

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

ARIELY VENANCIO MARQUES

**ESTUDO GRAVIMÉTRICO 2D DOS DIATREMAS DA PORÇÃO SUL DAS MINAS
DO SEIVAL**

**Caçapava do Sul
2023**

ARIELY VENANCIO MARQUES

**ESTUDO GRAVIMÉTRICO 2D DOS DIATREMAS DA PORÇÃO SUL DAS MINAS
DO SEIVAL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Vinicius Matté

Coorientador: Geofísico Lenon Ilha

**Caçapava do Sul
2023**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

Marques, Ariely Venancio
ESTUDO GRAVIMÉTRICO 2D DOS DIATREMAS DA PORÇÃO SUL
DAS MINAS DO SEIVAL - 2023/ Ariely Venancio Marques. 102 p.

Orientador: Vinicius Matte
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, Campus Caçapava do Sul, 2023.

1. Estruturas circulares. 2. Formação Hilário. 3. Brecha Piroclástica. 4. Andesito. I. Título.

ARIELY VENANCIO MARQUES

ESTUDO GRAVIMÉTRICO 2D DOS DIATREMAS DA PORÇÃO SUL DAS MINAS DO SEIVAL

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 10 de julho de 2023.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Vinicius Matté

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Giuseppe Betino De Toni

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Maximilian Fries

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por **VINICIUS MATTE, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/07/2023, às 09:07, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **GIUSEPPE BETINO DE TONI, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/07/2023, às 16:43, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **MAXIMILIAN FRIES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 21/07/2023, às 07:59, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1190852** e o código CRC **9DCD855A**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

In Memoriam a Cora Rodrigues Moura e
Maria de Lourdes Pacheco Marques, que
nesse dia estariam muito orgulhosas.

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente a Deus e ao Universo pelas oportunidades que tive e por me manter focada no meu objetivo, mesmo quando pensava em desistir. A minha família agradeço pelo apoio incondicional que mesmo a distância se fizeram presentes. A minha segunda mãe Vanusa, que foi uma das pessoas mais importantes para essa jornada. Aos meus avós que não puderam presenciar este momento, mas que hoje estariam muito orgulhosos. A Milena por me apoiar nos momentos onde faltavam forças, quando eu pensava em desistir.

Ao meu orientador Vinicius Matté um agradecimento especial por acreditar no potencial, pela paciência nas correções e por todo o resto, saiba que os resultados deste trabalho estão diretamente ligados à sua dedicação na orientação. Agradeço ao meu co-orientador Lenon pela ajuda fornecida. Ao pessoal do NuDE, que foram tão necessários para a minha formação, quanto os professores.

As meninas que compartilhei casa, as quais foram como irmãs, gratidão Thayna, Geovana e Bruna, obrigada pelas noites de conversas e também de estudos. Aos meus colegas/amigos/família, não tenho o que dizer de vocês, foram muito mais que importantes para mim ao longo de toda a graduação, só posso agradecer a cada um pela amizade nesses anos, obrigada Bianca, Evelyn, Jordana, Juan e Valquíria. Meu muito obrigada de coração vai também aos meus amigos João e Nicolas, que me ajudaram como puderam, vocês foram de extrema importância para que eu concretizasse essa etapa.

Sou grata a Unipampa pela oportunidade de vivenciar algo tão transformador. Agradeço aos demais professores, técnicos e outros funcionários que trabalham dia após dia na construção e desenvolvimento desta Universidade. Agradeço aos demais que ainda não tenha mencionado, fica aqui minha gratidão a todas as pessoas especiais que conheci tanto na Unipampa como em Caçapava do Sul. Por fim, agradeço a um ser que me acompanhou desde o início da graduação, e que sempre esteve presente nos momentos felizes e nos tristes, o meu muito obrigada vai pra minha filha de quatro patas Piper, que apesar da inocência, sempre me ajudava do seu jeito nos dias mais difíceis dessa caminhada.

“A realização de todo feito extraordinário consiste em ter um sonho e acreditar nele.”

Augusto Branco

RESUMO

As Minas do Seival (MS) localizam-se a 54 km da cidade de Caçapava do Sul-RS, sentido SW, onde ocorrem rochas da Formação Hilário (alógrupo Bom Jardim, segunda unidade mais antiga da Bacia do Camaquã), com importantes mineralizações de cobre. A Formação Hilário faz parte de um período pertencente ao primeiro ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã, que corresponde a derrames de composição basáltica a andesítica. Na porção sul das MS são encontradas duas estruturas circulares geminadas, com aproximadamente 1 km de diâmetro cada, apresentando interiormente, brechas piroclásticas formadas por blocos semelhantes ao andesito circundante. O presente trabalho está focado nas estruturas circulares geminadas, cuja origem é atribuída a processos magmáticos, foram formadas durante episódios vulcânicos que apresentam um importante componente explosivo. Com o objetivo de criar uma modelagem 2D em subsuperfície e fazer um complemento de estudos já realizados referente a essas feições, foi desenvolvido um trabalho de gravimetria, para investigar a forma dessas estruturas, com base nas variações do campo gravitacional da Terra causadas por diferenças de densidade das rochas da área. Os resultados adquiridos além da modelagem 2D contam com mapas da anomalia Bouguer, residual e de continuação para cima (100, 200, 300, 400 e 500m). Também foi gerado um espectro de potência radial, para estimar qualitativamente a profundidade estimada das fontes. A integração dos dados mostraram-se condizentes com trabalhos anteriores já realizados na área. Os resultados foram satisfatórios quanto à composição do modelo baseado em dados gravimétricos e nos dados coletados para o teste de densidade laboratorial. Com a modelagem 2D, foi possível confirmar a presença de dois corpos em subsuperfície, os quais apresentam duas brechas diferentes, com densidades diferentes. A presença de quatro brechas com menor densidade, diâmetro e profundidade, foi associada posteriormente como zonas enraizadas dos dois diatremas.

Palavras-Chave: Estruturas circulares; Formação Hilário; Brecha piroclástica; Andesito.

ABSTRACT

The Seival Mines (MS) are located 54 km from the city of Caçapava do Sul-RS, SW direction, where rocks from the Hilário Formation (Bom Jardim allogroup, second oldest unit of the Camaquã Basin), with important copper mineralizations. The Hilário Formation is part of a period belonging to the first volcanic cycle of the Camaquã Basin, which corresponds to flows of basaltic to andesitic composition. In the southern portion of the MS, two twinned circular structures are found, with approximately 1 km in diameter each, presenting internally, pyroclastic breccias formed by blocks similar to the surrounding andesite. The present work is focused on twinned circular structures, whose origin is attributed to magmatic processes, were formed during volcanic episodes and have an important explosive component. With the aim of creating a 2D subsurface modeling and complementing studies already carried out regarding these features, a gravimetric work was developed to investigate the shape of these structures, based on variations in the Earth's gravitational field caused by differences in density of rocks in the area. The results acquired in addition to the 2D modeling include maps of the Bouguer anomaly, residual and *upward* continuation (100, 200, 300, 400 and 500m). A radial power spectrum was also generated, in order to qualitatively estimate the estimated depth in sources. Data integration proved to be consistent with previous work already carried out in the area. The results were satisfactory regarding the composition of the model based on gravimetric data and on the data collected for the laboratory density test. With 2D modeling, it was possible to confirm the presence of two bodies in the subsurface, which have two different breaches, with different densities. The presence of four breccias with lower density, diameter and depth was later associated as rooted zones of the two diatremes.

Keywords: Circular structures; Hilário Formation; Pyroclastic breccia; Andesite.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização da área de estudo. 21
- Figura 2. Mapa geológico simplificado, ilustrando a disposição dos terrenos, das principais estruturas e da compartimentação tectônica do ESRG. 22
- Figura 3. Mapa Geológico e ocorrências na Mina Seival. 27
- Figura 4. Mapa geológico da área de estudo. 29
- Figura 5. A) Aspecto típico do andesito observado em um piroclasto do diatrema leste; B) Amostra representativa do andesito, com esparsos fenocristais de até 5 mm de plagioclásio em matriz muito fina. 30
- Figura 6. A) Paisagem do diatrema oeste em fotomosaico panorâmico com vista para oeste. B) Aspecto de campo da brecha piroclástica. 31
- Figura 7. A) Aspecto de campo da brecha piroclástica, com indicação da área expandida na Figura 7B. B) Detalhe de clasto de andesito. C) Detalhe da matriz da brecha piroclástica, com “cimentação” de calcita ao centro. D) Amostra de brecha piroclástica onde todos os fragmentos são de andesito porfirítico. 32
- Figura 8. A) Brecha piroclástica com blocos arredondados a angulosos de andesito, de até 25 cm; B) No detalhe, calcita preenche a porosidade da matriz e forma um bolsão na intersecção de um par de fraturas. 33
- Figura 9. A) Amostra de mão; B) Aspecto geral da matriz da brecha piroclástica (nicóis paralelos); C) Detalhe de escória vulcânica tamanho lúpili em amostra de mão (escala: ponta da lapiseira = 5 mm). 34
- Figura 10. A) Bloco de andesito fraturado imerso na matriz da brecha; B) Mosaico de fotomicrografias da área de contato entre um bloco de andesito e a matriz da brecha em luz natural (plano-polarizada); C) Mosaico de fotomicrografias da mesma área, em luz polarizada (nicóis cruzados). 35

Figura 11. A) Seção geológica A – A' em bloco diagrama esquemático através dos diatremas das MS, ilustrando os principais elementos estruturais da geologia local. B) Gamaespectrometria de andesitos e brechas piroclásticas da FH (Grupo Bom Jardim) e de um conglomerado da Formação Santa Fé (Grupo Santa Bárbara) da região de MS comparados com dados geoquímicos de rocha total da FH apresentados por Lopes et al. (2014). Perfil gamaespectrométrico B – B' de contagem total através do diatrema leste.	37
Figura 12. Representação esquemática da posição do geoide e do elipsoide em relação à superfície terrestre.	43
Figura 13. Modelo de um sistema de condutos de Kimberlito, com dimensão vertical entre 1 e 3 km.	55
Figura 14. Medidas com o gravímetro na Estação Gravimétrica Base - Campus Unipampa Caçapava do Sul.	57
Figura 15. Localização das estações gravimétricas obtidas no levantamento.	58
Figura 16. Aquisição do levantamento realizada em campo.	59
Figura 17. Teste de densidade; A) pesagem da amostra seca; B) Medição da massa do sólido submerso e C) Medição da temperatura da água.	63
Figura 18. Mapa de pontos de coleta das amostras	66
Figura 19. Andesitos coletados em campo para o teste de densidade. a) andesito fino bem alterado, ponto 32; b) andesito encontrado a 92 m a leste do p. 7; C) andesito do ponto 2; d) andesito tirado da brecha; e) andesito com amígdalas.	68
Figura 20. Brecha piroclástica encontrada a 27 m a norte do ponto 11, coletada em campo para o teste de densidade.	70
Figura 21. Brechas piroclásticas coletadas em campo para o teste de densidade. a) brecha do ponto 72; b) brecha encontrada a 180 m a W do ponto 10.	70
Figura 22. Amostras coletadas em campo para o teste de densidade. a) arenito grosso; b) tufo.	71

Figura 23. Mapa dos valores de Altimetria.	73
Figura 24 . Mapa dos valores de Anomalia Bouguer.	74
Figura 25. Mapa dos valores residuais.	75
Figura 26. Mapa de continuação para cima (100 metros) dos valores da anomalia Bouguer.	76
Figura 27. Mapas de continuação para cima de 200, 300, 400 e 500 dos valores da anomalia Bouguer.	77
Figura 28. Espectro de potência radial do levantamento gravimétrico realizado nos três perfis.	78
Figura 29. Modelo em duas dimensões gerado a partir dos dados gravimétricos (densidade). Acima, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). Abaixo, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil L/W dos diatremas.	82
Figura 30. Curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e vermelha, onde a sobreposição da linha vermelha sobre a azul indica maior precisão no ajuste. Ressaltando também as menores densidades nas brechas (semi-círculo amarelo).	83
Figura 31. Relações morfológicas idealizadas entre lavas, rochas piroclásticas, hipabissais e plutônicas em diatrema e posicionamento comparativo aproximado dos resultados da modelagem gravimétrica das Minas Seival.	85
Figura 32. Corte geológico idealizado de uma brecha freática do depósito de minério de Iwashita – Iwato (Japão). Zona radicular semelhante a dente do corpo da brecha e várias fácies de brecha devem ser observadas (in Izawa & Cunningham, 1989).	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resultados de gamaespectrometria obtidos ao longo da seção geológica.	36
Tabela 2. Densidade de rochas ígneas e metamórficas e sedimentares.	44
Tabela 3. Densidade de minerais metálicos, óxidos, carbonatos, sulfetos e arsenídeos.	45
Tabela 4. Densidade dos minerais não metálicos	46
Tabela 5. Localização Base Gravimétrica Campus Caçapava do Sul	57
Tabela 6. Tabela de temperatura da água.	64
Tabela 7. Valores de densidade relativa dos andesitos, medidas em laboratório.	67
Tabela 8. Valores da densidade relativa das brechas piroclásticas, medidas em laboratório.	69
Tabela 9. Valores da densidade relativa do tufo e arenito, medidas em laboratório.	71
Tabela 10. Valores da densidade média das amostras encontradas em laboratório.	80
Tabela 11. Valores de densidade usados na modelagem geofísica.	81

LISTA DE SIGLAS

BC - Bacia do Camaquã

CDF - Cinturão Dom Feliciano

ESRG - Escudo-Sul-Rio-Grandense

FH - Formação Hilário

MS - Minas do Seival

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
2 OBJETIVOS	19
2.1 Geral	19
2.2 Específicos	19
3 JUSTIFICATIVA	19
4 ÁREA DE ESTUDO	20
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	21
5.1 Geologia Regional	21
5.2 Geologia da Bacia do Camaquã	24
5.3 Geologia da Formação Hilário	25
5.4 Geologia das Minas do Seival	26
5.4.1 Geologia dos Diatremas e rochas da porção sul da Mina do Seival	28
5.4.1.1 Petrografia	28
5.4.1.2 Gamaespectrometria	35
5.4.2 Origem dos diatremas e das brechas piroclásticas	36
6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	38
6.1 Fundamentos da Gravimetria	39
6.1.1 Unidade Gravimétrica	40
6.1.2 Campo Gravitacional Terrestre	40
6.1.3 Potencial gravitacional	41
6.1.4 Influência dos materiais para o valor da gravidade	43
6.2 Gravimetria - Redução dos valores da gravidade	46
6.2.1 Correção de latitude	46
6.2.2 Correções de maré	47
6.2.3 Correção da variação drift instrumental	47
6.2.4 Correção de terreno	48
6.2.5 Correção de elevação (ar-livre)	48
6.2.6 Correção Bouguer	48
6.3 Processamentos avançados - técnicas de filtragem e realce	49
6.3.1 Método da correção para cima	49
6.4 Aquisição de dados - georreferenciamento das estações gravimétricas	49
6.4.1 Planialtimetria	49
6.5 Método de Posicionamento GPS diferencial (DGPS)	50
6.6 Modelagem	51
6.6.1 Determinações laboratoriais para o valor de densidade dos materiais	52
6.7 Diatremas	53
7 MATERIAIS E MÉTODOS	56

7.1 Revisão Bibliográfica	56
7.2 Aquisição dos dados gravimétricos	56
7.2.1 Base Gravimétrica	56
7.2.2 Levantamento Gravimétrico	57
7.3 Correções e processamento	59
7.3.1 Geração dos valores das anomalias - interpolação	60
7.4 Medição das densidades relativas das amostras litológicas coletadas em campo	62
7.5 Modelagem dos dados gravimétricos	64
8 RESULTADOS	65
8.1 Determinação dos valores de densidades das rochas	66
8.2 Mapas Gravimétricos	72
8.2.1 Análise das frequência	77
8.3 Modelagem direta 2D	79
9 DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS	83
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS	87
11 REFERÊNCIAS	89

1 INTRODUÇÃO

O magmatismo da Bacia do Camaquã (BC) faz parte de uma relevante ocorrência geológica do período pós-colisional na região sul do Brasil. Nesse contexto é notório o reconhecimento e a importância da contribuição vulcânica para o preenchimento desta bacia (e.g. RIBEIRO & FANTINEL, 1978; PAIM *et al.*, 2000, 2014; LIMA *et al.*, 2007a).

