geiger-Müller e o cintilômetro, além do espectômetro de raios-gama, o qual é uma extensão do cintilômetro (KEAREY *et al.*, 2002).

O contador Geiger (ou Geiger-Müller) reage principalmente às partículas beta. O elemento de detecção é um tubo de vidro selado que contém um gás inerte, como o argônio a baixa pressão. As partículas betas que entram ionizam o gás que provocam impulsos de descarga através de uma resistência anódica que, após amplificação, podem ser registrados como cliques, enquanto um circuito integrador apresenta o número de contagens por minuto. O contador Geiger é barato e fácil de utilizar, contudo como ele só responde a partículas beta, a sua utilização está limitada a levantamentos terrestres em regiões com pouca cobertura de solo, além de ineficiente para os raios gama (KEAREY *et al.*, 2002).

O cintilômetro é utilizado para medir a radiação gama com base no fenômeno de conversão dos raios gama em luz por certas substâncias, tais como o iodeto de sódio tratado com tálio e o germânio derivado do lítio. Os fótons de luz que incidem num cátodo semitransparente de um fotomultiplicador provocam a emissão de elétrons. O fotomultiplicador amplifica o impulso de elétrons antes da sua chegada ao ânodo, onde é amplificado e integrado

para fornecer uma indicação em contagens por minuto. O cintilômetro é mais caro do que o contador Geiger e menos fácil de transportar, porém é muito eficaz na detecção de raios gama (KEAREY *et al.*, 2002).

O espectrômetro de raios gama é uma evolução tecnológica do cintilômetro que permite identificar o elemento de origem, pois os espectros de raios gama de ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U contêm picos que representam fases da série de decaimento. Uma vez que quanto maior é a frequência da radiação gama, maior é a energia que contém, é habitual expressar o espectro em termos de níveis de energia (KEAREY *et al.*, 2002).

Os espectrômetros estão normalmente ajustados com as energias dos radioelementos de interesse geológico. Os nomes e os limites aceitos internacionalmente pela academia para estas janelas de energia são mostrados na Tabela 2.

Tabela 2: Janelas de energia de raios gama monitoradas durante a gamaespectrometria.

Janela	Nuclídeo Alvo	Energia (MeV)
Contagem total		0.410 – 2.810
Potássio (K)	^{40}K (1.460 MeV)	1.370 – 1.570
Urânio (U)	^{214}Bi (1.765 MeV) na série ^{238}U	1.660 – 1.860
Tório (Th)	^{208}Tl (2.614 MeV) na série ^{232}Th	2.410 – 2.810
Cósmico		3.0 para o infinito

Fonte: IAEA (1991).

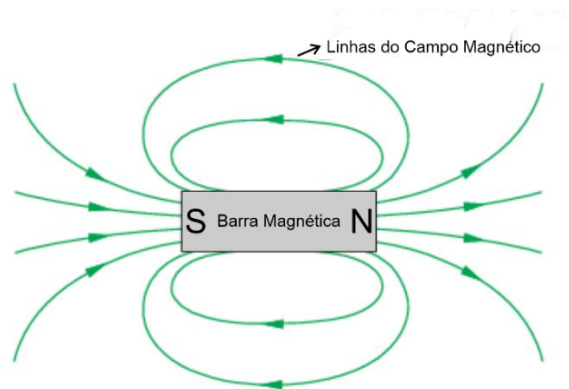
7.3. Magnetometria

O levantamento magnetométrico mede as distorções ou anomalias magnéticas que os corpos geológicos causam no campo magnético da Terra (MILSOM & ERIKSEN, 2011). Embora a maior parte dos minerais que formam as rochas sejam efetivamente não magnéticos, certos tipos de rochas contêm minerais magnéticos suficientes para produzir anomalias magnéticas significativas. Os levantamentos magnéticos podem ser efetuados em terra, no mar e no ar. A rapidez de operação dos levantamentos torna o método muito atrativo na procura de ocorrências minerais que contenham minerais magnéticos (KEAREY *et al.*, 2002).

7.3.1. Conceitos fundamentais

Segundo Kearey *et al.* (2002), nas proximidades de um ímã em barra é formado um fluxo magnético entre polos, este fluxo pode ser mapeado a partir das direções assumidas por uma pequena agulha de bússola suspensa no seu interior. O polo do ímã que tende a apontar na direção do polo norte da Terra é designado por polo positivo, que é equilibrado por um polo negativo, de força idêntica, na extremidade oposta do ímã. O campo magnético surge pelo fluxo magnético entre dois pólos ou cargas elétricas (Figura 14).

Figura 14: O fluxo magnético em volta da barra magnética.



Fonte: Dentith & Mudge (2014).

A força exercida F entre dois polos magnéticos de intensidade m_1 e m_2 separados por uma distância r é dada pela Equação 6:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R R^2} \quad (6)$$

Onde μ_0 e o μ_R são constantes correspondentes à permeabilidade magnética do vácuo e à permeabilidade magnética relativa do meio que separa os polos. Quando estes possuem cargas de sinais diferentes a força é atrativa e é repulsiva quando as cargas de sinais forem iguais.

O campo magnético B gerado por um polo de intensidade m a uma distância r do polo é definido como a força exercida sobre um polo positivo unitário nesse ponto, é descrito na Equação 7:

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R R^2} \quad (7)$$

No sistema internacional (SI) a intensidade de magnetização denotada como H é expressa em A/m. A densidade do fluxo magnético, medida sobre uma área perpendicular à direção de fluxo, é conhecida como indução magnética ou campo magnético B , que é

proporcional a H . A lei de indução de Lenz relaciona a taxa de variação do fluxo magnético em um circuito à tensão a ele associada, de forma que B é expresso em Weber (Wb/m^2). A unidade Wb/m^2 é conhecida como Tesla (T). O Tesla é uma unidade muito grande para expressar as pequenas anomalias magnéticas geradas pelas rochas, por isso é utilizado o Nanotesla (nT), que equivale a 10^{-9} T (KEAREY *et al.*, 2002).

No momento em que um corpo sofre influência de campo magnético externo ele pode adquirir uma magnetização na direção deste campo, perdida quando o material é retirado da influência deste campo. Este fenômeno é designado por magnetização induzida ou polarização magnética e resulta do alinhamento de dipolos elementares no interior do material na direção do campo. A intensidade da magnetização induzida (J_i) é proporcional à intensidade da força magnetizante H do campo indutor, onde k é a suscetibilidade magnética do material, pode ser descrita pela equação: (KEAREY *et al.*, 2002).

$$J_i = kH \quad (8)$$

7.3.2. Propriedades Magnéticas

As propriedades magnéticas de um material são determinadas pelos *spins* dos elétrons e pelos seus movimentos orbitais nos átomos, concentração de átomos ou íons magnéticos, interação entre os átomos e estrutura da rede molecular. A reação da estrutura atômica da matéria a um campo externo pode ser classificada em três tipos distintos de magnetismo: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo, relacionadas a suscetibilidade magnética do material. O ferromagnetismo é cerca de um milhão de vezes mais forte do que os demais tipos (DENTITH & MUDGE, 2014).

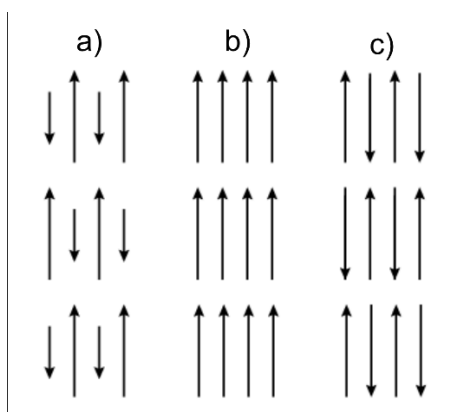
Os materiais diamagnéticos possuem uma suscetibilidade magnética baixa ou negativa, assim a magnetização ocorre no sentido oposto ao campo externo aplicado, ou seja, são materiais em que os *spins* dos elétrons atômicos são alinhados de modo a que os seus dipolos magnéticos sejam opostos ao campo magnético externo. Esse tipo de material é considerado não magnético nos ensaios geofísicos, como por exemplo os minerais quartzo e calcita. Os materiais paramagnéticos possuem uma suscetibilidade magnética positiva baixa, pois os elétrons são orientados modo a que os seus dipolos magnéticos sejam alinhados no mesmo sentido com o campo externo, os minerais dessa classe são as olivinas, piroxênios e anfibólios (DENTITH & MUDGE, 2014).

Os materiais ferromagnéticos possuem valor de suscetibilidade alta e positiva, com dipolos atômicos acoplados e paralelos, com troca de elétrons entre os átomos, processo que

resulta numa magnetização espontânea muito forte mesmo na ausência de um campo magnético externo. Ferro, cobalto e níquel são exemplos de materiais ferromagnéticos (KEAREY, 2002).

Os materiais ferromagnéticos também podem apresentar comportamento antiferromagnéticos ou ferrimagnéticos (Figura 15). Nos materiais antiferromagnéticos, como por exemplo a hematita, o acoplamento dipolar é antiparalelo, com igual número de dipolos em cada direção. Os campos magnéticos dos dipolos são cancelados, contudo, defeitos na estrutura da rede cristalina podem produzir uma pequena magnetização. Em materiais ferrimagnéticos como magnetita, o acoplamento dipolar é igualmente antiparalelo, mas a força dos dipolos em cada direção é desigual. Consequentemente, os materiais ferrimagnéticos podem apresentar uma forte magnetização espontânea e uma elevada suscetibilidade (KEAREY *et al.*, 2002).

Figura 15: Esquema da força e orientação dos elementos dipolares através dos domínios: a) ferrimagnético; b) ferromagnético; c) antiferromagnético.



Fonte: KEAREY *et al.* (2002).

7.3.3. O magnetismo das rochas

A maioria dos minerais formadores de rochas apresenta baixa susceptibilidade magnética, contudo, este atributo está relacionado a presença de pequenas proporções de minerais magnéticos. Existem apenas dois grupos geoquímicos que fornecem tais minerais: O grupo ferro–titânio–oxigênio possui uma série de soluções sólidas de minerais magnéticos que vai da magnetita (Fe_3O_4) à ulvoespinélio (Fe_2TiO_4). O grupo ferro–enxofre fornece o mineral magnético pirrotita (FeS_{1+x} , $0 < x < 0,15$), cuja susceptibilidade magnética depende da composição. A hematita (Fe_2O_3), é antiferromagnética, portanto, não gera anomalias magnética (KEAREY *et al.*, 2002).