A BC formou-se no estágio pós-colisional do ciclo Brasileiro-Pan-Africano, com alternância de episódios magmáticos e sedimentares do fim do Neoproterozoico ao Cambriano (e.g. FRAGOSO-CÉSAR, 1984; CHEMALE JR. *et al.*, 1995; PAIM *et al.*, 2000; HARTMANN *et al.*, 2008).

A Formação Hilário (FH) é atribuída ao primeiro ciclo vulcânico da BC, e é representada por derrames de composição basáltica a andesítica, com afinidade shoshonítica, sobreposto a conglomerados de clastos vulcânicos (MIRANDA, B. P. D. 2012). Segundo Lopes *et al.*, (2014), o entendimento dos diferentes ciclos vulcânicos e fontes desta Bacia, contribui para a compreensão dos processos geradores dos principais depósitos de minério nessa região do Brasil.

As Minas do Seival (MS) localizam-se a 54 km da cidade de Caçapava do Sul, em sentido SW, próximo à divisa com Lavras do Sul e foi responsável por uma parte da produção de cobre no sul do Brasil. Estas minas foram exploradas por estatais e empresas particulares principalmente nas décadas de 30 e 40, entretanto, atualmente a mina encontra-se em exaustão econômica devido ao alto teor de cobre oxidado (LOPES *et al.*, 2014).

A evolução do sistema magmático que originou as rochas das MS foi responsável pelo empilhamento de sequências efusivas, piroclásticas e diques associados (LOPES *et al.*, 2014). A partir da Associação Shoshonítica Lavras do Sul já é bem estabelecido a relação genética entre as rochas vulcânicas efusivas e explosivas da FH, de composição predominantemente intermediária, e as rochas plutônicas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (NARDI & LIMA, 1985; GASTAL *et al.*, 2015). Segundo um modelo mais atual, esse sistema evoluiu através de um

colapso de caldeira que culminou na justaposição entre as rochas plutônicas e vulcânicas (GASTAL *et al.*, 2015).

Ribeiro e Fantinel (1978) mencionam principalmente, a existência de antigos cones vulcânicos relacionados à FH espalhados em distintos pontos da BC, incluindo ocorrências entre o Arroio do Seival e Lavras do Sul. A partir de fotointerpretação, Toniolo *et al.*, (2007) documentam diversas estruturas (semi) circulares nesta região, onde uma destas estruturas, a leste/nordeste de Lavras do Sul, coincide com intrusões sub-vulcânicas tardias, de composição monzonítica (LIZ *et al.*, 2004; MULLER *et al.*, 2012).

Na região das MS, Lopes *et al.*, (2018) identificam as rochas como um aglomerado vulcânico, devido à predominância de blocos de grandes dimensões em relação ao lapilli-tufo. Segundo De Toni *et al.*, (2021), estas rochas são associadas a estruturas como falhas e fraturas, que condizem particularmente com duas destas estruturas circulares reportadas por Toniolo *et al.*, (2007), uma na porção norte da região das minas, e outra a sul destas (LOPES *et al.*, 2018).

De acordo com o estudo realizado nesta área por De Toni *et al.*, (2021), o resultado da integração dos seus dados permitiu interpretar essas estruturas circulares como diatremas ou antigas chaminés vulcânicas, atribuídas a processos vulcânicos explosivos (e.g. MARTINS *et al.*, 2016). Em sistemas magmáticos, estas estruturas podem ser compreendidas como extremos de um espectro contínuo de estruturas circulares formadas durante eventos vulcânicos com importante componente explosivo (PALLADINO *et al.*, 2015).

Com o objetivo de criar uma modelagem 2D dessas duas estruturas circulares geminadas na FH (Grupo Bom Jardim, da BC), foi realizado um levantamento gravimétrico para investigar a geologia de subsuperfície, com base nas variações do campo gravitacional da Terra causadas por diferenças de densidade das rochas. Os resultados foram obtidos mediante a realização de gravimetria terrestre e posterior utilização de *software*, para a leitura, filtragem e interpretação dos dados coletados referentes aos perfis do levantamento gravimétrico.

2 OBJETIVOS

2.1 Geral

O objetivo geral deste estudo consiste em modelar feições anômalas em 2D, associáveis a duas estruturas circulares presentes na porção sul das Minas do Seival, a partir da integração de dados gravimétricos terrestres, teste de densidade laboratorial e dados obtidos de estudos anteriores.

2.2 Específicos

Com vistas a atingir o objetivo geral proposto, este trabalho possui os seguintes objetivos específicos:

- (i) Aquisição gravimétrica em escala de detalhe a fim de realçar estruturas e contrastes geológicos ao longo de 3 perfis;
- (ii) Tratamento das variáveis gravimétricas com técnicas de processamento de sinais para redução e filtragem de dados;
- (iii) A realização de uma modelagem através do método de gravimetria;
- (iv) Integração dos resultados locais a dados obtidos por estudos anteriores, a fim de complementar informações referentes a esses diatremas.

3 JUSTIFICATIVA

Levando-se em conta estudos já realizados na área (De Toni *et al.*, 2021), aos quais mostram a aplicabilidade do método de investigação proposto, pode-se notar que ainda há questões a serem exploradas referente a essas estruturas circulares. Assuntos relacionados às estruturas em subsuperfície, como a profundidade, a geometria e limites dos corpos circulares, que são de extrema relevância para o entendimento das ocorrências dessas anomalias descritas na região e a associação destas com as rochas aflorantes (brechas piroclásticas monomíticas).

Cabe ressaltar que a partir de dados indiretos (gravimetria) oriundos dos contrastes das propriedades físicas das rochas podemos ter uma simplificação da

realidade, com mais detalhes e mais componentes de grande importância para complementação do estudo nessa área, portando, a gravimetria como método de investigação e realização desta proposta inicial.

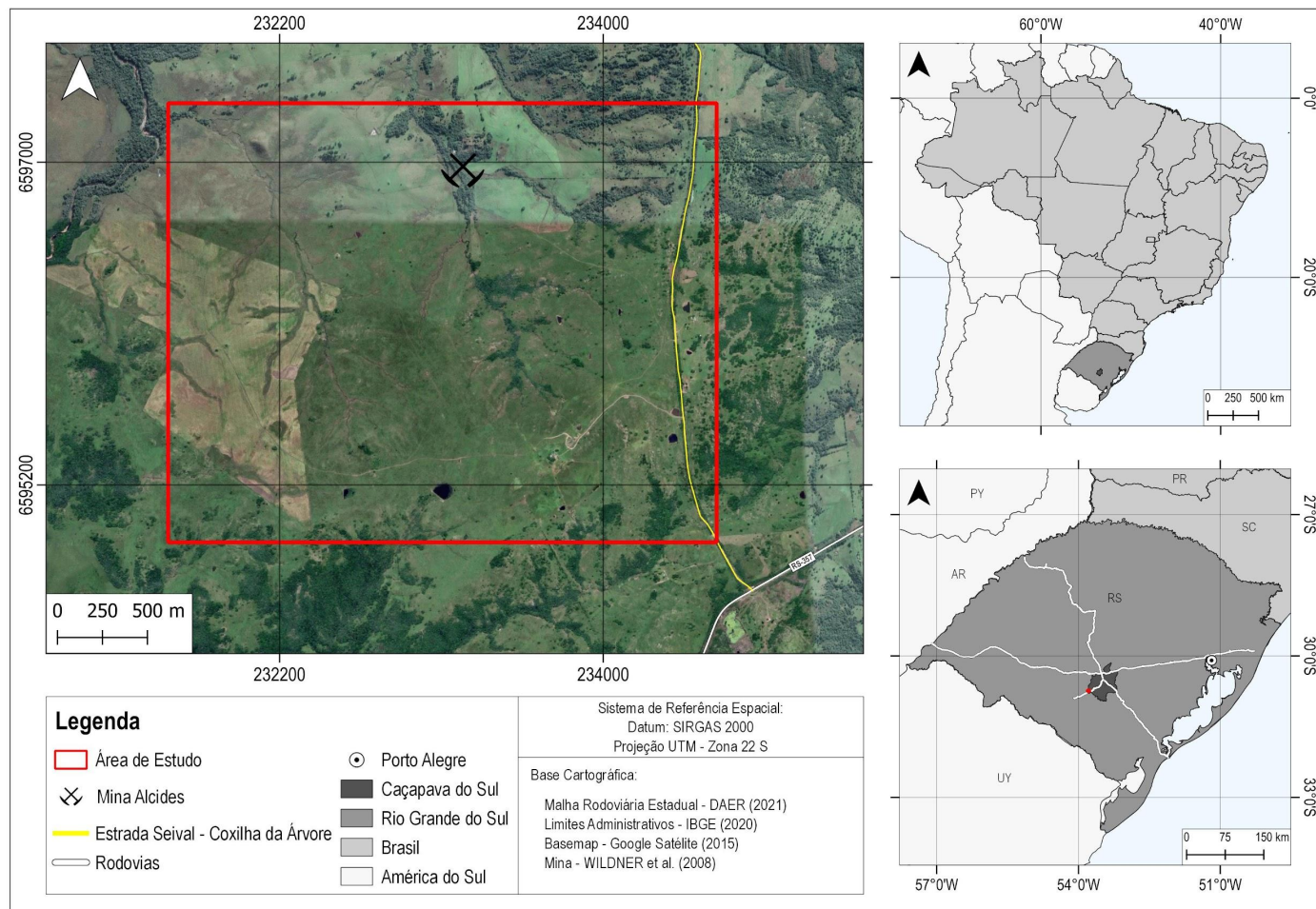
Esse trabalho é justificado também por estar em uma área de estudo localizada numa região de fácil acesso e próxima à cidade de Caçapava do Sul-RS, facilitando a logística dos trabalhos de campo e reduzindo os custos do projeto.

4 ÁREA DE ESTUDO

As Minas do Seival estão localizadas no município de Caçapava do Sul, próximo à divisa com Lavras do Sul. Distam 324 km de Porto Alegre, cujo acesso ocorre inicialmente pelas rodovia BR-290 e BR-392 até a cidade de Caçapava do Sul, posteriormente, percorrendo 54 km pela RS-357 (sentido SW) (Figura 1). Na altura da “Parada Cota” o acesso às Minas se dá por uma estrada não pavimentada para norte. A localidade da área de estudo encontra-se na porção sul das Minas do Seival, inserida na carta topográfica do Serviço Geológico do Exército, Folha Arroio América (SH.22-Y-A-IV-1, 1975), em escala de 1:50.000, entre as coordenadas planas (UTM) 6604000-6596000m N e 232000-236000m E.

A área de estudo (Figura 1) está inserida no Escudo-Sul-Rio-Grandense (ESRG), especificamente em rochas da que corresponde a Formação Hilário (FH), Alogrupo Bom Jardim, base da BC.

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: autora (2023).

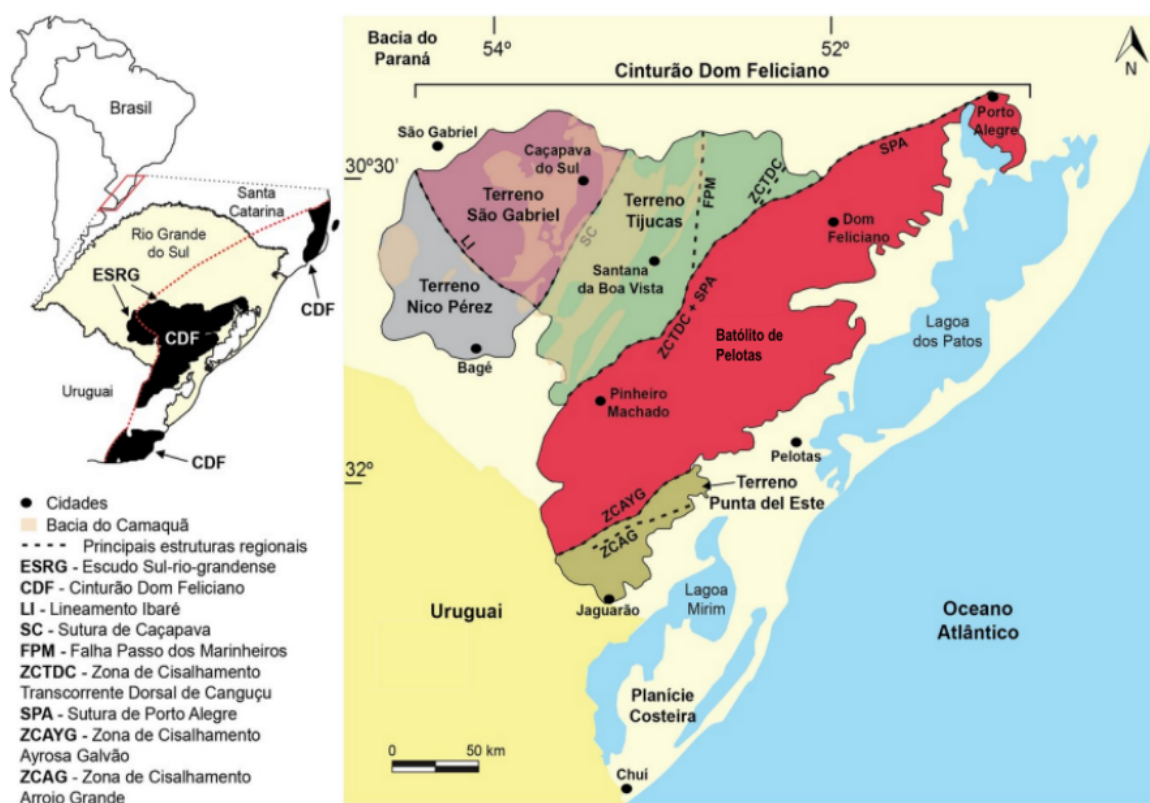
5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Geologia Regional

De acordo com Almeida & Hasui (1984), o Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) constitui a porção meridional da Província Mantiqueira. Essa província se alonga do sul da Bahia até o Uruguai, e é resultado de diversas colagens orogênicas diacrônicas de distintas unidades geotectônicas durante o Neoproterozoico-Cambriano (RIBEIRO E FANTINEL, 1978).

Segundo Koester *et al.*, (2021), o ESRG é formado, principalmente, por uma unidade paleoproterozoica, a oeste, o Terreno Nico Pérez, e por um cinturão Neoproterozoico, a leste, conhecido com Cinturão Dom Feliciano (CDF). Esse cinturão se estende, desde Punta del Este, no Uruguai, até a porção NE de Santa Catarina, no Brasil (Figura 2).

Figura 2. Mapa geológico simplificado, ilustrando a disposição dos blocos, das principais estruturas e da compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense.



Fonte: extraído e modificado de Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021, após Fernandes *et al.*, 1995, Costa, 1997, Paim *et al.*, 2000 e Ramos *et al.* (2018).

De acordo com Philipp *et al.*, (2016), o Terreno Nico Pérez (2,55 - 2,0 Ga), também conhecido como Terreno Taquarembó, é composto por granulitos básicos, trondhjemitos e tonalitos ácidos, corpos de metaultramafitos e anortositos, entre outros. Este terreno encontra-se no centro do Uruguai, e costumava ser entendido como uma parte mais oriental do Cráton Rio de La Plata (MALLMANN *et al.*, 2007).

Em contrapartida, Oyhantçabal *et al.*, (2011a) separaram o Terreno Nico Pérez do Cráton do Rio de La Plata e o consideraram um bloco crustal arqueano-paleoproterozóico, com um retrabalhamento Neoproterozóico significativo, o qual está relacionado à orogenia Brasileira. Por fim, Oyhantçabal *et al.*, (2018), ressaltam que esse terreno representa um fragmento do Cráton do Congo separado durante o Neoproterozóico.

O CDF é formado através de sucessivos processos de colagem durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, os quais colaboraram para a amalgamação da porção sudoeste do paleocontinente Gondwana (HUECK *et al.*, 2018; RAMOS *et al.*, 2018; e refs.). Esse Cinturão pode ser compartimentado em termos tectônicos em quatro domínios principais (Figura2): São Gabriel, Tijucas, Pelotas e Punta del Este.

O Bloco São Gabriel (880 - 680 Ma), apresenta associações petrotectônicas de ambiente de margem passiva e de retroarco (back-arc), com acreção de ofiolitos e de arcos magmáticos (SAALMANN *et al.*, 2006).

O Terreno Tijucas (800 - 620 Ma), está situado na porção central do CDF (SAALMANN *et al.*, 2011), sendo um cinturão de dobras e cavalgamentos de antepaís onde predominam rochas supracrustais do Toniano ao Ediacarano (HASUI *et al.*, 1975). A Faixa de Dobramentos Tijucas e o domínio de batólitos graníticos têm como embasamento rochas correlacionadas ao Terreno Nico Perez, e afloram lado a lado desde o sul do Uruguai até o litoral do estado de Santa Catarina.

O terceiro domínio, representado pelo Batólito Pelotas (650 - 550 Ma), encontra-se situado na porção leste do ESRG, onde, autores como Bitencourt e Nardi (2000) e Philipp *et al.*, (2007), sugerem que a geração do magmatismo desse Batólito ocorreu predominantemente em ambiente pós-colisional. Esse magmatismo manifestou-se também de forma vulcânica na BC, em regiões externas às zonas de cisalhamento, gerando importante influência na evolução e na configuração tectônica do ESRG (MATTÉ, V. 2016).

O Terreno Punta del Este, também denominado Terreno Jaguarão, está localizado ao sul da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (Figura 2). Esse terreno compreende um embasamento Toniano-Criogeniano, representado pelo Gnaiss

Arroio Pedrado, conhecido como fragmento metamorfizado do denominado Arco Piratini (VIEIRA *et al.*, 2019), além das rochas máficas-ultramáficas e metassedimentares do Complexo Arroio Grande, as quais são vinculadas à evolução do paleo-oceano Adamastor (RAMOS *et al.*, 2020; VIEIRA *et al.*, 2020). Koester *et al.*, (2021), ressalta que essas unidades são intrudidas e retrabalhadas pelo magmatismo ediacarano, em um cenário continental.

5.2 Geologia da Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC) localiza-se na região centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, e caracteriza-se como uma série de sub-bacias independentes e individualizadas a partir de critérios tectônicos, termomecânicos e geocronológicos (PAIM; CHEMALE JR., 2000).

De acordo com Paim *et al.*, (2000), a BC formou-se entre 620 e 540Ma, nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano, com vários episódios magmáticos, com idade do Ediacarano ao Cambriano, intercalados com rochas sedimentares (LOPES *et al.*, 2014). A BC é uma das últimas unidades geradas no CDF, formando ocorrências controladas por falhas de direção NE, que dividem a BC em 3 partes, Ocidental, Central e Oriental (PEREIRA J. 2011).

Simplificando a sequência estratigráfica desta Bacia, podemos resumi-la como grupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas. O Grupo Maricá (630 – 600 Ma), formando a primeira unidade da BC, de ambiente predominantemente lacustre e marinho e subordinadamente fluvial, com contribuição vulcânica. Grupo Bom Jardim (600 – 580 Ma), compreende uma sucessão vulcano-sedimentar em bacias transcorrentes, associadas a fase tardi-orogênica, com volumoso vulcanismo efusivo e explosivo de composição intermediária e sedimentação associada.

O Grupo Santa Bárbara (575 – 550 Ma), representa mais uma sucessão vulcano-sedimentar, com importante sedimentação clástica imatura de conglomerados com proveniência vulcânica e plutônica, além de vulcanismo bi-modal alcalino, apresentando duas bacias do tipo rifte, inseridas em um contexto pós-orogênico. Já o Grupo Guaritas (550 – 470 Ma), representa o último episódio vulcano-sedimentar da BC de vulcanismo básico alcalino (PAIM *et al.*, 2000, 2014;

OLIVEIRA *et al.*, 2014), apresentando registros de ambientes desértico e fluvial.

Esse último grupo caracteriza-se como uma sequência vulcano-sedimentar, depositada sobre bacia de rifte transtensional em um contexto pós-orogênico.

5.3 Geologia da Formação Hilário

No Grupo Bom Jardim, a Formação Hilário apresenta cerca de 1.000m de espessura (JANIKIAN, L. *et al.*, 2012). Essa formação faz parte do primeiro ciclo vulcânico da BC (PAIM *et al.*, 2014), distribuindo-se amplamente na região de Lavras do Sul, e secundariamente em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul e Dom Pedrito (LIMA *et al.*, 2007).

Segundo Matté *et al.*, (2021), o vulcanismo Hilário envolve rochas vulcânicas e subvulcânicas, com grande variação composicional, desde termos básicos até ácidos, entretanto com predomínio dos intermediários, que são representados por derrames andesíticos, que podem ser ainda intercalados com depósitos sedimentares (JANIKIAN *et al.*, 2005). Além de existir também uma importante parcela de rochas vulcânicas explosivas (LOPES *et al.*, 2014, 2018).

As rochas desta unidade apresentam afinidade shoshonítica, mostrando variação composicional representadas por rochas efusivas e, em parte, hipoabissais e intrusivas (LIMA *et al.*, 2007), como também rochas piroclásticas (LOPES *et al.*, 2014).

As rochas efusivas são representadas por traquibasaltos e traquiandesitos de textura fina. As epiclásticas e hipoabissais ocorrem principalmente como diques (REISCHL, 1978; NARDI & LIMA, 1985; LOPES *et al.*, 2014, 2018). Já as rochas piroclásticas, são representadas por lapilli-tufo e tufo-brecha (LOPES *et al.*, 2014).

Os segmentos hipoabissais e plutono-vulcânicos estão relacionados ao Complexo Granítico de Lavras do Sul, na denominada Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (NARDI & LIMA, 1985). O posicionamento deste Complexo Granítico ocorre em pulsos sucessivos, de maneira relativamente tardia em comparação ao vulcanismo da FH, culminando com um colapso de caldeira causando a justaposição das porções plutônica e vulcânica do sistema (GASTAL *et al.*, 2015).

O vulcanismo Hilário também é caracterizado pela presença subordinada de depósitos vulcanoclásticos subaéreos, formados em regime de queda e regime de fluxo (LIMA *et al.*, 2007; PAIM *et al.*, 2014). O conjunto de estruturas e texturas revelam um ambiente vulcânico continental de moderada taxa de explosividade, formando um estrato-vulcão (tipo estromboliano), onde a presença de corpos d'água ocorre de maneira esporádica (PAIM *et al.*, 2014).

No ano de 1930 houve uma grande exploração na região, mais precisamente na localidade das Minas do Seival. Essas minas, juntamente com a Mina do Camaquã e Cerro dos Martins, passaram a ser as principais ocorrências de cobre no Sul do Brasil (TEIXEIRA, 1941), onde em geral essas ocorrências seguem um alinhamento regional em direção NE e NW.

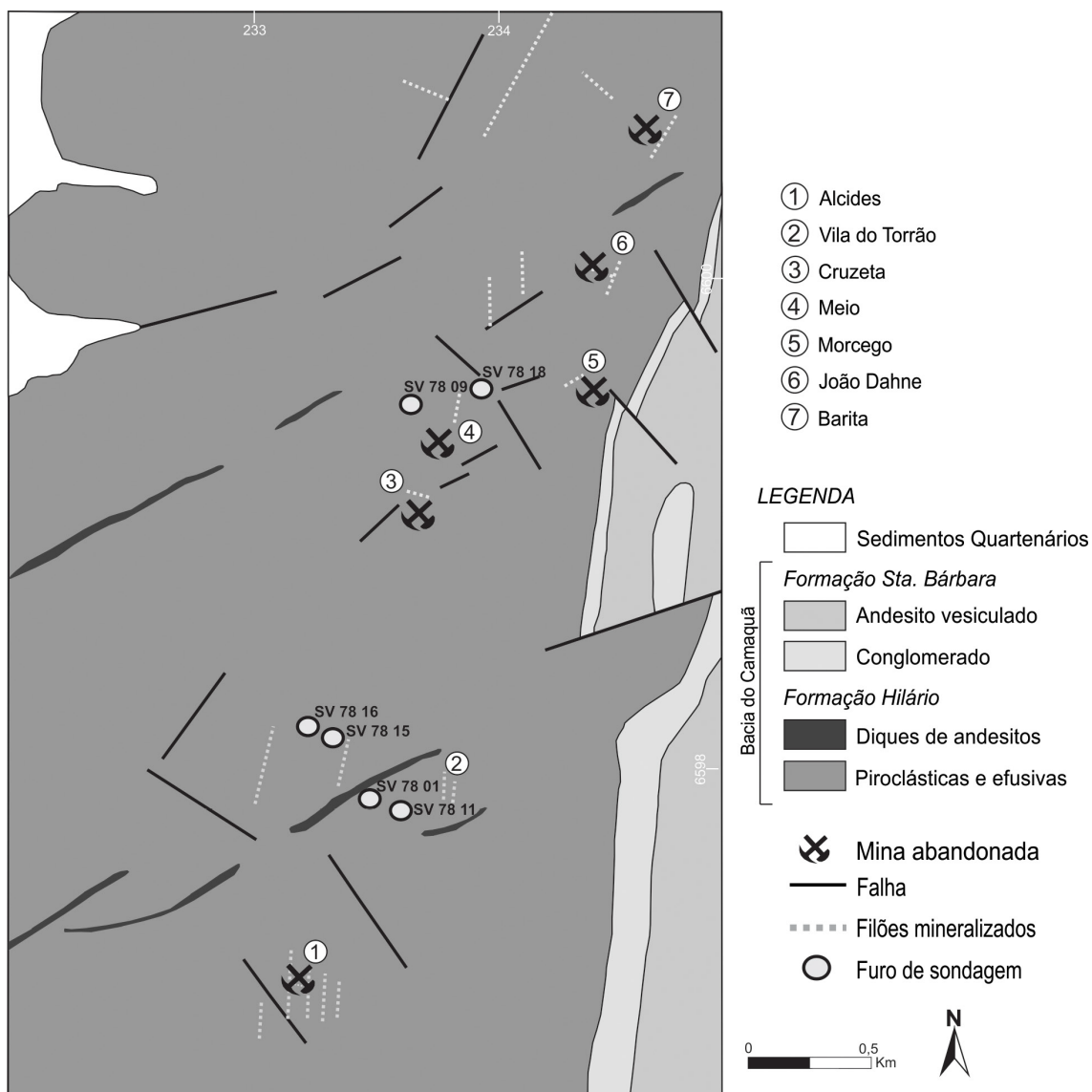
5.4 Geologia das Minas do Seival

A área de estudo, denominada Minas do Seival (MS), é composta por sete minas de ocorrências de cobre (REISCHL, 1978), sendo elas: (i) Alcides; (ii) ocorrência Vila do Torrão; (iii) Cruzeta, (iv) Meio; (v) Morcego; (vi) João Dahne; (vii) Barita (Figura 3).

De acordo com Lopes *et al.*, (2014), às rochas vulcânicas da MS pertencem à Formação Hilário e possuem intensa alteração hidrotermal.

Lopes *et al.*, (2014) descreve essas rochas vulcânicas com composição andesítica e traquiandesítica, dividindo-as em Sequência I e Sequência II do vulcanismo Hilário, compostas respectivamente por rochas piroclásticas (lápili-tufos) e efusivas, e a outra por diques de andesito que ocorrem preferencialmente com direção NE, cortando a sequência I.

Figura 3. Mapa Geológico e ocorrências nas Minas do Seival



Fonte: extraído e adaptado de Reischl (1978) e Lopes (2011).

Ainda segundo este autor, a alteração hidrotermal foi dividida em três fases: A primeira é representada pela esmectita, relacionada a processos residuais magmáticos na forma fibrosa e cristalina. A segunda fase é caracterizada pela assembleia mineralógica clorita + epidoto + carbonato + sulfeto + barita + quartzo + hematita. A terceira fase ocorre nos diques e é caracterizada como propilitização (clorita + epidoto + sulfeto), e sericitização dos feldspatos, sendo um evento de alta temperatura hidrotermal (200-300° C) indicado pela abundância de epidoto.

Os magmas parentais das sequências I e II são alcalinos saturados em sílica, potássicos ou shoshoníticos. Todo conjunto de rochas encaixantes da MS é cogenético, enquanto as fontes do magmatismo presente na mina foram afetadas por uma subducção prévia (CONDIE, 2005 apud LOPES *et al.*, 2014, p.63).