As rochas ígneas básicas possuem alto magnetismo devido a presença do mineral magnetita, a proporção de magnetita em rochas ígneas tende a diminuir com o aumento da acidez. As rochas metamórficas possuem magnetismo variado, pois depende da formação de

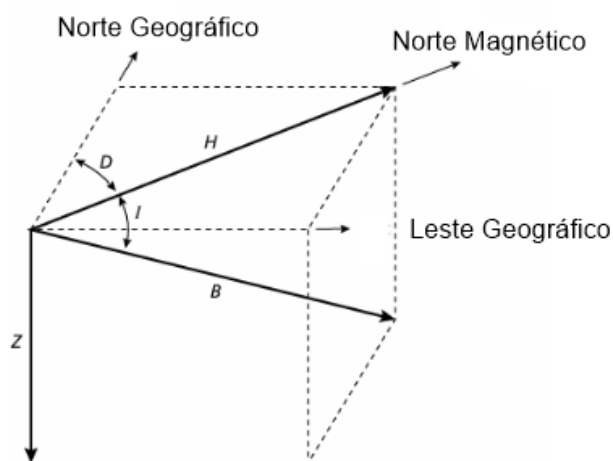
magnetita como mineral acessório durante os processos de deformação e gênese desta classe de rochas. As rochas sedimentares geralmente não são magnéticas, exceto quando em elevadas concentrações de magnetita (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

7.3.4. O campo geomagnético

Anomalias magnéticas causadas por rochas são efeitos localizados superpostos ao campo magnético normal da Terra (campo geomagnético). Os termos Norte e Sul, comumente usados para descrever a polaridade magnética, são substituídos na geofísica por positivo e negativo. A direção de um campo magnético é convencionalmente definida como a direção na qual há movimento a partir de um polo positivo (MILSOM & ERIKSEN, 2011).

Para descrever o vetor do campo magnético, utilizam-se os chamados elementos geomagnéticos (Figura 16). O vetor de campo total B possui uma componente vertical Z e uma componente horizontal H , esta última orientada na direção do norte magnético. A inclinação magnética (*dip*) de B é chamada de inclinação I do campo, e o ângulo horizontal entre o norte geográfico e o norte magnético é denominado declinação D . O valor de B (campo magnético total) varia em intensidade de cerca de 25.000 nT nas regiões equatoriais até aproximadamente 70.000 nT nos polos (KEAREY *et al.*, 2002).

Figura 16: Os elementos geomagnéticos da Terra.



Fonte: KEAREY *et al.* (2002).

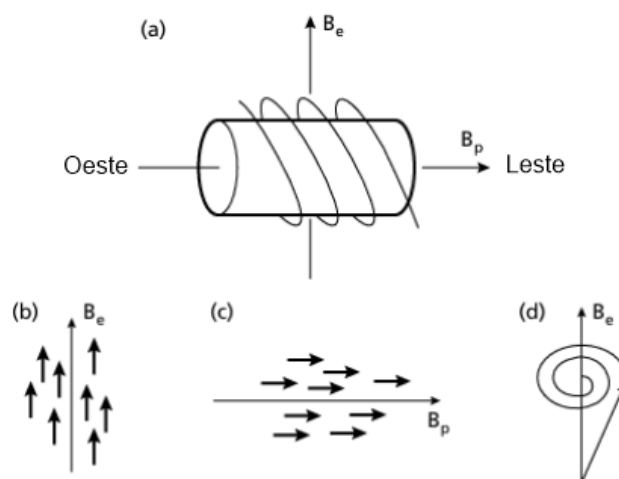
7.3.5. Instrumentos de levantamento de dados magnéticos

Os principais instrumentos utilizados no levantamento magnetométricos são: o magnetômetro *fluxgate*, magnetômetro de precessão de prótons e magnetômetro de

bombeamento ótico. O equipamento mais comumente utilizado nos levantamentos geofísicos é o magnetômetro de precessão de prótons (DENTITH & MUDGE, 2014).

Segundo Kearey *et al.* (2002), o dispositivo sensor do magnetômetro de prótons consiste em um recipiente cheio de um líquido rico em átomos de hidrogênio, como querosene ou água, rodeado por uma bobina. Aplica um campo magnético temporário para alinhar os prótons. Ao desligar esse campo, os prótons começam a precessionar (girar em espiral) ao redor do campo magnético. Essa precessão gera um sinal elétrico cuja frequência é proporcional à intensidade do campo magnético. O aparelho mede essa frequência e calcula a intensidade do campo em Nanotesla (Figura 17).

Figura 17: Princípios do funcionamento do magnetômetro de precessão de prótons.



Fonte: KEAREY *et al.* (2002).

Os magnetômetros de precessão de prótons modernos fazem uso do chamado Efeito Overhauser. É adicionado no fluido do sensor um líquido com elétrons livres em órbitas desemparelhadas. Os prótons, nesse caso, são polarizados indiretamente por meio de energia de radiofrequência, geralmente em torno de 60 MHz. As vantagens deste tipo de equipamento é que o consumo de energia desses instrumentos é de apenas cerca de 25% em comparação com os magnetômetros de prótons clássicos, o que os torna mais leves e compactos. O sinal gerado pelo fluido sensor é aproximadamente 100 vezes mais forte, que resulta em um nível de ruído muito menor; a tolerância a gradientes magnéticos é cerca de três vezes maior, e as taxas de amostragem são mais rápidas (KEAREY *et al.*, 2002).

7.3.6. Correções dos dados Magnetométricos

Para as aquisições dos dados magnetométricos é necessário retirar todas as anomalias magnéticas externas que não são associadas ao efeito magnético causado pelas rochas em profundidade, assim são aplicados alguns métodos de correções e transformações dos dados (DENTITH & MUDGE, 2014).

As Variações Diurnas, são pequenas oscilações sofridas no campo magnético devido a atividade de correntes solares, iniciado as nove horas, com um pico ao meio-dia, devido a maior incidência solar. O melhor método de correção dessas variações é utilizar um outro magnetômetro fixo que realiza medidas contínuas, enquanto é realizado a aquisição com o magnetômetro móvel, as correções consistem em ajustar a leitura do campo magnético com as variações observadas no magnetômetro da estação base, geralmente são subtraídos os valores do fixo pelo do móvel (KEAREY *et al.*, 2002).

As correções geomagnéticas removem o efeito de um campo de referência geomagnético dos dados do levantamento, assim evitam anomalias ou desvios do campo geomagnéticos. O método mais rigoroso de correção geomagnética é o uso do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), que representa um valor de referência do campo geomagnético não perturbado em termos de um grande número de harmônicas e inclui termos temporais para corrigir a variação secular (KEAREY *et al.*, 2002).

Em levantamentos realizados em áreas pequenas, é possível usar um único valor do IGRF para o centro da área. Esse valor é então subtraído de todas as medidas feitas. Nas áreas maiores, é preciso utilizar vários valores de IGRF. Nesse caso, a área é dividida em partes menores, cada uma com seu próprio valor do IGRF para o centro. Alternativamente, pode-se usar um valor de IGRF diferente para cada ponto medido, a depender do nível de precisão exigido (LUIZ, 1995).

8. Aquisição e processamento dos dados

8.1. Aquisição dos dados

O estudo realizado na ocorrência Colônia de Santa Bárbara seguiu as seguintes etapas: reconhecimento geológico, aquisição dos dados geofísicos de gamaespectrometria e magnetometria e voo de drone para gerar o modelo digital de elevação (MDE).

O reconhecimento geológico foi necessário para averiguar os tipos litológicos e contatos existentes na área, além de considerar medidas estruturais. Assim foi possível planejar a densidade de pontos e da malha amostral. A aquisição dos dados geofísicos foi baseada no método geoestatístico da malha amostral regular, com 426 pontos espaçados de 25 m, em uma área total de 43 Ha. Em cada ponto foi registrada coordenadas com DGPS, além de medida gamaespectrométrica e magnetométrica (Figura 18). A malha de 25 m foi baseada informações das dimensões dos corpos mineralizados na região de estudos, caracterizados por corpos decamétricos. O voo de drone para geração do mapa de elevação foi realizado conectado a um sistema Real Time Kinematic (RTK), com essa integração dos equipamentos foi possível ter um erro de 15 cm na altitude, o que resultou em um mapa de elevação muito fiel a realidade.

Figura 18: Mapa dos pontos da aquisição dos dados geofísicos.



Fonte: Autor.

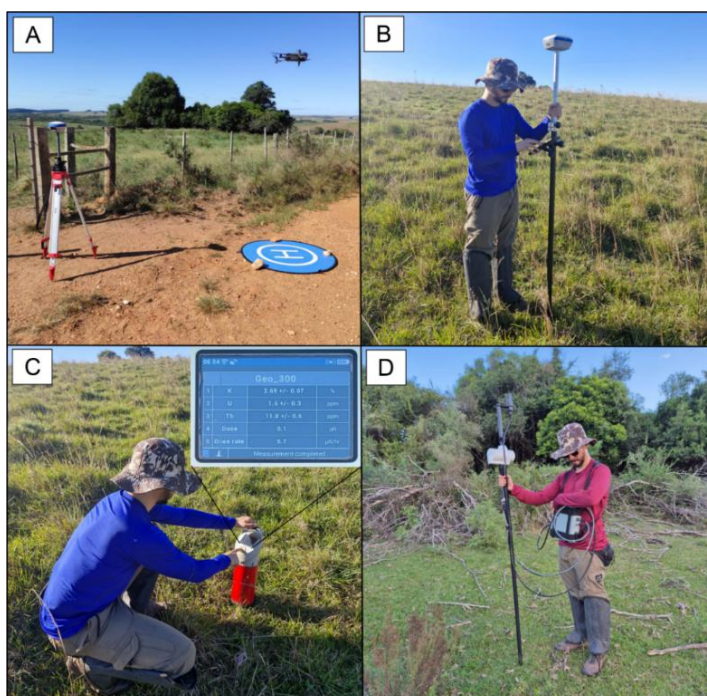
O drone DJI Mavic 3T e um receptor RTK Stonex S980 de fabricação Chinesa foram utilizados para adquirir imagens aéreas de alta resolução e dados altimétricos para a construção de uma ortofoto e de um modelo digital de elevação (MDE) (Figura 19A).

Para adquirir as coordenadas foi utilizado o DGPS Stonex S860 com tela *palm top*, dispositivo de alta precisão fabricado na Itália. Neste estudo, o erro médio de posicionamento horizontal foi de aproximadamente 50 centímetros (Figura 19B).

Os dados de espectrometria foram adquiridos com o gamaespectrômetro RS-332 *Multipurpose Gamma-Ray Spectrometer*, da *Radiation Solutions Inc.*, fabricado no Canadá (Figura 19C). O RS-332 foi projetado para medir a radiação gama natural emitida por minerais que contêm isótopos radioativos de potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). O instrumento é equipado com um detector de cintilação de germanato de bismuto (BGO), que opera em uma faixa de energia de 30 keV a 3000 keV e possui estabilização natural automática. O RS-332 oferece suporte a quatro modos distintos de operação. Neste estudo, foi selecionado o modo *Assay/Lab*, que permite leituras em tempo real das concentrações dos isótopos ^{40}K (%), ^{238}U (ppm) e ^{232}Th (ppm), em cada ponto de aquisição o tempo de leitura foi de 60 segundos.

Os dados de magnetometria foram adquiridos com magnetômetros de precessão de prótons com efeito *Overhauser*, modelo GSM-19, desenvolvidos pela *GEM Systems*, de fabricação Canadense (Figura 19D). Foi utilizado um magnetômetro móvel para aquisição dos dados e outro fixo para realizar a correção da variação diurna.

Figura 19: (A) DJI Mavic 3T drone e RTK Stonex S980; (B) DGPS Stonex S860; (C) RS-332; (D) GSM-19.



Fonte: Autor.

8.2. Processamento de dados

Para geração da ortofoto e do MDE, o receptor RTK foi sincronizado em tempo real com o drone para obter um controle posicional de alta precisão durante o levantamento, que foi realizado a uma altitude de 100 metros. Essa configuração resultou em um erro vertical médio de aproximadamente 15 centímetros. As imagens coletadas durante o voo foram processadas no software Agisoft Metashape, que gerou uma nuvem de pontos 3D. Os valores de elevação interpolados a partir dessa nuvem de pontos foram utilizados para a geração do MDE.

O processamento dos dados de gamaespectrometria envolve a aplicação de diversas correções, conforme recomendado por normas internacionais (IAEA, 1991; MINTY, 1997; MINTY *et al.*, 1997). Correções essenciais, como a correção do tempo morto e a correção da dispersão Compton (*stripping*), são aplicadas automaticamente pelo equipamento. O tempo morto é o tempo que o sensor leva para processar um evento e não pode registrar outro. A correção da dispersão Compton remove interferências espectrais, subtraindo a contribuição de energias mais altas (Th) nas janelas de energias inferiores (K e U).

Os dados gamaespectrométricos terrestres não requerem uso de filtros matemáticos, as etapas foram geração de base de dados na plataforma Oasis Montaj; geração de malha de pontos (grid) e geração dos mapas de interpolação da concentração de radioelementos potássio (K), urânio (U) e tório (Th).

Os dados magnéticos foram submetidos a correção da variação diurna, no qual são subtraídos os valores obtidos pelo magnetômetro fixo dos valores do magnetômetro móvel. As etapas de processamento dos dados magnetométricos são, geração de base de dados na plataforma Oasis Montaj, geração de malha de pontos, geração de mapa do campo total, aplicação de filtros e geração de mapas magnetométricos.

A partir das correções dos dados magnetométricos foi gerado o mapa do Campo Magnético Total (CMT). Em seguida, filtros matemáticos foram aplicados para produzir os mapas do Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Derivada Horizontal Total calculadas a partir da redução ao polo (RTP-THDR). Esses produtos filtrados são particularmente eficazes para remover o efeito externos do campo magnético global, destacar as anomalias magnéticas locais, delinear estruturas geológicas e limites litológicos.

A redução ao polo (RTP) é uma etapa de processamento que busca retirar o efeito da inclinação e declinação magnética da Terra, para que os valores obtidos em qualquer latitude sejam transformados para latitudes onde a inclinação do campo seja 90°, após a transformação, os dados podem ser analisados como tivessem sido coletados no pólo, onde a magnetização induzida pelo campo tem a direção vertical (LUIZ, 1995).

O mapa CMA foi elaborado a partir da subtração dos valores do mapa CMT pelos valores de referência do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). A remoção do campo regional é necessária para remover as interferências magnéticas externas do campo.

Os filtros matemáticos ASA e THDR foram aplicados sobre os valores brutos do CMT, para realçar a geometria dos corpos magnéticos e evidenciar locais com amplitude magnética. O filtro ASA consiste na combinação dos gradientes horizontal e vertical da anomalia. Seus resultados são dependentes da profundidade, extensão e ângulo de mergulho do corpo, destaca locais com altas amplitudes magnéticas, a equação 9 representa a fórmula do filtro ASA, onde A são valores do campo magnético anômalo ou total (BLAKELY, 1996).

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2} \quad (9)$$

O filtro THDR delimita as bordas da anomalia de maior amplitude, seus resultados para locais profundos dependem da profundidade do corpo (COPPER & COWAN, 2008). A derivada horizontal total é altamente eficaz para o mapeamento de estruturas rasas do embasamento e para a identificação de alvos de exploração mineral, a equação 10 mostra a fórmula matemática desse filtro (VERDUZCO *et al.*, 2004).

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (10)$$

A interpolação dos dados espaciais para gerar os mapas 2D foi realizado a partir do método estatístico da mínima curvatura (BRIGGS, 1974), implementado no software *Oasis Montaj* da *Geosoft*. Esta técnica determinística é adequada para gerar superfícies contínuas a partir de pontos de dados dispostos de forma regular. Os mapas resultantes apresentam linhas de contorno suaves e contínuas, que proporciona uma representação interpretável dos dados geofísicos. Segundo Landim (2000), esse método é contínuo aos pontos de dados regularmente distribuídos no qual equações diferenciais ajustam uma superfície. São efetuados cálculos de derivação repetidamente até que seja alcançada uma diferença (convergência ou tolerância) entre os valores amostrados e os estimados, os mapas gerados apresentam contornos muito suaves, o que resulta em um mapa de suavização.

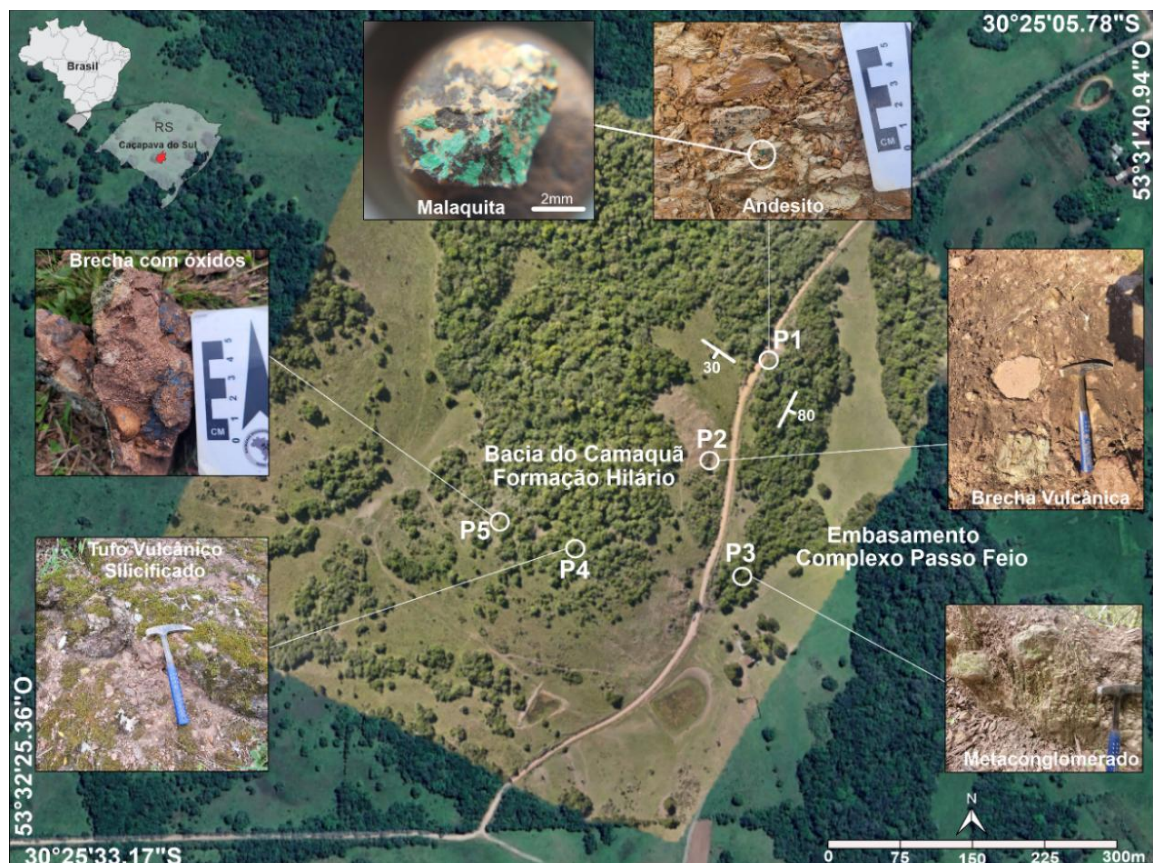
9. Resultados e Discussões

O mapeamento geológico realizado na área de estudo revelou uma variedade de unidades litológicas e evidências de mineralização de cobre hospedada nas rochas vulcânicas da Formação Hilário. As litologias identificadas incluem andesitos (P1), brechas vulcânicas (P2 e P5), tufos vulcânicos silicificados (P4) e metaconglomerados (P3) (Figura 20).

Os andesitos apresentam foliação bem desenvolvida e fraturamento com duas orientações principais para NW-SE e NE-SW. Essas rochas exibem disseminações localizadas de malaquita e óxidos de manganês, indicativas de processos metalogenéticos associados à mineralização de cobre. As brechas vulcânicas contêm clastos angulares a subarredondados inseridos em uma matriz enriquecida com óxido de ferro.

Tufos vulcânicos silicificados ocorrem predominantemente nos altos estruturais da área de estudo e são caracterizados por silicificação pervasiva, que forma afloramentos maciços e resistentes. Em contraste, os metaconglomerados, atribuídos ao Complexo Passo Feio e interpretados como parte do embasamento, ocorrem em área mais baixas da topografia e não apresentam evidências de mineralização na área pesquisada.

Figura 20: Mapa dos pontos geológicos. (P1) Andesito com malaquita; (P2) Brecha vulcânica; (P3) Metaconglomerado; (P4) Tufo vulcânico silicificado; (P5) Brecha vulcânica com óxidos de ferro.



Fonte: Autor

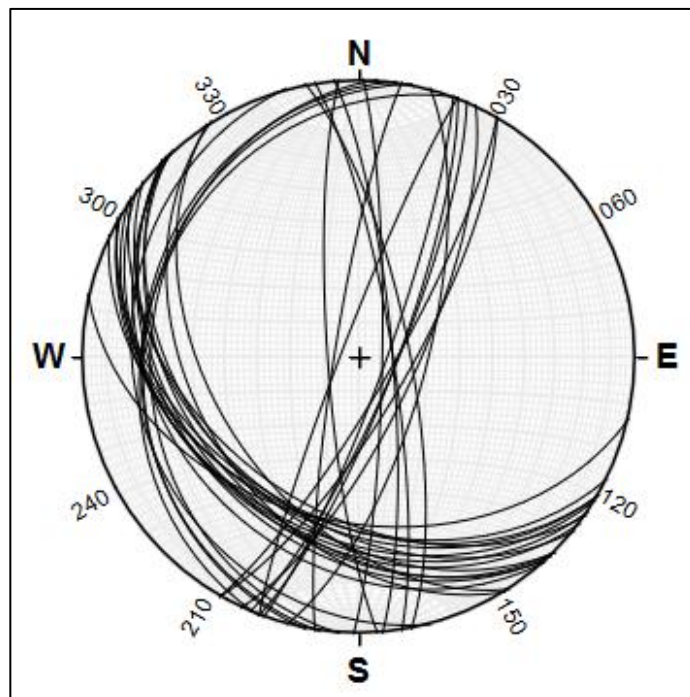
A análise estrutural foi realizada em conjunto com a etapa de mapeamento geológico, foram obtidas um total de 35 medidas estruturais que permitiram analisar que as rochas vulcânicas possuem direções preferenciais de foliação e fraturas. As medidas estruturais foram obtidas com o auxílio de uma bússola do tipo *Clar* e processadas no software *Stereonet* e agrupadas em um estereograma, para possibilitar uma melhor discussão dos dados.