O trabalho com anaglifos realizado por De Toni *et al.*, (2021), delimitou os principais contatos litológicos e estruturais, assim como, inferiu os litotipos aflorantes da MS. Os andesitos mostram-se com relevo mais arrasado em comparação com os equivalentes piroclásticos, e vegetação mais escassa, com raras árvores marcando lineamentos. Já o lapilli-tufo apresenta uma vegetação mais abundante (“mata-parque”).

Na região da Mina Alcides ocorrem dois possíveis diatremas, que são o alvo deste estudo. Apresentam aproximadamente 1 km de diâmetro cada, ocorrendo de forma geminada, dispostas lado-a lado na direção E-W (Figura 4), sendo mais alongados na direção NNW-SSE (DE TONI *et al.*, 2021). A vegetação dentro desses diatremas é caracteristicamente escassa, e a mata ciliar é restrita a algumas drenagens (aparentemente intermitentes), sendo presente principalmente no diatrema leste (DE TONI *et al.*, 2021).

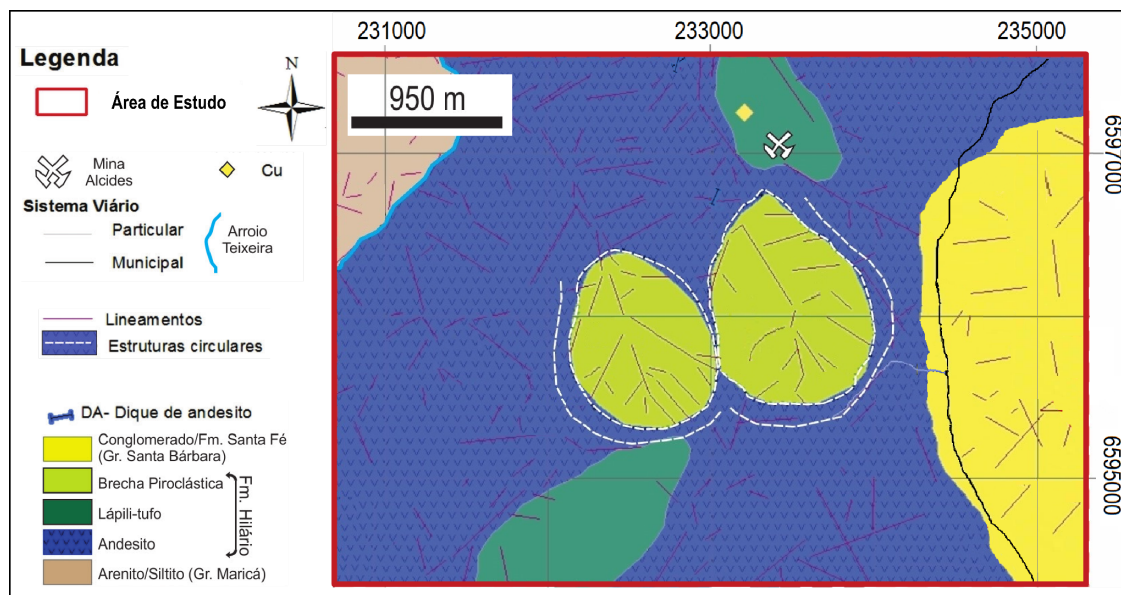
De Toni *et al.*, (2021), mapearam um total de 409 lineamentos naquela área, onde 91 foram traçados sobre os diatremas, que apresentaram distribuição (semi-circular) nas margens e internamente radial, estruturando a sua expressão no relevo.

5.4.1 Geologia dos Diatremas e rochas da porção sul da Mina do Seival

5.4.1.1 Petrografia

Os dois diatremas localizam-se precisamente a sul da Mina Alcides, situada no extremo Sul da MS, como visualizado na Figura 4.

Figura 4. Mapa geológico da área de estudo.

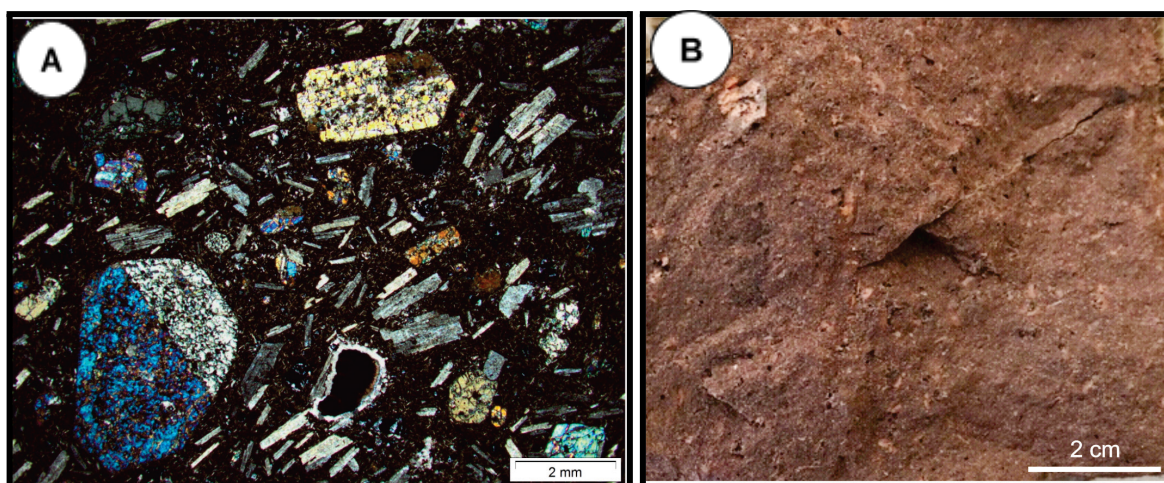


Fonte: modificado de De Toni *et al.* (2021).

A rocha encontrada nesta mina é um lapilli-tufo e brecha-tufo com clastos de andesito porfirítico e andesito amigdaloidal (LOPES *et al.*, 2013), além da rocha andesítica (DE TONI *et al.*, 2021). Os clastos de andesito observados por Lopes *et al.*, (2013) são nomeados por De Toni *et al.*, (2021), como piroclastos encontrados dentro dos diatremas (Figura 5A) e também aflorantes no resto da região. As amígdalas do andesito (LOPES *et al.*, 2013; DE TONI *et al.*, 2021) estão preenchidas por calcita, quartzo, opacos e/ou clorita (DE TONI *et al.*, 2021).

Na Figura 5A, é possível visualizar que os fenocristais, os minerais da matriz e as amígdalas apresentam-se frequentemente orientados, caracterizando uma textura traquítica, dada pelo fluxo do derrame (DE TONI *et al.*, 2021).

Figura 5. Aspectos de campo e petrográficos do andesito da Formação Hilário nas MS. A) Aspecto típico do andesito observado em um piroclasto do diatrema leste; B) Amostra representativa do andesito, com esparsos fenocristais de até 5 mm de plagioclásio em matriz muito fina.

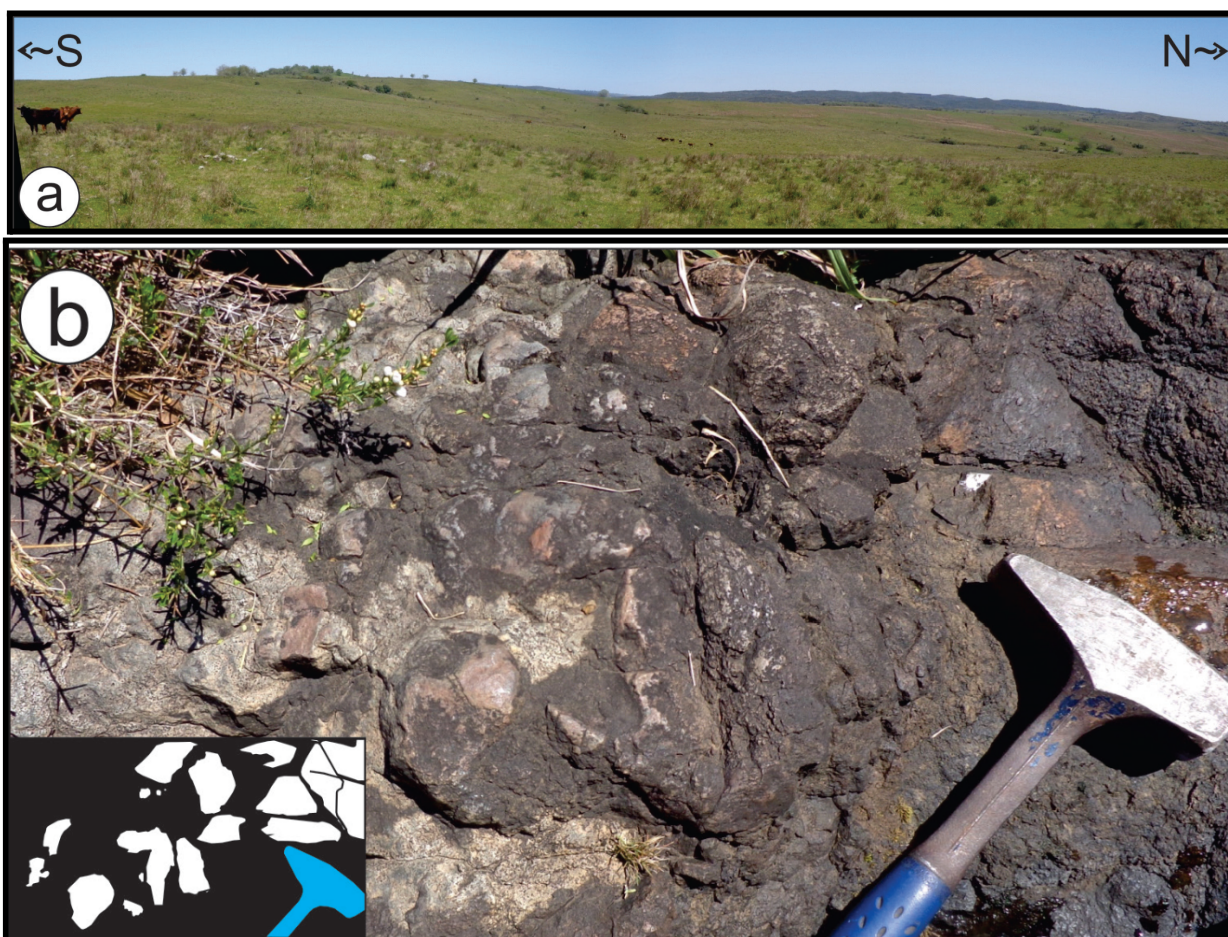


Fonte: De Toni *et al.* (2021).

De acordo com De Toni *et al.*, (2021), os dois diatremas são descritos como relictos de chaminés vulcânicas intrusivas na sequência acamada da FH. A geomorfologia do diatrema oeste é observada como uma crista semi-circular, em forma de ferradura, com a concavidade voltada para o norte (Figura 6A).

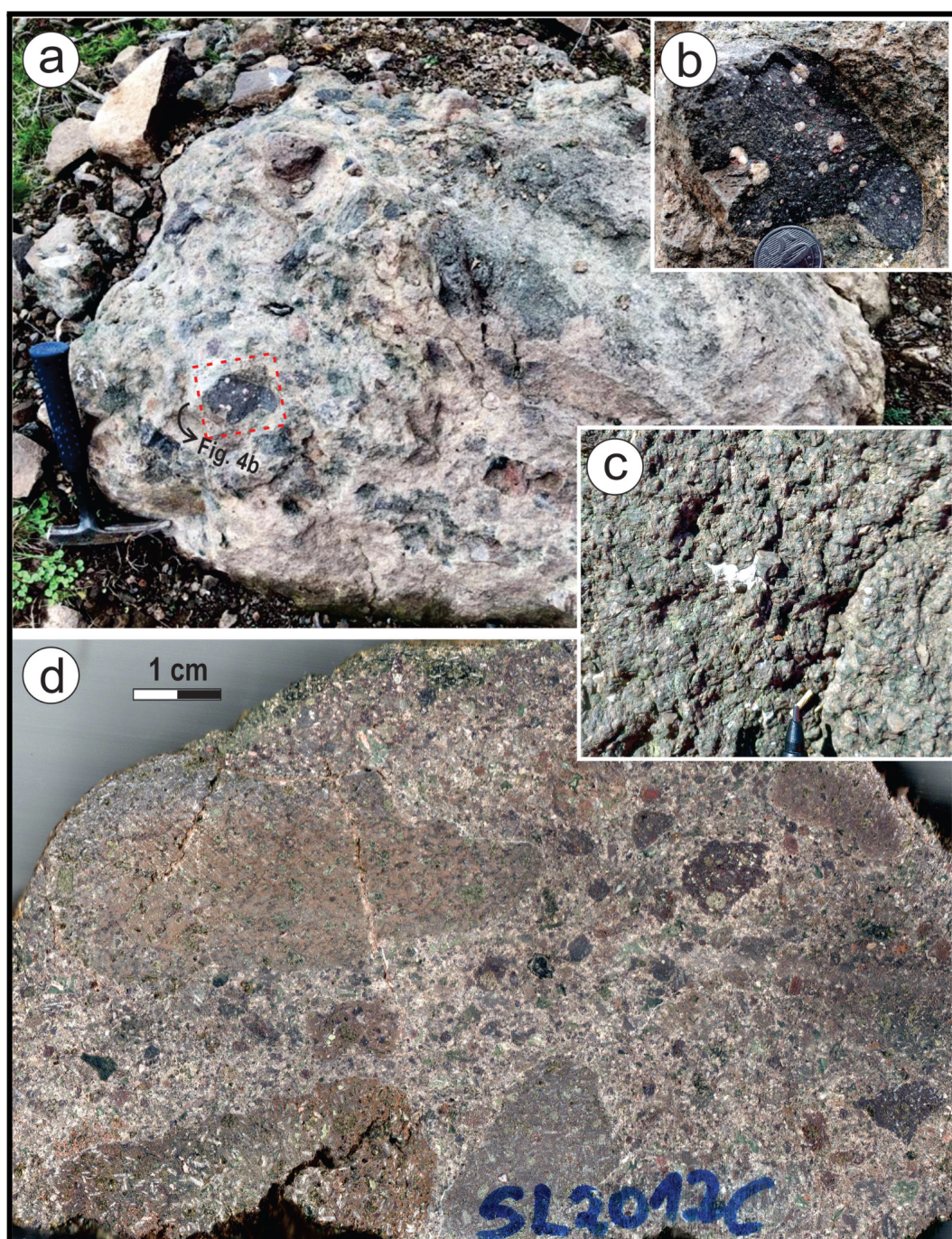
Ainda segundo este autor, a rocha aflorante de ambos os diatremas é basicamente a mesma brecha piroclástica monomítica (Figuras 6B, 7 e 8), formada por fragmentos do andesito (Figura 5B), encaixante dos diatremas, com tamanhos lápili e bloco (Figuras 7A, 7B e 9A). A textura porfirítica (Figura 7D) é comum em todos esses fragmentos, porém o aspecto da matriz é variável em determinados piroclastos (DE TONI *et al.*, 2021).