As medidas estruturais realizadas nos andesitos mostram duas famílias de foliação e uma família de fratura. A principal família de foliação possui atitude 225/30, variando o azimuth entre 210 a 240°. E a secundária com atitude 270/25 variando o azimuth entre 250 e 290°. A família de fratura possui atitude 115/80 variando o azimuth entre 80 e 120°. As foliações possuem um ângulo de mergulho de 30° e a fratura possui ângulo de 80°, os fraturamentos verticais são respostas dos alívios de tensão onde a força principal é inclinada (Figura 21).

O contexto geológico da região de estudo mostra que os *trends* estruturais relacionados com falhas regionais e zonas de cisalhamento apresentam orientações NW-SE e NE-SW, assim as medidas obtidas em campo coincidem os dados regionais da literatura.

Essas estruturas estão relacionadas com as mineralizações de cobre da BC, pois através dessas discontinuidades que os fluidos hidrotermais circularam para formar os depósitos de cobre e ouro. As ocorrências de malaquita disseminada observadas nos andesitos foliados e fraturados corrobora para essa teoria do controle estrutural das mineralizações.

Figura 21: Estereograma das medidas estruturais - N:35



Fonte: Autor

O levantamento geofísico por gamaespectrometria possibilitou a geração de mapas de concentração dos radioelementos potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th), que serviram para análise e interpretação de relações com elementos geológicos e metalogenéticos locais.

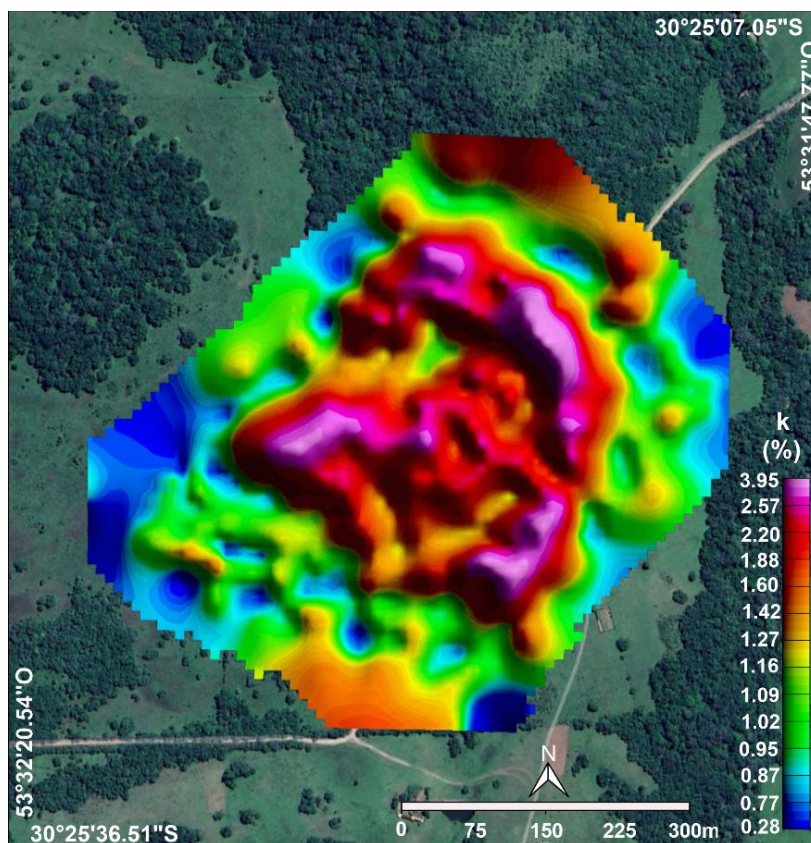
O potássio é um elemento litófilo e incompatível, que ocorre predominantemente em minerais de feldspato presentes em rochas graníticas e vulcânicas. O tório é um elemento actínídeo de abundância relativamente baixa na crosta terrestre, tipicamente na forma de minerais acessórios, altamente resistentes ao intemperismo, com concentração geralmente expressa em partes por milhão (ppm). O urânio é um elemento actínídeo, quimicamente mais reativo e presente na crosta terrestre em concentrações geralmente medidas em ppm, mais móvel que o tório, especialmente em condições supergênicas e hidrotermais, e pode ser encontrado tanto em minerais portadores de urânio quanto em minerais acessórios (DICKSON & SCOTT, 1997; IAEA, 2003).

Processos de alteração hidrotermal podem afetar significativamente o conteúdo de radioelementos nas rochas hospedeiras. Potássio e tório são particularmente suscetíveis ao enriquecimento ou empobrecimento durante eventos metalogenéticos, que reflete mudanças nos minerais e nas interações entre fluidos e rochas. Essas variações podem servir como indicadores valiosos na identificação de zonas alteradas e alvos potenciais de mineralização (DICKSON & SCOTT, 1997; IAEA, 2003; MCSWEEN, 2003; DENTITH & MUDGE, 2014).

As concentrações de potássio (K), expressas em porcentagem (%), variam de 0.28% a 3.95% (Figura 22). Na porção central do mapa foi observado uma anomalia circular distinta, com concentrações entre 1.42% e 3.95%, que coincide com o alto topográfico. Essa zona corresponde a rochas vulcânicas, como tufos silicificados e brechas. Esta assinatura pode refletir alteração hidrotermal potássica. A alteração potássica é especialmente comum e importante em sistemas de mineralização estilo pórfiro e epitermal, como já visto na literatura mencionada no capítulo sobre metalogenia, esses sistemas metalogenéticos formaram as mineralizações de Cu (Au) nas rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã.

As áreas ao redor da anomalia circular são caracterizadas por valores mais baixos de potássio, entre 0.28% e 1.42%, que correspondem a rochas metassedimentares, sem indícios de mineralização, estão relacionadas com o embasamento da BC.

Figura 22: Mapa de interpolação 2D da concentração de potássio (K)



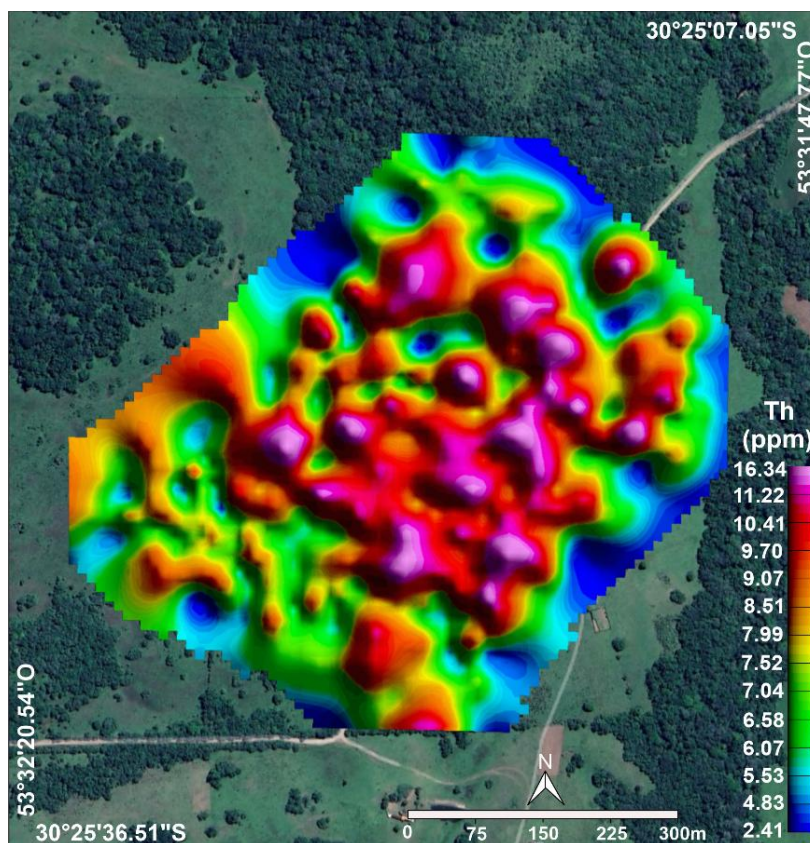
Fonte: Autor

As concentrações de tório (Th), expressas em partes por milhão (ppm), variam de 2.41 ppm a 16.34 ppm (Figura 23). Uma ampla zona com valores elevados de tório, entre 8.51 e 16.34 ppm, também é observada na porção central do mapa, embora sua distribuição espacial seja mais difusa em comparação ao potássio. Esse enriquecimento pode ser resultado de processos hidrotermais que introduziram ou concentraram tório nas rochas vulcânicas.

A forte silicificação identificada nos tufos vulcânicos reforça essa hipótese, devido a intensa circulação de fluidos ricos em sílica. A presença de malaquita disseminada nos andesitos e óxidos de ferro nas brechas vulcânicas indica ainda que uma atividade hidrotermal afetou as rochas hospedeiras e contribuiu para a mineralização. A malaquita é um carbonato de cobre que é formada por processos de alteração química supergênica sobre uma ocorrência de sulfeto de cobre, sua presença pode indicar que a área possui depósitos filonianos em profundidade.

Os valores mais baixos de tório, entre 2.41 e 8.51 ppm, foram observados nas bordas do mapa, ao redor da zona com valores elevados de tório, estão associados a rochas metassedimentares, sem indícios de mineralização.

Figura 23: Mapa de interpolação 2D da concentração de tório (Th).

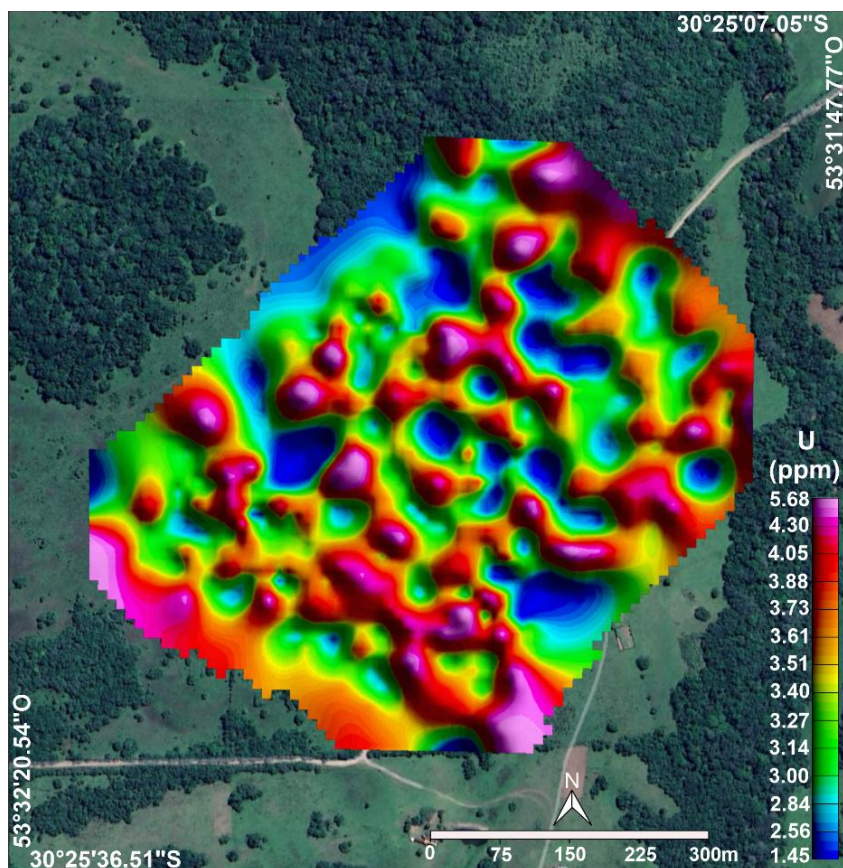


Fonte: Autor

As concentrações de urânio (U), também expressas em partes por milhão (ppm), variam de 1.45 ppm a 5.68 ppm (Figura 24). Valores elevados de urânio, entre 3.61 e 5.68 ppm, aparecem dispersos ao longo da área de estudo, desse modo exibe um padrão de distribuição distinto daquele observado para o potássio e o tório. Isso sugere que minerais portadores de urânio podem ter sido mobilizados por processos de intemperismo, especialmente pela ação de águas superficiais, e redepositados em áreas baixas do relevo, como vales. Essa característica de ocorrência mais dispersa do U não delimitou locais relacionados com as ocorrências minerais, contudo possibilitou a discussão de como os processos intempéricos remobilizam e transportam os minerais presentes nas rochas e como isso reflete em sua distribuição no relevo.

Os valores elevados de urânio também são encontrados em altos topográficos que reflete zonas mais resistentes à erosão mecânica e, portanto, capazes de reter concentrações de urânio. Por outro lado, valores mais baixos de urânio, entre 1.45 e 3.61 ppm, em zonas elevadas, podem indicar lixiviação e remoção do urânio pelo escoamento superficial.

Figura 24: Mapa de interpolação 2D da concentração de urânio (U).

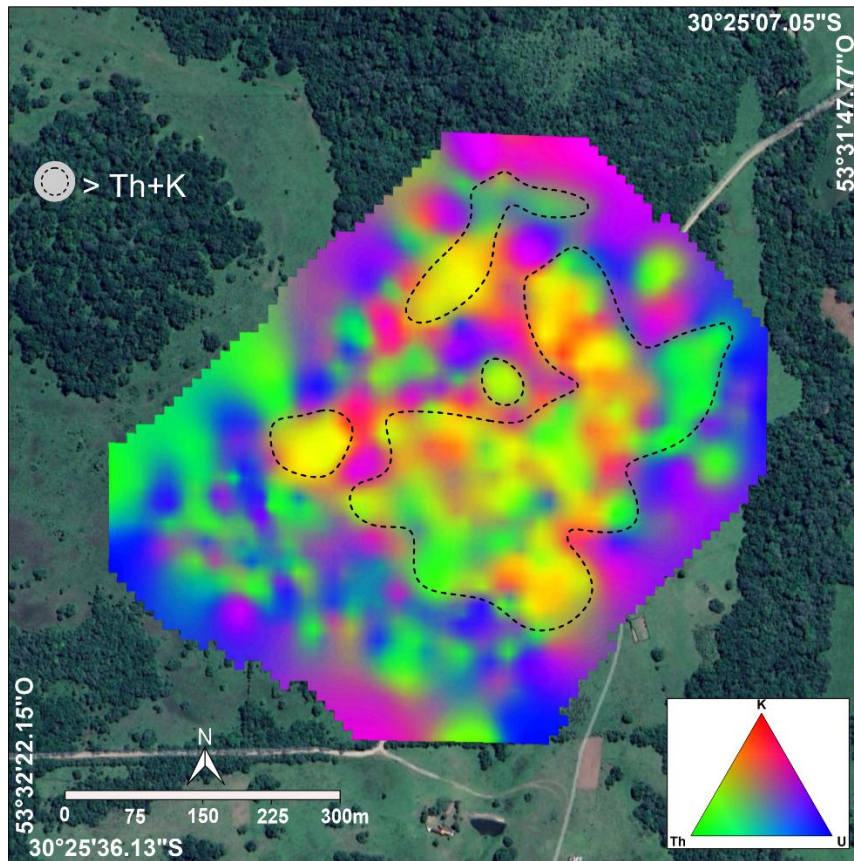


Fonte: Autor

O mapa ternário (Figura 25) mostra de forma combinada as regiões com as concentrações dos elementos potássio (K), tório (Th) e urânio (U). No centro do mapa é possível visualizar uma área circular, essa geometria é semelhante as rochas vulcânicas, mapeadas principalmente pelas anomalias com valores mais elevados de K e Th, que são caracterizados neste mapa pelas cores vermelho, amarelo e verde. As cores roxa e azul também aparecem de modo mais disperso, contornando as rochas vulcânicas, elas representam as áreas com maior concentração de urânio.

As concentrações elevadas de potássio e tório podem indicar locais que sofreram processos de alterações hidrotermais, esses processos podem alterar as composições químicas originais das rochas que hospedam as mineralizações de cobre. A região central destacada apresentou locais pontuais de ocorrência do minério disseminado em superfície, que está hospedado nas rochas vulcânicas, na forma de malaquita e óxidos de ferro.

Figura 25: Mapa de interpolação 2D ternário e região em destaque para Th+K

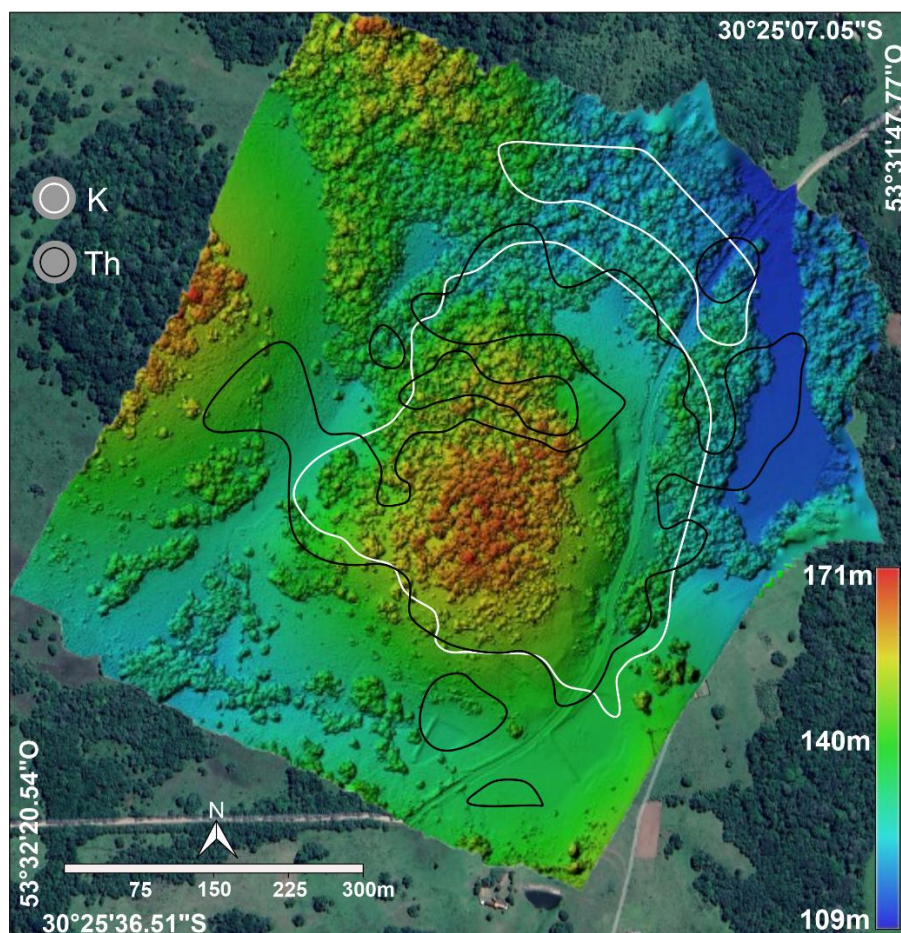


Fonte: Autor

Os levantamentos com drone possibilitaram a geração de um modelo digital de elevação (MDE) de alta resolução, que foi utilizado para a análise das feições geomorfológicas do terreno (Figura 26). Limites correspondentes às áreas com concentrações elevadas de potássio e tório foram sobrepostos ao MDE. Essa integração espacial revelou que ambos os elementos estão concentrados nos altos topográficos, os quais correspondem a rochas vulcânicas que apresentam intensa silicificação e maior resistência tanto ao intemperismo físico quanto químico.

O mapa também indicou que a zona de contato entre as unidades vulcânicas e metassedimentares está associada a rupturas morfológicas de declive, que evidencia um limite estrutural ou litológico. Em contraste, o urânio não apresentou um padrão espacial bem definido, devido à sua alta mobilidade em condições de intemperismo. Consequentemente, o urânio foi preferencialmente transportado e depositado em áreas de menor relevo e acumulou nos vales.

Figura 26: Modelo Digital de Elevação com halos dos valores elevados de K e Th.



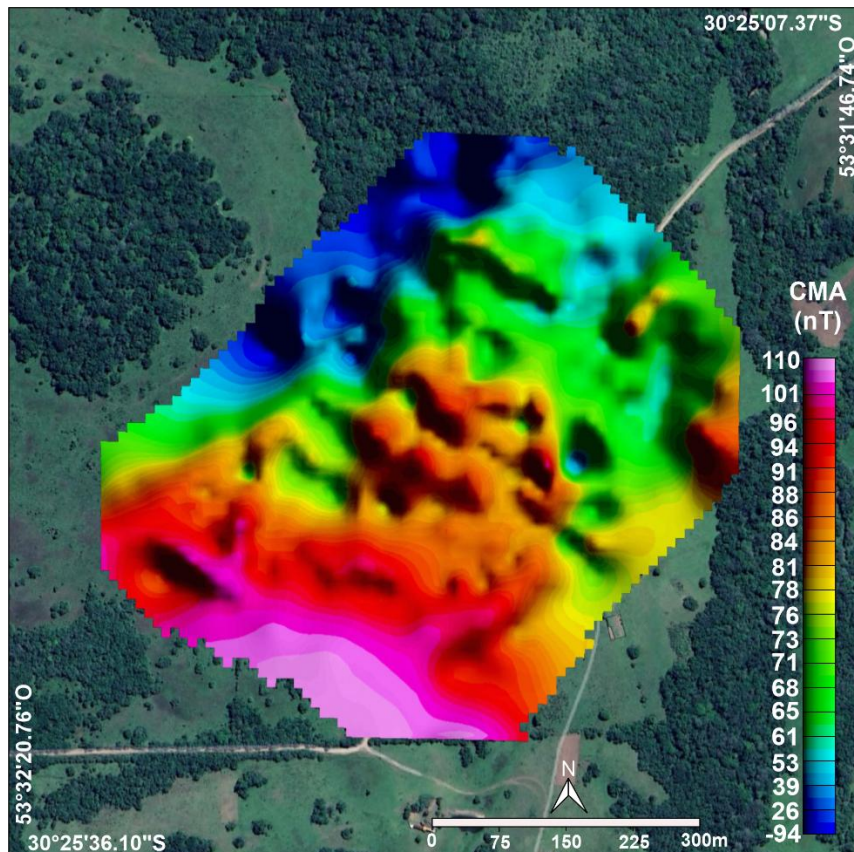
Fonte: Autor

A investigação geofísica realizada por meio da magnetometria possibilitou a geração de diversos produtos, como o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), a Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e a Derivada Horizontal Total calculada a partir dos dados RTP (RTP-THDR). O mapa CMA representa a resposta magnética integrada de todas as fontes, desde anomalias superficiais até estruturas mais profundas na crosta terrestre. Em contraste, os mapas ASA e THDR (RTP) são filtros que realçam a resposta de fontes mais rasas (200 m) e evidenciam bordas estruturais e contatos litológicos (KEAREY *et al.*, 2002; LI, 2006).

O mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) apresenta valores de intensidade magnética em Nanotesla (nT), varia de -94 nT a 110 nT (Figura 27). Um domínio magnético com valores entre 81 nT e 94 nT foi delimitado na porção central da área de estudo. Essa zona exibe geometria circular e coincide espacialmente com a distribuição das rochas vulcânicas, que também estão associadas a concentrações elevadas de potássio e tório. No setor norte da área, foi identificado um domínio de baixa magnetização (-94 a -73 nT), enquanto no setor sul foi observado um domínio de alta magnetização (94 a 110 nT). Esses domínios provavelmente

representam a borda dipolar de fontes magnéticas, cuja interpretação apenas pelo mapa CMA são inconclusivas devido à ambiguidade inerente aos dados do campo magnético total na identificação de estruturas rasas. Desse modo, foi elaborado o mapa de ASA, que apresentou uma resposta geofísica mais adequada para a área de estudo.

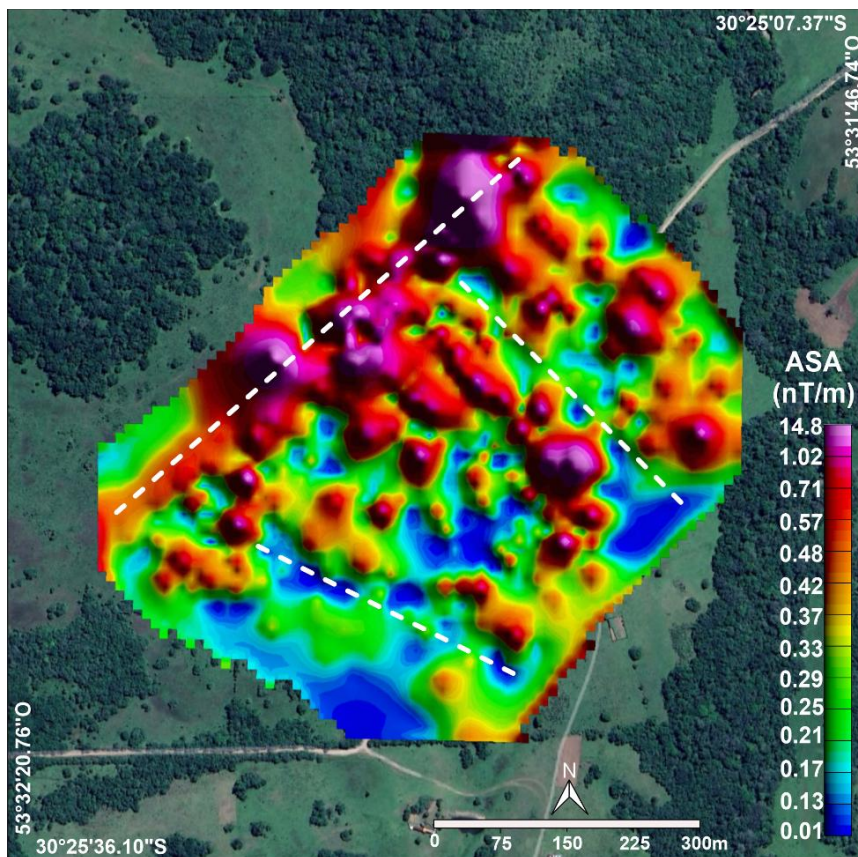
Figura 27: Mapa de interpolação 2D magnetométrico CMA.



Fonte: Autor

O mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) apresenta valores expressos em Nanotesla por metro (nT/m), varia de 0.01 a 14.8 nT/m. A análise dos dados de ASA revela dois domínios magnéticos distintos. O primeiro domínio, com valores entre 0.01 e 1.02 nT/m, representa a resposta magnética de litologias fracamente magnéticas, correspondentes às rochas vulcânicas e metassedimentares não mineralizadas. O segundo domínio, com valores entre de 1.02 a 14.8 nT/m, indica amplitude magnética significativamente mais elevada. Esse contraste pronunciado sugere a presença de alvos com reforço magnético, potencialmente associados a estruturas mineralizadas ao longo de contatos litológicos ou limites estruturais, próximos à região central da área de estudo. Esses lineamentos magnéticos podem corresponder a veios mineralizados mais profundos, controlados por falhas com direções NW-SE e NE-SW, em concordância com os dados estruturais obtidos durante o mapeamento geológico (Figura 28).

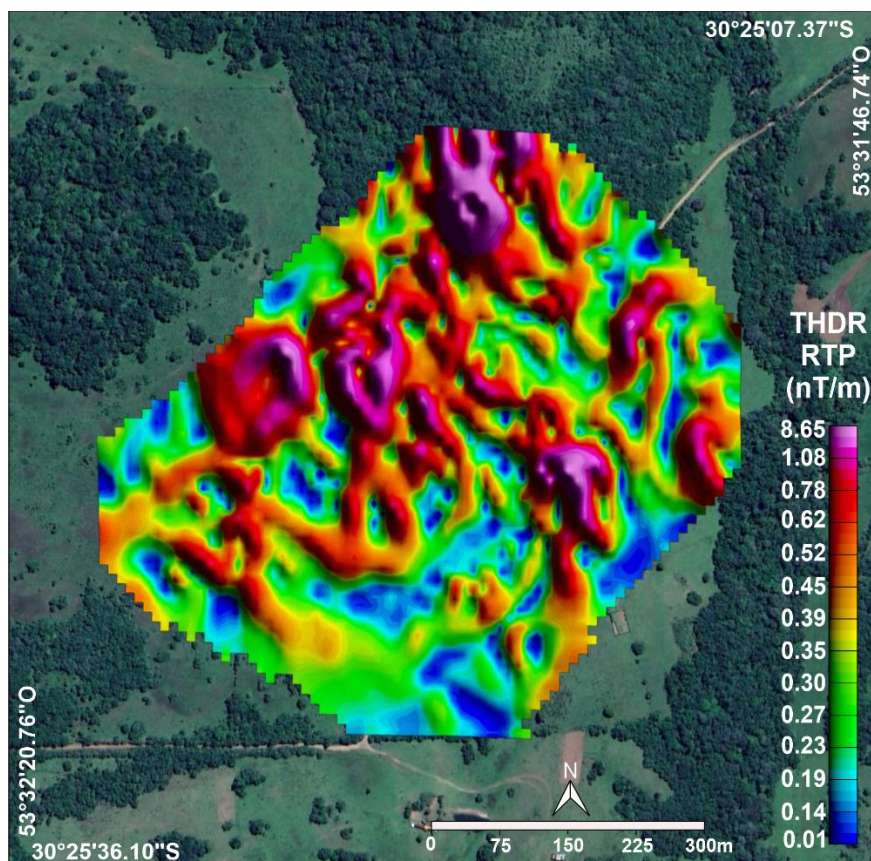
Figura 28: Mapa de interpolação 2D magnetométrico ASA e lineamentos magnéticos.



Fonte: Autor

O mapa da Derivada Horizontal Total (THDR) calculada a partir dos dados reduzidos ao polo (RTP) também apresenta valores em Nanotesla por metro (nT/m), varia de 0.01 a 8.65 nT/m (Figura 29). A interpretação do mapa THDR (RTP) permite identificar três domínios magnéticos. O primeiro domínio (0.01 a 0.35 nT/m) e o segundo domínio (0.35 a 0.78 nT/m) estão associados a rochas fracamente magnéticas, principalmente unidades vulcânicas e metassedimentares. No segundo domínio, particularmente na porção sul do mapa, são visíveis feições lineares com direção NE-SW, alinhados com sistemas de falhas regionais conhecidos. O terceiro domínio, que abrange valores entre 0.78 e 8.65 nT/m, apresenta um aumento notável no gradiente magnético. Essas zonas de alto gradiente podem corresponder a veios mineralizados, possivelmente compostos por sulfetos, localizados em profundidade. A associação espacial dessas anomalias com rupturas topográficas e seu alinhamento magnético com orientações de falhas regionais sustentam a hipótese de uma mineralização controlada estruturalmente ao longo das bordas das unidades vulcânicas.

Figura 29: Mapa de interpolação 2D magnetométrico THDR (RTP).