Figura 6. Aspectos geológicos do diatrema oeste. A) Paisagem do diatrema oeste em fotomosaico panorâmico com vista para oeste. B) Aspecto de campo da brecha piroclástica.



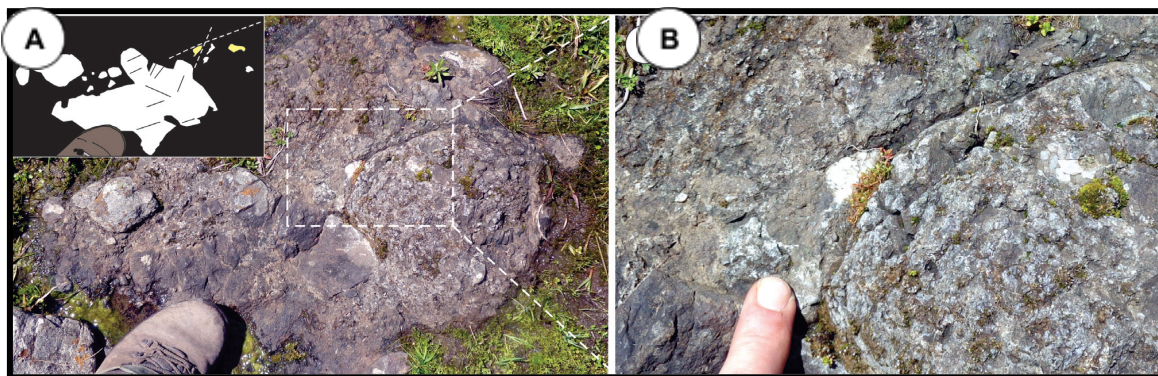
Fonte: De Toni et al. (2021).

Figura 7. Aspectos de campo e petrográficos da brecha piroclástica no diatrema leste. A) Aspecto de campo da brecha piroclástica, com indicação da área expandida na Figura 7B. B) Detalhe de clasto de andesito. C) Detalhe da matriz da brecha piroclástica, com “cimentação” de calcita ao centro. D) Amostra de brecha piroclástica onde todos os fragmentos são de andesito porfírico.



Fonte: De Toni *et al.* (2021).

Figura 8. Aspectos de campo da brecha piroclástica no diatrema leste, com croquis esquemáticos (em branco, os maiores piroclastos e em preto, a matriz). A) Brecha piroclástica com blocos arredondados a angulosos de andesito, de até 25 cm; B) No detalhe, calcita preenche a porosidade da matriz e forma um bolsão na intersecção de um par de fraturas.

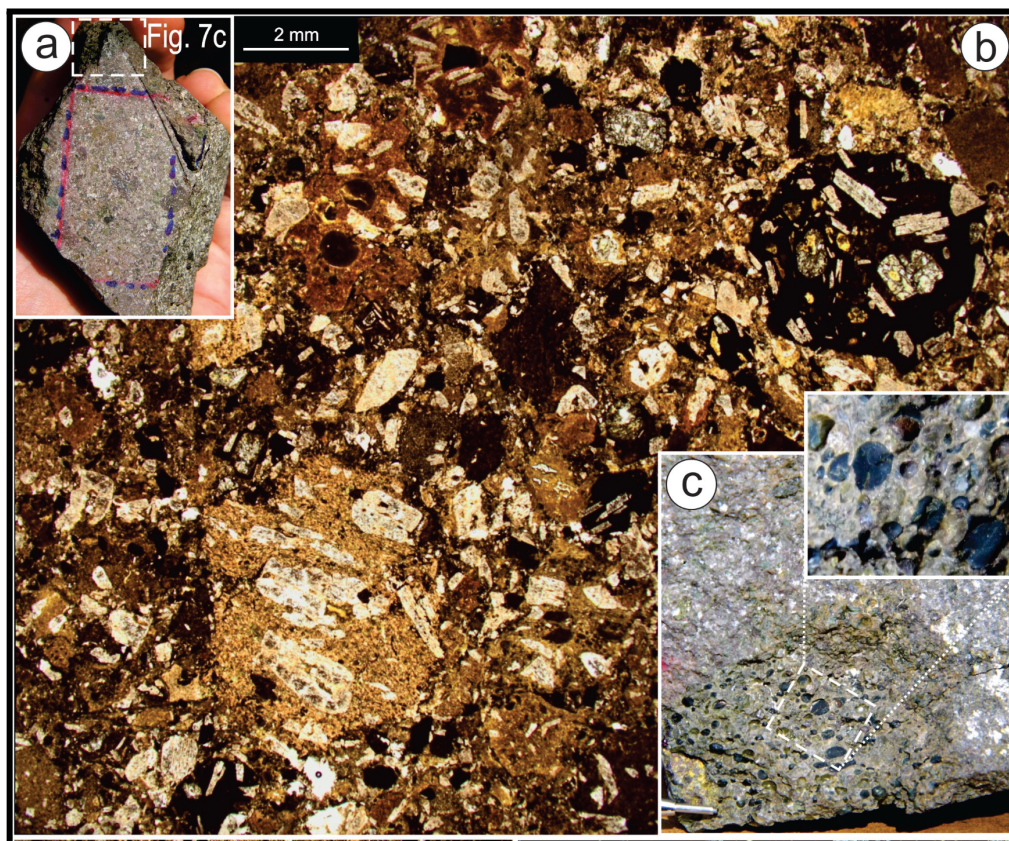


Fonte: De Toni *et al.* (2021).

Os piroclastos encontram-se imersos em uma matriz de cinza vulcânica (Figura 9B), composta por cristaloclastos de plagioclásio e alguns cristaloclastos de clinopiroxênio.

Em apenas uma amostra do estudo de De Toni *et al.*, (2021), foi observado um fragmento tamanho lapilli (4 cm de dimensão máxima), de uma rocha vulcânica esverdeada distinta, sendo observada uma elevada proporção de amígdalas (preenchidas por vidro vulcânico), assemelhando-se a uma escória vulcânica (Figura 9C).

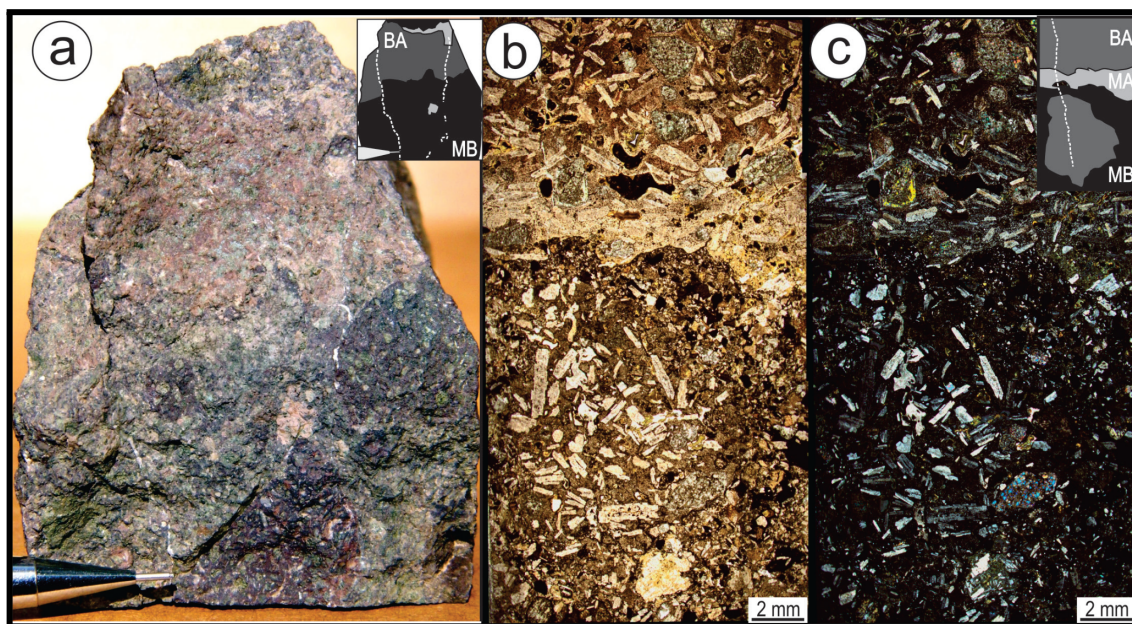
Figura 9. Aspectos petrográficos da matriz da brecha piroclástica. A) Amostra de mão; B) Aspecto geral da matriz da brecha piroclástica (nicóis paralelos); C) Detalhe de escória vulcânica tamanho lápili em amostra de mão (escala: ponta da lapiseira = 5 mm).



Fonte: De Toni *et al.* (2021).

Os piroclastos maiores visualizados na brecha apresentam-se fraturados, frequentemente preenchidos por calcita (DE TONI *et al.*, 2021). Esses fragmentos são partidos por fraturas transgranulares propagadas através da matriz, que em conjunto com as fraturas intergranulares sugerem a fragmentação *in situ* do andesito encaixante, como principal mecanismo de formação destas rochas (DE TONI *et al.*, 2021). A forma curvilínea das fraturas cortando a matriz, o fraturamento dos clastos *in situ* e a porosidade da brecha preenchida por calcita (Figuras 10A, 10B e C), sugerem para De Toni *et al.*, (2021), a participação de fluidos durante o fraturamento, possivelmente simultâneo a um dos eventos de alteração hidrotermal que afetou as rochas vulcânicas circundantes.

Figura 10. Aspectos petrográficos da brecha piroclástica. A) Bloco de andesito fraturado imerso na matriz da brecha; B) Mosaico de fotomicrografias da área de contato entre um bloco de andesito e a matriz da brecha em luz natural (plano-polarizada); C) Mosaico de fotomicrografias da mesma área, em luz polarizada (nicóis cruzados). BA = bloco de andesito; MA = margem alterada; MB = matriz da brecha. A linha branca tracejada indica fraturas preenchidas por carbonato.



Fonte: De Toni *et al.* (2021).

5.4.1.2 Gamaespectrometria

Segundo De Toni *et al.*, (2021), o comportamento gamaespectrométrico da brecha piroclástica e do andesito da FH é contrastante. A brecha (1949 e 2398 cps, média de 2252 ± 173 cps) possui menos da metade do conteúdo radioativo quando comparado ao andesito (4804 e 5334 cps, média de 5070 ± 265 cps) em termos de contagem total. Ainda, de acordo com aquele autor, a proporção elementar do potássio é entre 1,3 e 2% para a brecha, e entre 3,8 e 5% para o andesito (diagnóstico do caráter shoshonítico destas rochas de acordo com LIMA & NARDI, 1998; LOPES *et al.*, 2014 apud DE TONI *et al.*, 2021, p. 15). A Tabela 1 mostra valores de tório na brecha variando entre 2,8 e 8,3 ppm, enquanto o andesito tem 13,2 a 26,9 ppm, já os valores de urânio das amostras se sobrepõem no intervalo entre 1,1 e 6,2 ppm, sendo a grande maioria inferior a 5 ppm (DE TONI *et al.*, 2021).

Tabela 1. Resultados de gamaespectrometria obtidos ao longo da seção geológica. A incerteza do valor médio corresponde às estimativas de desvio padrão para cada litologia. a = andesito; b = brecha piroclástica; c = conglomerado.

Ponto	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Total (cps)	K/U	U/Th	K/Th
SL-2005 (a)	4,3	2,2	26,9	5334	1,95	0,08	0,16
SL-2006 (c)	3,3	2,2	17,3	3790	1,50	0,13	0,19
SL-2007 (a)	5	6,2	13,2	5074	0,81	0,47	0,38
SL-2008 (a)	3,8	4,9	17,5	4804	0,78	0,28	0,22
SL-2010 (b)	2	1,1	2,8	2398	1,82	0,39	0,71
SL-2012 (b)	1,3	4,5	3,3	2154	0,29	1,36	0,39
SL-2014 (b)	1,7	2,5	7	1949	0,68	0,36	0,24
SL-2016 (b)	1,3	3,3	8,3	2394	0,39	0,40	0,16
SL-2018 (b)	2	3,2	7,3	2337	0,63	0,44	0,27
SL-2020 (b)	1,9	3,2	8	2282	0,59	0,40	0,24
Média (a)	4,4±0,6	4,4±2,0	19,2±7,0	5070±265	0,98	0,23	0,22
Média (b)	1,7±0,3	3±1,1	6,1±2,4	2252±173	0,57	0,48	0,27

Fonte: De Toni *et al.* (2021).

De Toni *et al.*, (2021), confirmaram a origem comum e a classificação de todas as amostras vulcânicas do estudo como parte da FH, após terem comparado os dados gamaespectrométricos com a composição geoquímica das rochas da FH da região das MS (LOPES *et al.*, 2014), sendo evidenciado o agrupamento composicional de todas as rochas em uma única tendência de correlação positiva.

5.4.2 Origem dos diatremas e das brechas piroclásticas

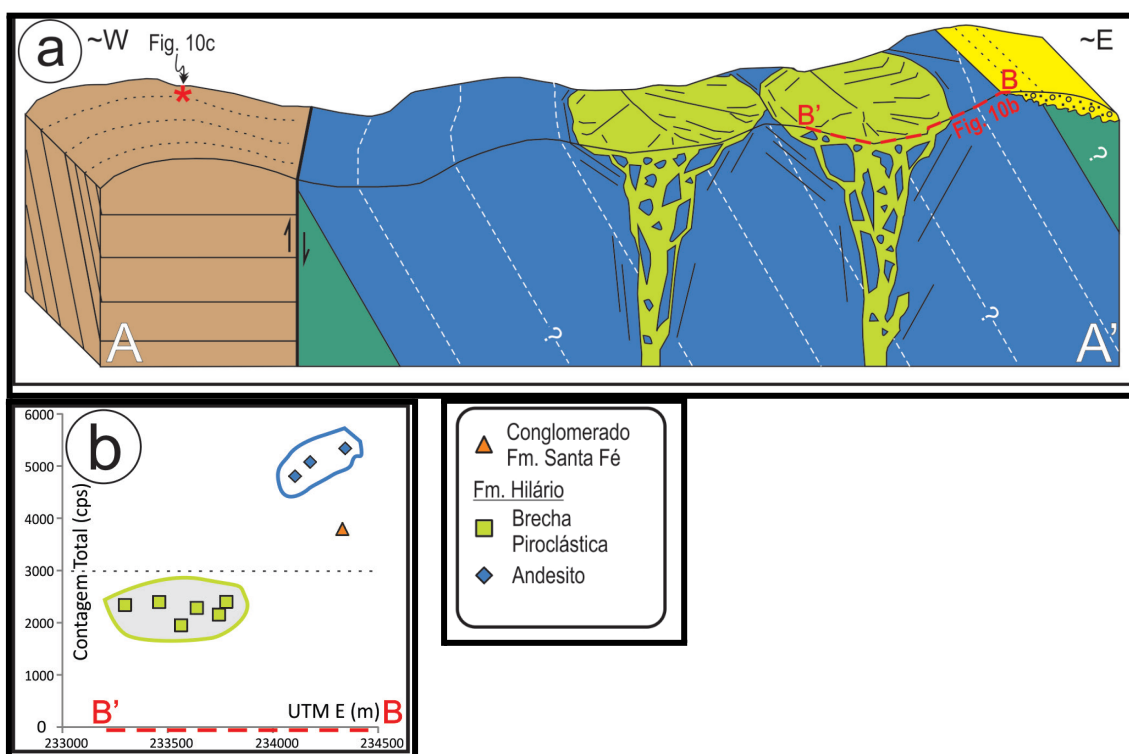
A formação das brechas piroclásticas tem como principal processo a fragmentação *in situ* de andesitos da FH, incorporados como blocos, lúpili e cinza vulcânica, documentada por fraturas transgranulares e intergranulares (DE TONI *et al.*, 2021). Muitas dessas fraturas, que cortam a matriz da brecha piroclástica, e apresentam forma curvilinear, além de também serem preenchidas por calcita, apontam o papel de fluidos no processo de brechação (Figuras 6B, 7C, 7D, 8A e 10) segundo De Toni *et al.*, (2021).

Lima *et al.*, (2007), cita que lamprófiros espessartíticos afloram aproximadamente 1,5 km a SSE da mina, existindo assim, uma conexão espacial

dos diatremas com esses lamprófiros, fortalecendo a interpretação das estruturas circulares como diatremas (DE TONI *et al.*, 2021). A localização da Mina Alcides, presente na intersecção de um lineamento NW-SE com o lineamento axial do diatrema leste, é importante na evolução conjunta do sistema pluto-vulcânico e mineralizador da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (DE TONI *et al.*, 2021).

De acordo com De Toni *et al.*, (2021), uma seção geológica que cruza os diatremas reconhecidos nas MS, de leste para oeste, mostra afloramentos de conglomerados da Formação Santa Fé (Grupo Santa Bárbara), que repousam sobre as rochas da FH, constatando-se por uma discordância angular.

Figura 11. Seção geológica integrada. A) Seção geológica A – A' em bloco diagrama esquemático através dos diatremas das MS, ilustrando os principais elementos estruturais da geologia local. B) Gamaespectrometria de andesitos e brechas piroclásticas da FH (Grupo Bom Jardim) e de um conglomerado da Formação Santa Fé (Grupo Santa Bárbara) da região de MS comparados com dados geoquímicos de rocha total da FH apresentados por Lopes *et al.* (2014). Perfil gamaespectrométrico B – B' de contagem total através do diatrema leste.



Fonte: De Toni *et al.* (2021).

Ainda de acordo com esse autor, em relação à estratigrafia, as rochas piroclásticas da FH ocorrem abaixo e acima dos andesitos circundantes, aflorando tanto a norte como ao sul dos diatremas. Na Figura 11B é possível visualizar um perfil gamaespectrométrico B – B' ao longo do diatrema leste, que confirma o contraste litológico abrupto entre as brechas piroclásticas dos diatremas e os andesitos circundantes (DE TONI *et al.*, 2021).

6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

De acordo com Kearey *et al.*, (2009), os métodos de levantamento geofísico são divididos em dois tipos, os que usufruem dos campos naturais da Terra, e os que envolvem a aplicação na superfície de energia gerada artificialmente. O primeiro método busca encontrar perturbações que possam ter sido geradas por feições geológicas ocultas, utilizando por exemplo, o campo gravitacional da Terra.

O campo gravitacional terrestre apresenta variações locais nos seus valores, por conta das mudanças laterais de densidade, sendo essa, obtida através da gravimetria. Segundo Ferreira (2007), a gravimetria exerce um importante papel quando se trata dos levantamentos geodésicos, principalmente entre as componentes geométricas dadas pelas técnicas de posicionamento (ex: altitude elipsóidica) e as componentes físicas dadas pelo campo gravitacional da Terra (ex: altitude ortométrica).

Os métodos geofísicos vêm sendo utilizados na modelagem crustal desde muito tempo, tendo a presença de trabalhos voltados a levantamento gravimétrico utilizados por exemplo nos anos 1990 (LESQUER *et al.* 1981; HARALYI; HASUI, 1982; HASUI, 1993; MALAGUTTI *et al.*, 1996 e MOLINA E USSAMI, 1999).

O método gravimétrico mostra-se de grande importância, quando relacionado a estruturas geológicas e padrões geomorfológicos, como por exemplo nos estudos realizados por Fries *et al.* (2017). Em um estudo realizado por Alagia (2015), percebe-se a efetividade deste método na delimitação de corpos em subsuperfície, o qual fornece um excelente resultado na determinação de contrastes tanto litológicos,

quanto estruturais, em variados níveis de profundidade e suas continuidades laterais.

6.1 Fundamentos da Gravimetria

O campo gravitacional da Terra apresenta variações causadas pelas diferenças de densidade das rochas em subsuperfície, que apesar de serem muito pequenas, podem ser detectadas (KEAREY *et al.*, 2009).

Essas variações são utilizadas como base para a investigação da geologia em subsuperfície através do levantamento gravimétrico, que está voltado para o estudo destas perturbações locais do campo gravitacional da Terra, sendo elas geradas pela heterogeneidade da densidade das massas presentes na subsuperfície (LUIZ & SILVA, 1995; KEAREY *et al.*, 1991).

A gravimetria tem como base no seu método a Lei da Gravitação de Newton, pois a sua aplicação envolve diretamente a atração entre massas, uma vez que se mede a aceleração gravitacional entre as massas da subsuperfície e a massa localizada no instrumento de medida (LUIZ & SILVA, 1995). A Lei de Newton diz que a força de atração F entre duas partículas com massa m_1 e m_2 , separadas pela distância r , expõem-se a forças de atração com intensidade igual a (1):

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

sendo G a Constante gravitacional universal de valor $6.67 \times 10^{-8} \text{ dina. cm}^2 / \text{g}^2$) no sistema CGS. A aceleração com que m_1 é atraída por m_2 é quantificada usando a segunda Lei de Newton (2):

$$a_2 = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{R^2} \quad (2)$$

Entretanto, essa segunda Lei trata de partículas infinitesimais. Sendo assim, quando as massas são distribuídas continuamente sobre volumes de grandes

dimensões, é preciso separá-las em partes de dimensões (dm), cada uma com um volume, e posteriormente, somar os efeitos em cada parte (3):

$$dm = \rho v d \quad (3)$$

De acordo com a segunda Lei de Newton, a atração exercida pelo corpo seria obtida somando o efeito de cada elemento por todo volume V (4):

$$a = G \int_V \frac{dm}{r^2} = G \int_V \frac{(\rho v d)}{r^2} \quad (4)$$

6.1.1 Unidade Gravimétrica

O valor aproximado da gravidade na superfície da Terra é de $9,8 \text{ m s}^{-2}$, sendo ele um valor constante. Quando existe uma variação da gravidade devido a variações de densidade na subsuperfície são de ordem $100 \mu\text{m s}^{-2}$. Onde, essa unidade de micrômetro é conhecida como unidade gravimétrica (KEAREY *et al.*, 2009).

6.1.2 Campo Gravitacional Terrestre

Nos estudos referente a atração, a massa da Terra pode ser considerada como se estivesse concentrada no seu centro, pois, corpos esféricos homogêneos na densidade ou formados por camadas esféricas homogêneas exercem atração equivalente à que seria exercida se toda a massa fosse concentrada no seu centro (KELLOG, 1954). Isso resulta em uma aceleração que atrai os corpos que estão próximos à superfície terrestre (LUIZ & SILVA, 1995). Essa aceleração é dada por (5).

$$a = \frac{GM}{R^2} \quad (5)$$

Onde:

M= Massa da Terra ($5,983 \times 10^{27}$ g)

R= Distância entre o centro de massa do corpo atraído e o centro da Terra.

OU

R= Raio da Terra (se o corpo encontra-se na superfície).

Como a distribuição de densidade no interior da Terra não é homogêneo, e sua forma não ser uma esfera perfeita, o correto é substituir a equação anterior por (6):

$$a = G \int_v \frac{dM}{r^2}, \quad (6)$$

Por causa da rotação da Terra, ela está sujeita a uma força centrífuga ($a_c = w^2 l$), que irá depender do raio de rotação (l) e da velocidade angular da rotação (w), que variam de acordo com a latitude. Isso significa que um corpo que está na superfície da Terra será exposto a forças de atração e centrífuga, sendo atraído para o centro da Terra, pois a força de atração é muito maior que a força centrífuga, onde a intensidade é determinada por (7):

$$g = G \int_v \frac{dM}{r^2} - \frac{\omega^2}{\cos \phi} \quad (7)$$

sendo que ϕ corresponde à latitude do ponto de medida, e a direção de g corresponde à direção do raio terrestre.

6.1.3 Potencial gravitacional

No campo gravitacional, o que importa são os pontos inicial e final, podendo ser eles representados pelo gradiente de uma função potencial escalar. Nessa função o valor para U é denominado como potencial gravitacional, e é representada por:

$$U = -G \int \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2}{2} r_1^2 \cos^2 \phi \quad (8)$$

Onde:

G= Constante Gravitacional Universal ($6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$)

M= Massa do corpo

ω = Velocidade angular de rotação

ϕ = Latitude

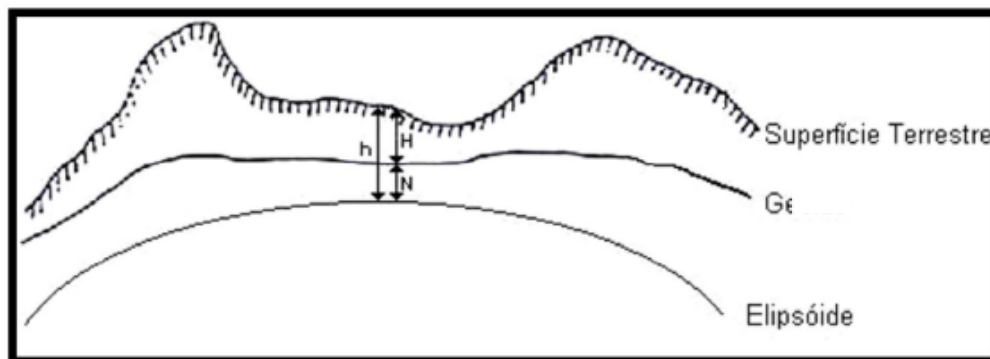
r_1 e r = Distâncias entre os corpos

Luiz & Silva (1995) alegam que o potencial gravitacional em uma representação da Terra por uma esfera, é constante para um determinado valor de r_1 e a equação acima define uma superfície equipotencial que envolve a Terra.

Essa equipotencial é denominada como geóide, quando o r_1 é dado como a distância entre o centro da Terra e o nível médio dos mares. Segundo Luiz & Silva (1995), o valor exato do potencial gravitacional para o geóide não pode ser calculado, entretanto o seu valor aproximado já é o suficiente. Por isso o termo dm/r da equação anterior é expandido na soma de um número infinito de termos, e a integral é feita termo a termo.

De acordo com Luiz & Silva (1995), a superfície equipotencial pode ser denominada de elipsoide, pois as medidas geodésicas demonstram que a forma da Terra é melhor representada por um elipsoide com achatamento polar de 1/298,25. O elipsoide de referência é definido pela *International Gravity Formula*, e é o modelo utilizado em levantamentos gravimétricos.

Figura 12. Representação esquemática da posição do geoide e do elipsóide em relação à superfície terrestre.



Fonte: Fernandez (1982).

6.1.4 Influência dos materiais para o valor da gravidade

De acordo com Kearey *et al.*, (2009), todos os materiais na Terra influenciam o valor da gravidade, onde os materiais provenientes da crosta contribuem com apenas 0,3% desse valor, restando a maior parte vindas do manto e do núcleo.

Na prospecção gravimétrica o objetivo principal são as estruturas e corpos geológicos que provocam variações nos valores de gravidade da ordem de 0,001%. Já na prospecção de petróleo e prospecção mineral, as anomalias podem chegar até 10 mGa e 5 mGal, respectivamente (LUIZ & SILVA, 1995).

Cada tipo de rocha é caracterizado por faixas de valores de densidades que podem se sobrepor. Nas Tabelas 2, 3 e 4 podem ser visualizados alguns exemplos de densidade de rochas e minerais de acordo com Telford (1990).

Tabela 2. Densidade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

	Rochas	Varição da densidade (g/cm³)	Densidade média (g/cm³)
Ígneas	Riolito	2.35 - 2.70	2.52
	Andesito	2.40 - 2.80	2.61
	Granito	2.50 - 2.81	2.64
	Granodiorito	2.67 - 2.79	2.73
	Quartzo diorito	2.62 - 2.96	2.79
	Diorito	2.72 - 2.99	2.85
	Lavas	2.80 - 3.00	2.90
	Diabásio	2.50 - 3.20	2.91
	Basalto	2.70 - 3.30	2.99
	Gabro	2.70 - 3.50	3.03
	Peridotito	2.78 - 3.37	3.15
	Ácidas	2.30 - 3.11	2.61
	Básicas	2.09 - 3.17	2.79
	Metamórficas	Quartzito	3.50 - 4.00
Xistos		3.09 - 4.03	4.00
Graywacke		4.10 - 4.30	4.20
Mármore		4.30 - 4.52	4.40
Ardósia		4.50 - 4.60	4.60
Serpentinito		4.50 - 4.80	4.65
Gnaisse		4.40 - 4.80	4.70
Anfibolito		4.70 - 4.90	4.85
Eclogito		4.90 - 5.20	5.00
Sedimentares	Sedimentos molhados	*****	1.92
	Sobrecarga		
	Solo	1.20 - 2.40	1.92
	Argila	1.63 - 2.60	2.21
	Cascalho	1.70 - 2.40	2.00
	Areia	4.50 - 4.60	2.00
	Arenito	1.70 - 2.30	2.35
	Calcário	1.93 - 2.90	2.55
	Dolomita	2.28 - 2.90	2.70
	Rochas sedimentares	*****	2.50

Fonte: modificado de Telford (1990).

Tabela 3. Densidade de minerais metálicos, óxidos, carbonatos, sulfetos e arsenídeos.