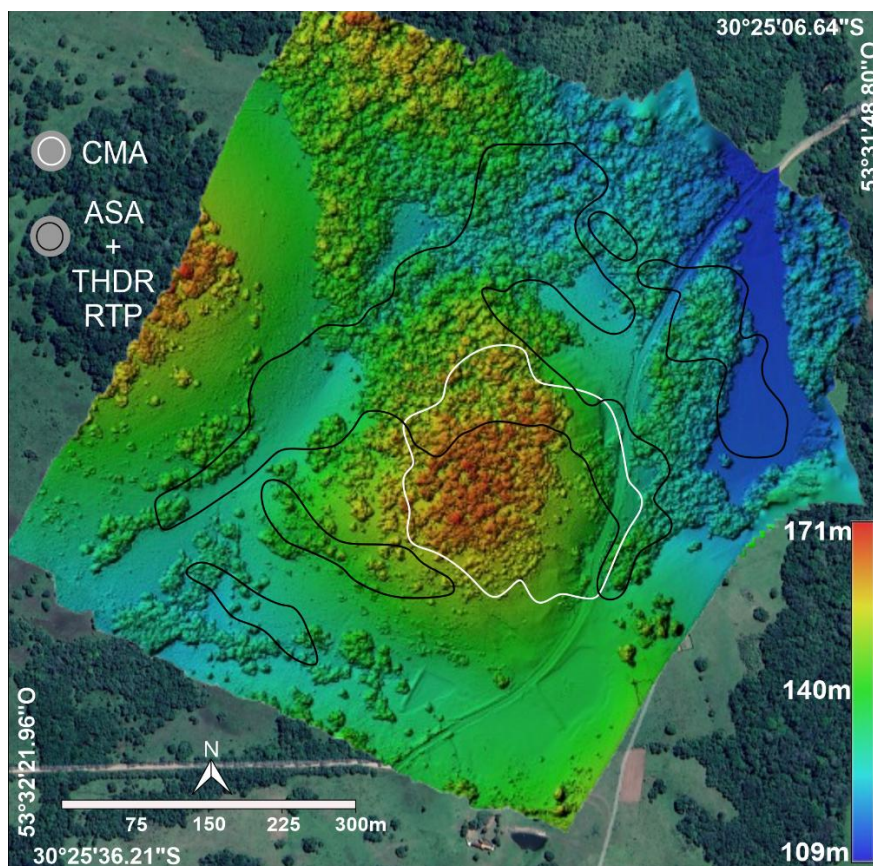


Fonte: Autor

Os levantamentos com drone geraram um modelo digital de elevação (MDE) de alta resolução, o que possibilitou uma análise integrada dos dados magnetométricos em relação à geomorfologia da região (Figura 30). No mapa CMA, a anomalia magnética central está confinada a um alto topográfico com um padrão espacial semelhante ao observado no mapa de potássio (K), essa área corresponde a rochas vulcânicas. Em contraste, as anomalias observadas nos mapas de ASA e THDR apresentam uma distribuição mais linear, especialmente ao longo de quebras topográficas e nos limites das unidades vulcânicas. Esse alinhamento sugere a presença de um sistema de falhas, delineado por ambos os mapas.

A interpretação geofísica identificou dois possíveis tipos de mineralização de cobre na área de estudo: mineralização disseminada rasa e mineralização filoniana profunda. O mapeamento prévio realizado por BOCCHI (1970) já havia identificado a ocorrência de mineralização de cobre disseminada na ocorrência Santa Bárbara, principalmente na forma de malaquita. O presente estudo confirma a presença de mineralização disseminada e fornece novas evidências que indicam um alto potencial de ocorrência de mineralização filoniana mais profunda controlada estruturalmente.

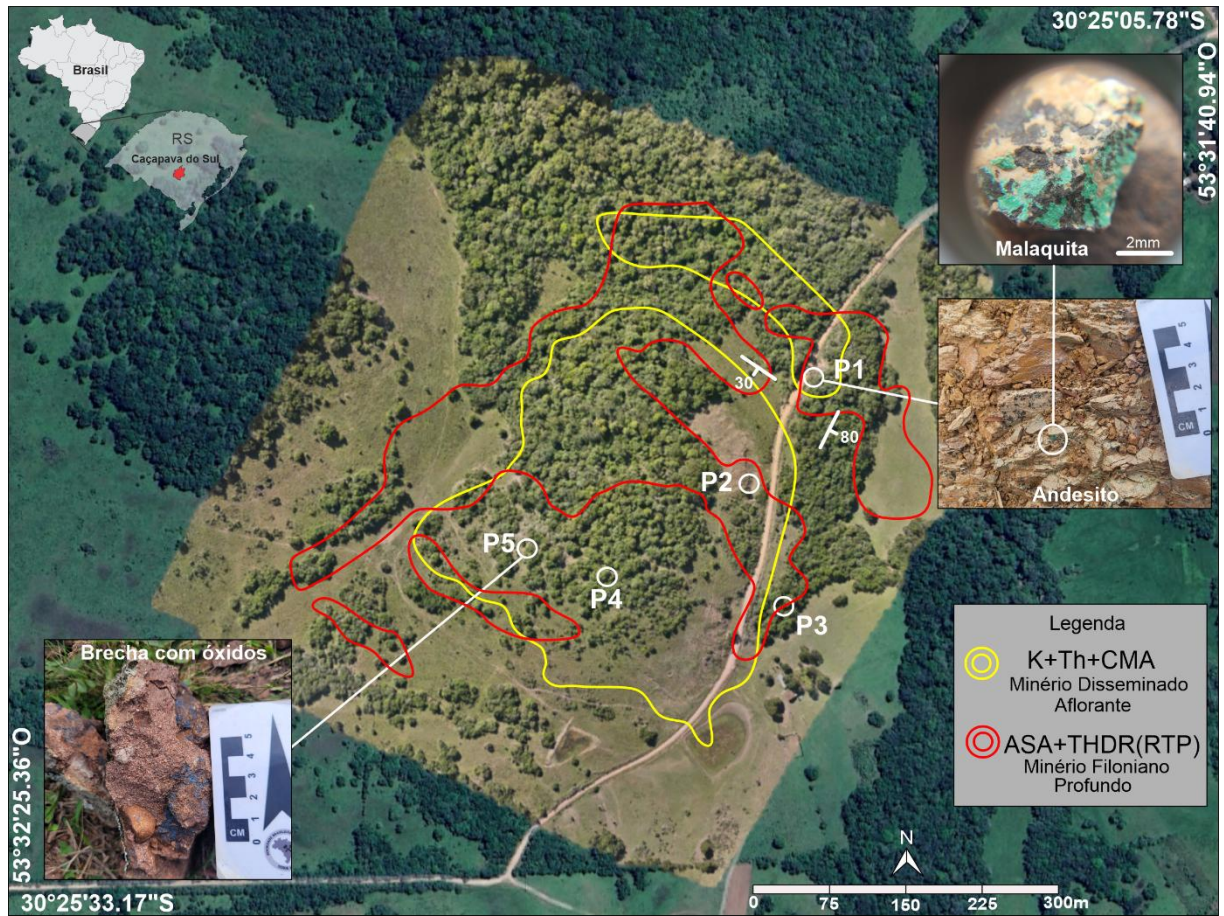
Figura 30: Modelo Digital de Elevação com halos dos valores magnetométricos altos.



Fonte: Autor

Na ocorrência Colônia Santa Bárbara, o minério disseminado é caracterizado por altas concentrações de potássio (1.42–3.95%), concentrações elevadas de tório (8.51–16.34 ppm) e intensidades magnéticas intermediárias no mapa de CMA (81–94 nT). Essa mineralização é aflorante e está associada à ocorrência localizada de malaquita em andesitos e óxidos de ferro em brechas vulcânicas. Em contraste, a mineralização do tipo filoniana é inferida a partir de zonas com altos valores do gradiente magnético observados nos mapas de ASA (1.02–14.8 nT/m) e THDR (RTP) (0.78–8.65 nT/m). Essas anomalias são interpretadas como alvos profundos, alinhados segundo sistemas de falhas com direção NE-SW e NW-SE, que coincidem com tendências estruturais regionais. Os contrastes magnéticos acentuados em relação às rochas encaixantes sugerem sulfetos de cobre hospedados ao longo dessas zonas de falha. A Figura 31 delimita as zonas com maior potencial de mineralização dentro da área de estudo, desse modo representa um alvo promissor para futuras atividades de exploração.

Figura 31: Mapa das áreas potenciais para mineralização disseminada e filoniana. (P1) Andesito com malaquita; (P2) Brecha vulcânica; (P3) Metaconglomerado; (P4) Tufo vulcânico silicificado; (P5) Brecha vulcânica com óxidos de ferro.



Fonte: Autor

10. Considerações finais

A Bacia do Camaquã é uma província mineral caracterizada por alta complexidade geológica e metalogenética. Estudos anteriores sugerem que sistemas magmático-hidrotermais descrevem melhor a evolução metalogenética da região, com ênfase em modelos de mineralização do tipo filoniano e epitermal. Nesse contexto, inúmeras ocorrências minerais permanecem pouco estudadas e necessitam da aplicação de metodologias de exploração avançadas e tecnológicas. A geofísica é uma ciência que, por meio de análises indiretas, desempenha um papel fundamental na detecção de corpos mineralizados em profundidade.

O levantamento geofísico realizado neste estudo possibilitou a identificação de contatos litológicos, zonas de alteração hidrotermal, feições estruturais e áreas mineralizadas em cobre. A gamaespectrometria, particularmente por meio da análise das concentrações de potássio e tório, permitiu delinear limites litológicos e a expressão superficial de mineralizações disseminadas. A magnetometria por meio dos filtros ASA e THDR (RTP) revelou sistemas regionais de falhas e evidências de alvos prospectivos associados a mineralizações filonianas controladas por estruturas. Adicionalmente, o modelo digital de elevação (MDE) destacou as feições geomorfológicas da área, em especial a associação espacial entre elevações topográficas e as rochas vulcânicas silicificadas. E também forneceram informações adicionais sobre a mobilidade geoquímica dos radioelementos em relação ao relevo.

A aplicação integrada de métodos geofísicos na área de Santa Bárbara, localizada no estado do Rio Grande do Sul, mostrou-se eficaz na exploração de cobre e na reavaliação de ocorrências minerais. Além de confirmar a presença de minério de cobre disseminado por meio de indicadores de mineralização em superfície, como a presença de carbonato de cobre (malaquita), zonas silicificadas e impregnações de óxidos de ferro, o estudo também revelou um potencial alvo prospectivo em subsuperfície, associado a mineralizações filonianas ainda não identificadas anteriormente. Assim, este estudo apresenta um arcabouço metodológico para o uso de técnicas geofísicas integradas na exploração e reavaliação de depósitos de cobre.

O estudo foi conduzido com base em mapeamentos regionais e locais, indicadores de mineralização superficial, modelos metalogenéticos regionais para cobre e investigações geofísicas, com o objetivo de delimitar um alvo prospectivo.

Devido à ausência de dados geoquímicos de superfície e poucas informações de furos de sondagem, recomenda-se que, em futuras investigações detalhadas, sejam realizados levantamentos geoquímicos sobre as zonas de minério disseminado, como amostragem sistemática de solo, abertura de trincheiras e sondagens rasas. No caso de mineralizações

filonianas, sugere-se a aplicação de métodos geofísicos elétricos, em especial a Polarização Induzida (IP), sobre as anomalias ASA e THDR (RTP). Estas devem ser complementadas por análises de geologia estrutural, com objetivo de orientar a execução de furos inclinados e mais profundos, com o objetivo de interceptar veios de sulfetos de cobre.

Por fim, a pesquisa traz uma estratégia diferente e inovadora para estudos de ocorrências minerais, baseado na aquisição integrada de dados entre métodos geofísicos terrestres e modelos digitais de elevação de alta resolução na ocorrência mineral investigada.