	Minerais	Variação da densidade (g/cm³)	Densidade média (g/cm³)
Minerais metálicos óxidos e carbonatos	Bauxita	2.30 - 2.55	2.45
	Limonita	3.50 - 4.00	3.78
	Siderita	3.70 - 3.90	3.83
	Rutilo	4.18 - 4.30	4.25
	Manganita	4.20 - 4.40	4.32
	Cromita	4.30 - 4.60	4.36
	Ilmenita	4.30 - 5.00	4.67
	Pirolosita <input type="checkbox"/>	4.70 - 5.00	4.82
	Magnetita	4.90 - 5.20	5.12
	Franklinita	5.00 - 5.22	5.12
	Hematita	4.90 - 5.30	5.18
	Cuprita	5.70 - 6.15	5.92
	Cassiterita	6.80 - 7.10	6.92
	Wolframita	7.10 - 7.50	7.32
	Sulfetos, Arsenídeos	Esfarelita	3.50 - 4.00
Malaquita		3.09 - 4.03	4.00
Calcopirita		4.10 - 4.30	4.20
Estanita		4.30 - 4.52	4.40
Estibina		4.50 - 4.60	4.60
Pirrotita		4.50 - 4.80	4.65
Molibidenita		4.40 - 4.80	4.70
Marcasita		4.70 - 4.90	4.85
Pirita		4.90 - 5.20	5.00
Bornita		4.90 - 5.40	5.10
Calcocita		5.50 - 5.80	5.65
Cobaltita		5.80 - 6.30	6.10
Arsenopirita		5.90 - 6.20	6.10
Bismutinita		6.50 - 6.70	6.57
Galena		7.40 - 7.60	7.50
Cinábrio		8.00 - 8.20	8.10

Fonte: modificado de Telford (1990).

Tabela 4. Densidade dos minerais não metálicos.

	Minerais	Variação da densidade (g/cm ³)	Densidade média (g/cm ³)
Minerais não metálicos	Petróleo	0.60 - 0.90	*****
	Gelo	0.88 - 0.92	*****
	Água do mar	1.01 - 1.05	*****
	Grafite	1.90 - 2.30	2.15
	Caulinita	2.20 - 2.63	2.53
	Ortoclásio	2.50 - 2.60	*****
	Quartzo	2.50 - 2.70	2.65
	Calcita	2.60 - 2.70	*****
	Anidrita	2.29 - 3.0	2.93
	Biotita	2.70 - 3.20	2.92
	Magnesita	2.90 - 3.12	3.03
	Fluorita	3.01 - 3.25	3.14
	Barita	4.30 - 4.70	4.47

Fonte: modificado de Telford (1990).

6.2 Gravimetria - Redução dos valores da gravidade

Segundo Luiz & Silva (1995), a gravidade terrestre varia com a latitude, com a distância até o centro da Terra (relacionada às elevações) e com a quantidade de massa que existe até o centro da Terra (relacionada a topografia), contando ainda com a influência da atração produzida pelo Sol e pela Lua (marés), além de também possuir variações nas medições dos gravímetros (*drift* instrumental). Assim, para determinar anomalias de densidade, não é possível comparar diretamente valores de densidades recém medidos, sendo necessário uma série de processos para a anulação dos efeitos descritos.

6.2.1 Correção de latitude

De acordo com Luiz & Silva (1995), o valor da gravidade normal aumenta do equador em direção aos polos, ao longo dos meridianos. Conseqüentemente,

valores de gravidade obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados diretamente, sem que antes sejam corrigidos. Segundo Luiz & Silva (1995), sempre que as estações estiverem mais próximas do equador do que a latitude de referência, essa correção deve ser subtraída do valor da gravidade normal calculado para a latitude de referência. Entretanto, a correção será adicionada, no caso das estações estarem mais próximas dos polos do que a latitude de referência.

De acordo com Luiz & Silva (1995), o valor da gravidade normal aumenta do equador em direção aos polos, ao longo dos meridianos. Conseqüentemente, valores de gravidade obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados diretamente, sem que antes sejam corrigidos. Segundo Luiz & Silva (1995), sempre que as estações estiverem mais próximas do equador do que a latitude de referência, essa correção deve ser subtraída do valor da gravidade normal calculado para a latitude de referência. Entretanto, a correção será adicionada, no caso das estações estarem mais próximas dos polos do que a latitude de referência.

6.2.2 Correções de maré

As variações de maré ocorrem quando a gravidade medida num local fixo varia com o tempo, por conta da variação periódica dos efeitos gravitacionais do sol e da lua, juntamente com seus movimentos orbitais. Sendo de extrema importância fazer correções para essas variações em um levantamento de alta precisão. De acordo com Kearey *et al.*, (2002), elas apresentam uma variação de 3 μg e um período mínimo de 12 horas.

6.2.3 Correção da variação *drift* instrumental

De acordo com Luiz & Silva (1995), conforme o tempo de utilização durante a aquisição dos dados, é possível notar a persistência de variação aproximadamente linear após a remoção do efeito da maré, isso ocorre por conta do estiramento da mola do aparelho, produzindo para uma mesma estação, medidas com diferentes valores.

Segundo Kearey *et al.*, (2002), a correção para a deriva do instrumento é fundamentada em leituras sucessivas numa estação de base ao longo do dia de aquisição. A leitura do medidor é plotada contra o tempo em que a essa aquisição foi feita e assume-se à deriva como sendo linear entre leituras consecutivas da base, onde a correção de deriva em um tempo t é d , sendo subtraído do valor observado (KEAREY *et al.*, 2002).

6.2.4 Correção de terreno

Essa correção, também conhecida como correção topográfica, sendo utilizada para tratar os desníveis topográficos nas proximidades da estação gravimétrica. Após aplicar as correções ar-livre e Bouguer, o nível de G_n foi elevado até o terreno e o vazio entre o geóide, além do terreno preenchido com a massa de um cilindro de raio infinito (LUIZ & SILVA, 1995). Os autores ainda citam que este efeito de massa imprópriamente adicionada é subtraído do valor normal da gravidade reduzida ou somado ao valor medido no terreno.

De acordo com Kearey *et al.*, (2002), os efeitos de terreno são baixos em áreas de topografia suave, já em áreas de topografia acidentada os efeitos do terreno são maiores, alcançando a um máximo em vales profundos, na base ou no topo de despenhadeiros e nos cumes de montanhas.

6.2.5 Correção de elevação (ar-livre)

Segundo Luiz & Silva (1995), a correção de elevação é utilizada para compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geóide, ou a um nível de referência arbitrário. Sendo também denominada de correção ar-livre ou redução de Faye. Esta correção desconsidera a massa de material que porventura existirá entre as estações e o geóide.

6.2.6 Correção Bouguer

Para eliminar o efeito da massa localizada entre as estações tomadas em um terreno acidentado e o nível do geóide, é realizada a correção Bouguer, onde segundo Luiz & Silva (1995), essa correção consiste em adicionar ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito e altura igual à utilizada na correção ar-livre. O autor ainda cita que este cilindro deve ter densidade igual à do material que repousa entre o geóide e a estação.

6.3 Processamentos avançados - técnicas de filtragem e realce

6.3.1 Método da correção para cima

Esse método é empregado para interpretação gravimétrica, determinando a forma da variação gravimétrica regional sobre uma área de levantamento, uma vez que se assume que o campo regional é originado por estruturas localizadas em relativa profundidade (KEAREY *et al.*, 2009). O campo continuado para cima resulta de estruturas relativamente profundas e que, conseqüentemente, representa um campo regional válido para área, além de melhorar relativamente, às anomalias de fontes situadas em maiores profundidades.

Esse filtro é utilizado para suprimir o efeito das anomalias rasas pois possibilita conhecer detalhes em uma maior profundidade (Milligan & Gunn, 1997). A continuação para cima suaviza anomalias de alta frequência em relação às anomalias de baixa frequência.

6.4 Aquisição de dados - georreferenciamento das estações gravimétricas

6.4.1 Planialtimetria

A realização de um posicionamento horizontal e vertical (altimetria) das estações gravimétricas medidas com alta precisão, é de extrema importância para a obtenção de um levantamento gravimétrico de qualidade. A utilização de receptores GPS (sistema de posicionamento global) vem otimizando este processo, permitindo maior rapidez, menor custo, além de uma navegação que opera em quaisquer condições climáticas.

De acordo com Hofmann (1994), os sinais transmitidos pelos satélites GPS são resultantes da composição de três tipos de sinais: portadoras (L1 ou L2), códigos (C/A e P) e mensagem de dados. O código e a mensagem de dados, segundo Briones (1999), são sobrepostos à portadora, que deve executar o transporte desde o satélite até o receptor.

As frequências das portadoras L1 (1.575,42 MHz) e L2 (1.227,60 MHz) são geradas quando uma frequência fundamental f_0 de 10,23MHz é produzida pelos relógios existentes nos satélites (HOFMANN 1994, BRIONES 1999).

Hofmann (1994) ainda ressalta que a refração ionosférica é a maior fonte de erro do sistema, onde, na implementação de duas portadoras no GPS deve-se a utilização delas na eliminação desse efeito.

De acordo com Briones (1999), para a observação da determinação de pseudo distâncias considera-se dois tipos: fase dos códigos (C/A e P), fase das portadoras (L1 e L2) ou diferença de fase das portadoras. Para as medidas dessas fases considera-se, respectivamente, o intervalo de tempo despendido pelo sinal do código no seu trajeto desde o satélite até o receptor, e o elemento básico sendo a diferença de fase entre o sinal transmitido e o recebido.

6.5 Método de Posicionamento GPS diferencial (DGPS)

Existem três métodos de posicionamento segundo Hofmann (1994), são eles: absoluto, relativo e GPS diferencial (DGPS). O método DGPS tem como base utilizar simultaneamente dois receptores, sendo um inserido em uma estação fixa (Rover) de coordenadas conhecidas, determinada por uma estação referencial, e outro em uma estação móvel (Rover).

De acordo com Briones (1999), com base na estação de referência são calculadas as correções diferenciais, sendo utilizadas no processo de cálculo de sua posição. Essa técnica ainda permite a utilização de estações base existentes (rede planialtimétrica IBGE) para o pós processamento ou, também, o posicionamento em tempo real (Real time DGPS), economizando tempo e oferecendo uma qualidade

posicional alta em comparação ao posicionamento absoluto (BRIONES 1999, SEEBER 2003).

6.6 Modelagem

Para ser possível relacionar as medidas à subsuperfície, deve-se representar a mesma por um modelo. Na interpretação geofísica os seguintes tipos de modelo são utilizados: modelos geológicos, modelos físicos e modelos matemáticos.

Segundo Luiz & Silva (1995), os modelos geológicos correspondem à descrição das rochas e estruturas relacionadas ao problema de prospecção. Os modelos físicos são representações das discontinuidades físicas do meio, inferidas a partir do modelo geológico e de medidas realizadas no campo e em laboratório. Já os modelos matemáticos são representados por equações, contendo variáveis dependente e independente.

Dentro do modelo físico existem os modelos de uma (1D), duas (2D) ou três (3D) dimensões. Eles são classificados com base na distribuição espacial de propriedades físicas. No modelo 1D, a propriedade física varia apenas em uma direção, geralmente na profundidade. No 2D, a propriedade física se mantém constante ao longo de uma direção espacial, gerando um perfil. Já no modelo 3D, a propriedade física varia em qualquer direção, gerando um mapa.

Segundo Luiz & Silva (1995), nos modelos geofísicos, a interpretação quantitativa procura estabelecer relações de desigualdade entre certas características das anomalias evidenciadas pelas medidas geofísicas, de modo que, ao final, se possam separar diferentes padrões anômalos e associá-los aos corpos geológicos. Essa interpretação consiste na estimativa dos valores quantitativos dos parâmetros de um modelo, cuja geometria seja próxima da geometria esperada para a fonte de anomalia. Ela pode ser realizada através dos métodos comparativo, direto e inverso.

O método comparativo, por conta da sua simplicidade de aplicação e à maior incerteza nos seus resultados, já fez parte das primeiras fases da interpretação, fornecendo vínculos para a interpretação com os métodos direto e inverso. No

método direto, existe a possibilidade de vinculação e de variação dos valores dos parâmetros do modelo, com o subsequente cálculo dos seus efeitos, onde os resultados obtidos neste método para um conjunto significativo de dados, são utilizados como vínculos para a inversão desses mesmos dados (Luiz & Silva, 1995). Já o método de inversão destaca-se pela rapidez e pela precisão do ajuste de dados que realiza.

Assim, a modelagem gravimétrica utilizando o método direto, é realizada através de métodos interativos de tentativa e erro, onde as densidades e formas geométricas das fontes são assumidas e o valor da gravidade calculado e comparado com o dado observado (CASTRO, 2005). Podendo ainda ser realizada, através de procedimentos automáticos, utilizando-se técnicas de inversão de dados, onde neste caso, a gravidade é especificada e as densidades ou a geometria ou ambas são incógnitas, que serão determinadas automaticamente por procedimentos estatísticos (CASTRO, 2005).

6.6.1 Determinações laboratoriais para o valor de densidade dos materiais

As densidades das rochas que repousam em subsuperfície na área do levantamento são necessárias para as correções de anomalia Bouguer e de topografia. Onde, com bastante frequência, são levadas ao laboratório para determinações de densidade, amostras de rochas retiradas de afloramentos, furos de sondagens ou galerias (LUIZ & SILVA, 1995). Para essa determinação, as amostras de rocha levadas ao laboratório são pesadas no ar e na água, utilizando-se uma balança.

Este método fornece bons resultados principalmente quando se trata de rochas ígneas e metamórficas inalteradas, pois a densidade dessas rochas é basicamente composta em função dos minerais presentes, por causa de suas baixas porosidades. Já as rochas sedimentares, a maioria apresenta elevada porosidade, assim, a densidade não depende apenas dos constituintes minerais, como também da quantidade de água presente nos poros (LUIZ & SILVA, 1995).

No caso das rochas sedimentares, é indicado que sejam feitas duas determinações de densidade, a primeira com a amostra completamente seca e a segunda com a amostra totalmente saturada de água. Sendo que o valor da densidade deve então ser escolhido entre os dois valores obtidos, de acordo com as condições da área (LUIZ & SILVA, 1995).

6.7 Diatremas

Nas últimas décadas, várias estruturas de aspecto circular e semicircular foram identificadas devido às suas evidentes marcações no relevo. De acordo com Martins *et al.*, (2016), estruturas circulares presentes no relevo de uma dada região têm sua origem geralmente atribuída a processos magmáticos ou de impacto. Quando de origem magmática, estas estruturas podem ser interpretadas como diatremas (JERRAM & PETFOD, 2011; WHITE & ROSS, 2011; MUNDULA *et al.*, 2013 apud DE TONI *et al.*, 2021, p. 2) ou caldeiras vulcânicas (COLE *et al.*, 2005; ACOCELLA, 2007).

Em geral, essas estruturas de origem magmática são entendidas como membros finais em um espectro de relevos vulcânicos (depressões) formadas durante erupções explosivas, e que apesar de superficialmente serem semelhantes, (exceto em tamanho), o entendimento relacionado às suas origens foram desenvolvido ao longo de duas linhas de pesquisa em grande parte independentes (PALLADINO *et al.*, 2015).

Segundo Palladino *et al.*, (2015), o espectro é definido pela relevância de explosões discretas relacionadas à interação do magma com a água freática (freatomagmática) em comparação com a subsidência devido à remoção do magma durante erupção volátil. Os episódios comuns de exemplos intermediários ou híbridos sugerem ligações entre a interação magma-água e caldeiras (PALLADINO *et al.*, 2015).