11. Referências bibliográficas

- ABRAHAM E. M., ONWE, M. R., USMAN A. O., GWAZAH, C. A., UCHENNA, M. E. (2022). Mapping of mineral deposits within granitic rocks by aeromagnetic data—a case study from Northern Nigeria. *Arabian Journal of Geosciences* 15:1656. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10947-0>.
- AKINGBOYE, A.S., BERY, A.A., OGUNYELE, A.C., DICK, M.D., ALE, T.O., TITUS, E.A. (2025). Magnetic-Assisted Radiometric, Speciation, and Environmental Studies of an Orogenic Gold Terrain: Okpella, Igarra Schist Belt, SW Nigeria. *Earth Systems Environment*. <https://doi.org/10.1007/s41748-025-00675-2>.
- ALHUMIMIDI, M. S.; ABOUD, E.; ALQAHTANI, F.; AL-BATTAHIEN, A.; SAUD, R.; ALQAHTANI, H. H.; ALJUHANI, N.; ALYOUSIF, M. M.; ALYOUSEF, K. A. (2021). Gamma-ray spectrometric survey for mineral exploration at Baljurashi area, Saudi Arabia. *Journal of Radiation Research and Applied Sciences*, Volume 14, Issue 1, Pages 82-90, ISSN 1687-8507.
- ALVES, L.L., MOREIRA, C.A., ARAÚJO, A.F., ILHA L.M., OLIVEIRA, J.P.P., KUMAIRA, S., HANSEN, M.F & MASQUELIN, H. (2025). Gamma-ray spectrometric evaluation in watersheds with gold anomalies in stream sediments, Passo Feio Complex, Caçapava do Sul region (Brazil). *Discover Geoscience* 3, 58. <https://doi.org/10.1007/s44288-025-00170-1>.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 18:1-29.
- BLAKELY, R. J., (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 464 p.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., MASQUELIN, H., HARARA, O.M., REIS NETO, J.M. & PRECIOZZI PORTA, F., (2000). The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (Ed.). *INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, CNPq, p. 311-334.
- BETTENCOURT, J.S. (1972). *A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado*. Universidade de São Paulo. 175 pp.
- BITENCOURT, M. F. (1983a). Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e Relações com o Corpo Granítico. In: Atas do 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, p. 37-48.
- BITENCOURT, M. F. (1983b). *Geologia, Petrologia e Estrutura do Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 161p. Master Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.
- BHP. (2024). BHP Insights: How copper will shape our future. Available online: <https://www.bhp.com/news/bhp-insights/2024/09/how-copper-will-shape-our-future> (Accessed on: 09/06/2025).
- BRIGGS, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1), 39-48.
- BOCCHI, P. R. (1970). Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 245.
- BORBA, A. W. (2006). *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.
- CHEMALE JUNIOR, F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.13 - 52.
- COSTA, E. O. da, BITENCOURT, M. F., TENNHOLM, T., KONOPÁSEK, J., MOITA, T. de F. (2021). P-T-D evolution of the southeast Passo Feio Complex and the meaning of the Caçapava Lineament, Dom Feliciano Belt,

southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Volume 112, Part 1. 103465, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103465>.

COPPER, G. R. J.; COWAN, D. R., (2008). Edge enhancement of potential field data using normalized statistics. *Geophysics*. vol. 73, no. 3

CPRM (1995). Passo do Salsinho: folha SH.22-Y-A-I-4; Rio Grande do Sul. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, (CPRM), 372 p.

DENTITH, M. & MUDGE, S. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University. Press. 516p. ISBN 978-0-521-80951-1.

DICKSON, B.L & SCOTT, K.M. (1997). Interpretation of aerial gamma ray surveys-adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*.17(2), p. 187- 200. b

EVANS, A. M. (1993). *An introduction ore geology and industrial minerals*. Malden: Blackwell Publishing, p. 403.

GAAFAR, I. (2015). Application of gamma ray spectrometric measurements and VLF-EM data for tracing vein type uranium mineralization, El-Sela area, South Eastern Desert, Egypt, *NRIAG. Journal of Astronomy and Geophysics*. 4(2), pp. 266-282. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2015.10.001>.

GOBASHY, M.M., MEKKAWI, M.M., ARAFFA, S.A.S., ELDIN M.M. & KHALIL, M. A. (2023). Magnetic Signature of Gold Deposits: Example from Um Garayat Region, South Eastern Desert, Egypt. *Pure and Applied Geophysics*. 180, (1053–1080). <https://doi.org/10.1007/s00024-023-03228-8>.

GOBASHY, M. M., EL-SADEK, M. A., MEKKAWI, M. M., ARAFFA S. A. S., ELDIN M. E & KHALIL M. H. (2024). Radiometric characteristics of some metallic ores and nonmetallic deposits: an example, Wadi Al-Allaqi, South Eastern Desert, Egypt. *Scientific Reports* 14, 2443. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-52912-9>.

HARTMANN, J.A.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D.; PHILLIP, R.P. (1998). Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, Punta Del Este, Actas... Punta Del Este, p. 227-284.

HARTMANN, L.A., LEITE, J.A.D., SILVA, L.C., REMUS, M.V.D., MCNAUGHTON, N.J., GROVES, D.I., FLETCHER, I.R., SANTOS, J.O.S., VASCONCELLOS, M.A.Z., (2000). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829–844.

HARTMANN, L.A; CHAMALE JR, F; PHILIPP P.A. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré Cambriano. In: 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências (UFRGS). Contribuições / Editores: Roberto Iannuzzi; José Carlos Frantz. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, p.97-124.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.; NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R. & JANASI, V. (2004). Brasileiro orogens in southeast and south Brazil. In: WEINBERG, R., TROUW, R., FUCK, R.A. &

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA), (2003). *Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data*. Vienna: IAEA.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA), (1991). *Airborne gamma ray spectrometer surveying*. IAEA, Relatórios Técnicos, Série 323.

KAZMIERCZAK, T. S. (2006). Mapeamento da bacia do Camaquã com a utilização de dados geofísicos, geologia e sensoriamento remoto. 110 f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. 3rd ed. Blackwell: Blackwell Science Ltd, 262 p.

- KIGAI, I. N. (2011). Some Chemical Aspects of Hydrothermal Mineralization. *Russian Journal of General Chemistry*, Vol. 81, No. 6, p. 1345–1359.
- LANDIM, P.M.B. (2000). Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática, Texto Didático 02, 20 pp.
- LAUX, J.H., LINDENMAYER, Z.G., (2000A). As Minas do Camaquã: Um século e evolução de hipóteses genéticas. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (Coordenadores), *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. UNISINOS/ FAPERGS, (Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo a` Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul) São Leopoldo, pp. 133–164.
- LAUX, J.H.; LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.; BASTOS NETO, A. (2005). Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 26, p. 71–89.
- LI, X. (2006). Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2), p.13-16.
- LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S. (1998) O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. In: II Congreso Uruguayo de Geología, 263-268.
- LUIZ, J. G.; COSTA E SILVA, L. M. (1995). *Geofísica de Prospeção*. Belém: Universidade Federal do Pará; Cejup, 300 p.
- MCSWEEN, H. Y., RICHARDSON, S. M., UHLE, M. E. (2003). *Geochemistry: Pathways and Processes*. 2. ed. Columbia University Press: New York, United States, p. 363.
- MILSOM, J & ERIKSEN, A. *Field Geophysics*. (2011). Fouth Edition, John Wiley & Sons, p.287. Ltd. ISBN: 978-0-470-74984-5.
- MINTY, B. R. S. (1997). Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 39-50.
- MINTY, B. R. S., Luyendyk, A. P. J., & Brodie, R. C. (1997). Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 51-62.
- MISRA, K. C. (2000). *Understanding mineral deposits*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. p. 864.
- MUSSETT, A. E., & KHAN, M. A. (2000). *Looking into the earth: An introduction to geological geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. de F. (1989). Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 2, p. 153-169.
- NASR, I. H., KONÉ, A.Y., BELKHIRIA, W., AMIRI, A., DENON, A., SANGARÉ, S., INOUBLI, M. H & LY, S. (2025). Structural controls of gold mineralisation in Birrimian structures, Western Mali: insights from magnetic data analysis. *All Earth*, 37(1), 1–13. <https://doi.org/10.1080/27669645.2025.2479992>.
- PAIM, P.S.G & LOPES, R.C. (2000). 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.
- PAIM, P.S.G; CHEMALE JR, F; WILDNER, W. (2000). *Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS)*. ResearchGate, p. 14, Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/285267713>.
- PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. (2003) Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 133-138.
- PEREIRA, A. M., MOREIRA C. A., BORTOLIN, J.R.M., LOPES, S.M., NARDY, A.J.R. (2015). Magnetometric exploration in intrusive basic with evidence of gold in northern region of the Camaquã Sedimentary. *Geosciences, Rev. Esc. Minas* 68 (2). <https://doi.org/10.1590/0370-44672015680074>.

- PHILIPP, R.; PIMENTEL, M.; CHEMALE JR, F. (2016). Tectonic Evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil. Geological relationship and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl 1): 83-104.
- PHILIPP R.P., MACHADO R., CHEMALE JR. F. (2003). Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, São Paulo*, 3:71-84.
- PIRAJNO, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Berlin: Springer-Verlag, p. 709.
- REMUS, M. V. D. (1999). *Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS. 1999. 1 v. Tese (Doutorado), Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.*
- REMUS, M. V. D., HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N. J., GROVES, D. I., REISCHL, J. L. (2000a). Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, 3(2), 155-174. DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70094-0.
- REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R. (2000b). The link between hydrothermal-epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasileiro Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 191-216.
- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M.A. (1978). Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio Grandense: I tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. *Ineringia, Série Geológica*, v.5, p.19-54.
- RICHARDS, J. (2009). *Mining, society, and a sustainable world*. Heidelberg: Springer, p. 506.
- ROOB, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell, p. 373.
- RONCHI, L.H.; LINDENMAYER, Z.G.; BASTOS NETO, A.; MURTA, C.R. (2000). Stockwork e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: RONCHI, L.H.; LOBATO, A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã: um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo: Editora Unisinos, p. 165-190.
- SHIVES, R. B. K., CHARBONNEAU, B. W., & FORD, K. L. (2000). The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry—Recognition of alteration related to mineralization. *Geophysics*. 65(6), pp. 2001–2011. <https://doi.org/10.1190/1.1444884>.
- TEIXEIRA, G., GONZALEZ, A.P. (1988). Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coordenadores). *Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM-CVRD (Departamento Nacional da Produção Mineral Companhia Vale do Rio Doce)*. 3, p. 33-41.
- TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIM, P.S.G.; FONSECA, M.M.; PARENTE, C.V.P.; FILHO, W.F.S.; ALMEIDA, A.R. (2004). Bacias do estágio de transição da plataforma sul americana. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 487-536.
- TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A. (2007). Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil. Porto Alegre: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Projeto BANEIO, p. 154.
- TONIOLO, J. A.; GIL, C. A. A.; SANDER, A.; DIAS, A. de A.; REMUS, M. V. D. (2005). Modelos exploratórios de metais base e preciosos na Bacia do Camaquã: síntese e avanços no conhecimento: parte II – atividades e primeiros resultados. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1, Gramado, 2005. Resumos: Gramado: UFRGS.
- UN – United Nations (2025). Acesso: <https://news.un.org/pt/story/2025/05/1848161> (Accessed on: 08/06/2025).
- VERDUZCO, B., FAIRHEAD, J. D., GREEN, M.C., MACKENZIE, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *THE LEADING EDGE*. Downloaded 11/25/14 to 141.212.109.170. Redistribution subject to SEG license.