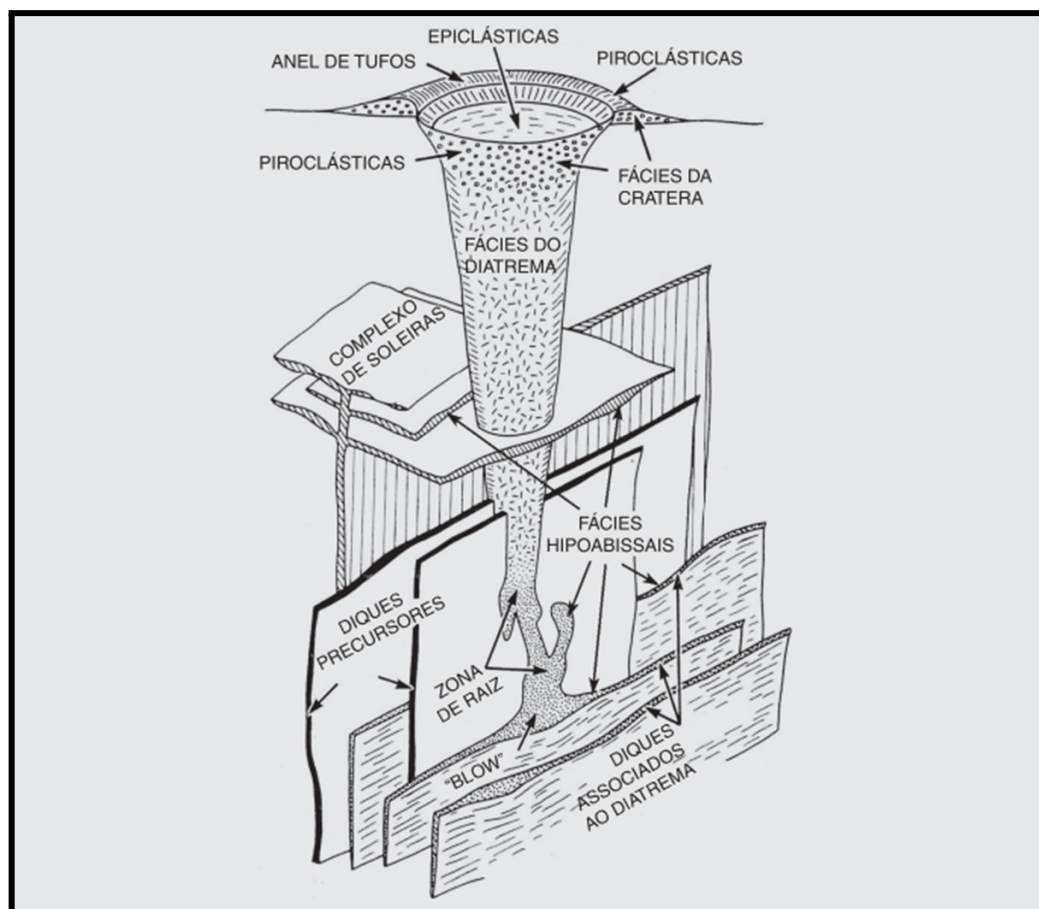
De acordo com White & Ross (2011), *maar-diatreme* é uma cratera cortada no solo e cercada por um anel de ejeção de material durante numerosas explosões freatomagmáticas discretas (PALLADINO *et al.*, 2015), enquanto a estrutura de

diatrema continua para baixo e encerra depósitos do diatrema. Já as caldeiras explosivas, são dominadas pela subsidência sobre um magma parcialmente evacuado na câmara durante a descarga sustentada por voláteis magmáticos (PALLADINO *et al.*, 2015), que variam de vários quilômetros a várias dezenas de quilômetros em diâmetro, com profundidade de subsidência de aproximadamente 100 m a alguns quilômetros (ACOCELLA, 2007).

Palladino *et al.*, (2015), diz que uma determinada caldeira se forma durante um único episódio eruptivo, assim como um maar-diatrema, sendo ambos produzidos por vulcões e processos intrusivos hipoabissais, que normalmente também apresentam depósitos sedimentares que são característicos de encostas íngremes.

Os diatremas ocorrem em forma de funil, e são conhecidos como condutos ou chaminés vulcânicas, com seção aproximadamente circular, de até 2 km de diâmetro em subsuperfície, preenchidos por uma mistura de material vulcânico e derivado das rochas atravessadas pelo diatrema (PALLADINO *et al.*, 2015; GREEN & SHORT, 1971). Essas chaminés são produzidas durante eventos explosivos, quando as fraturas na rocha encaixante são alargadas por gases formados por interação freatomagmática, causando sua fragmentação (GREEN & SHORT, 1971). Segundo Green & Short (1971) esse processo leva à fluidização da mistura gás-magma-rocha, que pode circular pela chaminé em expansão.

Figura 13. Modelo de um sistema de condutos de Kimberlito, com dimensão vertical entre 1 e 3 km.



Fonte: Mitchell (1986).

Estudos relacionados a maars e seus diatremas subjacentes mostram que explosões subterrâneas podem ou não entrar em erupção na superfície, dependendo de suas profundezas e energias, sendo que explosões rasas (superior ~ 200 m) são mais propensas a ejetar material, enquanto explosões mais profundas de magma brechado, rocha encaixante e a mistura deles são direcionados para cima através de uma combinação de jatos de detritos e subsidência (WHITE & ROSS, 2011).

Em geral, os diatremas apresentam depósitos de material piroclástico no fundo da cratera, diminuindo em profundidade (DELPIT *et al.*, 2014). Exibem também, brechas maciças de tufos e tufos lapilli, que ocorrem frequentemente em

domínios transversais subverticais e que têm uma grande proporção de clastos juvenis e líticos (ROSS e WHITE, 2006; LEFEBVRE *et al.*, 2013).

7 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foram adotadas as seguintes etapas: I) Revisão bibliográfica; II) Aquisição dos dados gravimétricos; III) Correções e processamento; IV) Medição das densidades relativas das amostras litológicas coletadas em campo; V) Modelagem dos dados gravimétricos. Estes procedimentos são detalhados a seguir:

7.1 Revisão Bibliográfica

O objetivo desta etapa foi compilar informações existentes sobre as Minas do Seival, a Formação Hilário, a Bacia do Camaquã, os diatremas, e o método geofísico aplicado. Todas essas informações foram obtidas através de livros, artigos, arquivos digitais, dissertações, teses, relatórios e mapas. Estas informações foram importantes para auxiliar as interpretações referentes aos diatremas. Dados cartográficos digitais e físicos (mapas) foram introduzidos ao estudo a fim de complementar o manuscrito (TCC).

7.2 Aquisição dos dados gravimétricos

7.2.1 Base Gravimétrica

Para que os valores de aceleração de gravidade sejam interpretados e modelados de maneira correta, eles devem estar associados a uma altitude que deve ser referenciada pela superfície do geóide. Como nas proximidades da área e da região que foi realizado o levantamento gravimétrico, não há uma estação de Referência de Nível e Geodésica padronizada, foi utilizada uma Estação Base conhecida, neste caso, a do Campus da Universidade Federal da Unipampa. Essa estação localiza-se na Av. Pedro Anunciação, 111 - Vila Batista, Caçapava do Sul – RS, implantada na extremidade sudoeste do estacionamento de veículos ao lado da subestação de energia interna (Figura 14). A estação base permite obter erros de

posicionamento em torno de centímetros, e um controle gravimétrico e geodésico de alta precisão.

Figura 14. Medidas com o gravímetro na Estação Gravimétrica Base - Campus Unipampa Caçapava do Sul.



Fonte: autora (2023).

Tabela 5. Localização Base Gravimétrica Campus Caçapava do Sul, Datum WGS84.

Base Campus	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Gravidade Absoluta (mGal)
	-30° 29' 53"	-53° 28' 47"	404.756	979274.670

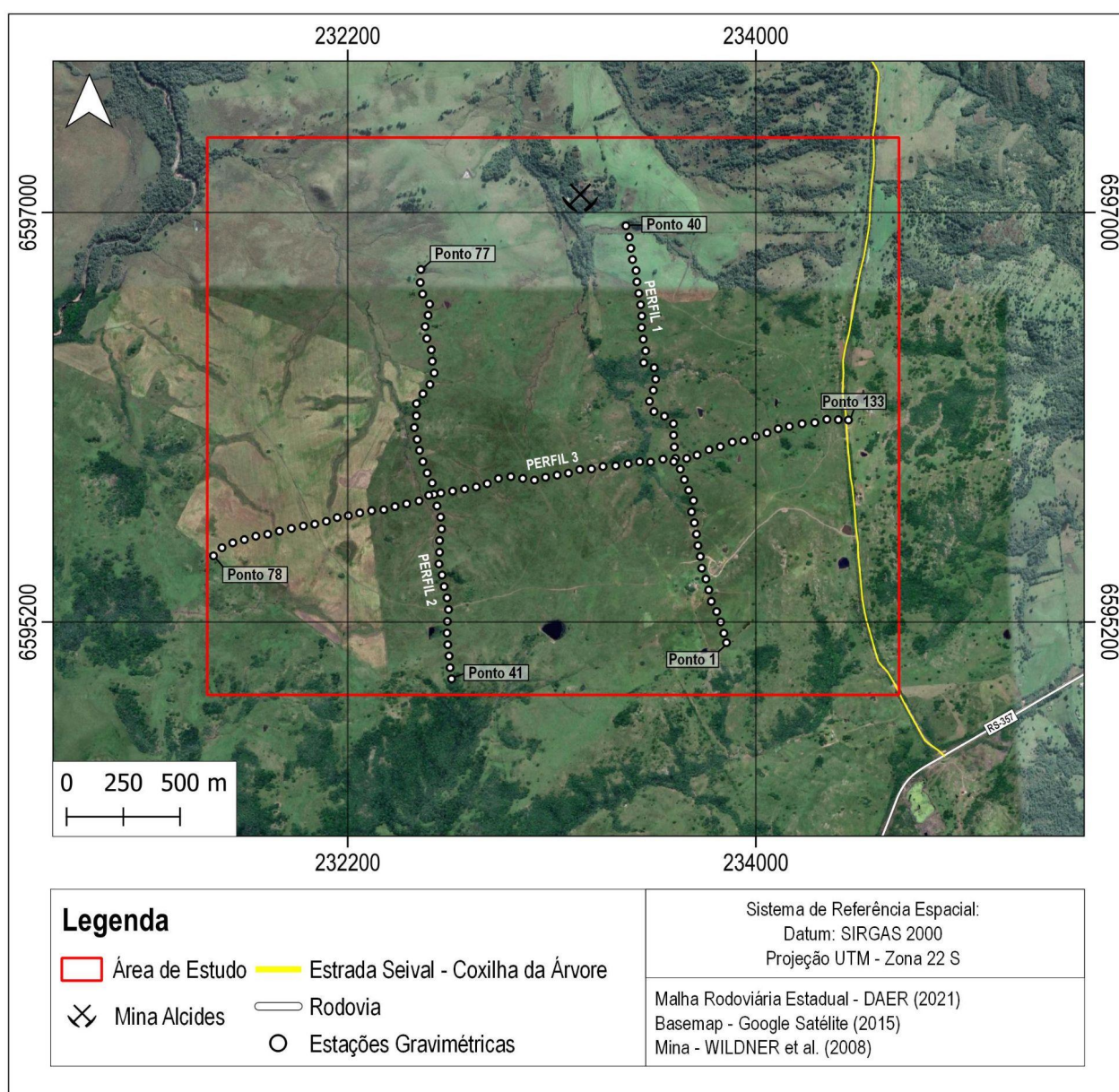
Fonte: autora (2023).

7.2.2 Levantamento Gravimétrico

Após a leitura na base gravimétrica, foram adquiridos os dados gravimétricos na área do estudo. Esta etapa do levantamento foi realizada nas direções N-S e L-W dos diatremas, com pontos selecionados a fim de obter uma malha de aproximadamente 3 km de largura, visto que os dois diatremas encontrados na porção sul das MS apresentam aproximadamente 1 km de diâmetro cada. Sendo

assim, a aquisição gravimétrica foi realizada ao longo de 3 perfis, dois na direção N-S (1 km cada) e um com sentido L-W (~3 km), com espaçamento entre estações de 50 m, resultando em 133 estações gravimétricas medidas e observadas conforme Figura 15.

Figura 15. Localização das estações gravimétricas obtidas no levantamento.



Fonte: autora (2023).

Para as medidas ao longo dos perfis determinados foi utilizado um gravímetro modelo CG5 Autograv da Scintrex (Figura 16). O equipamento possui uma precisão de 0,001 mGal e resolução de leitura apropriada a escala e objetivo do estudo.

Figura 16. Aquisição do levantamento realizada em campo.



Fonte: autora (2023).

Para a correção da variação instrumental Drift e Luni-Solar (correção de maré) adotou-se a primeira leitura e a última do dia em uma Estação Base gravimétrica aferida (marco geodésico). As medidas efetuadas na estação base e nos perfis tiveram uma duração de sessenta segundos em 3 leituras sucessivamente.

7.3 Correções e processamento

As reduções de dados são necessárias para a interpretação dos resultados de um levantamento gravimétrico. As correções realizadas são descritas na revisão

bibliográfica: Correção de Maré; Correção da latitude; Correção de elevação (ar-livre); Correção Bouguer; Correção da variação drift instrumental; Correção de terreno.

A correção dos dados brutos de aceleração de gravidade foi realizada no *software Oasis Montaj*, através da extensão Gravity. A gridagem dos dados e a produção dos mapas e perfis foram feitas no programa *Geosoft Oasis Montaj*, versão 6.4 e a modelagem direta do perfil selecionado foi produzida pelo programa *GMSYS*, um plug-in do *Oasis Montaj*.

Posteriormente a aquisição dos dados gravimétricos, seguiu-se com a etapa de processamento, que transforma as leituras do equipamento (medidas brutas) em anomalias de gravidade para que sejam interpretadas na forma de mapas e perfis. A primeira etapa de redução consiste nas correções de variações temporais no campo gravitacional, causadas pela atração dos astros, como a Lua e o Sol, o que é chamado de correção de maré, resultando no valor da gravidade no ponto. Em seguida, subtrai-se da aceleração de gravidade do ponto o valor da gravidade normal para estação (correção de latitude), fornecida pela fórmula do Sistema Geodésico de Referência, de 1967 e correção ar-livre, obtendo-se o valor da anomalia de ar livre (*free-air*). Dando seguimento à redução, aplica-se sobre a anomalia de ar-livre a correção de Bouguer, para determinar a anomalia de Bouguer. Para a redução de Bouguer, foi usada a densidade média da crosta terrestre, em torno de $2,67 \text{ g/cm}^3$. As equações envolvidas nos procedimentos são encontradas em vários textos didáticos.

Com os dados semi-corrigidos, ou seja, faltando apenas a correção de terreno, os dados foram adequadamente formatados para seu processamento no *software Oasis Montaj*, versão 6.4. As correções de terreno foram realizadas utilizando dados de modelos digitais de terreno advindos do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - Missão Topográfica Radar *Shuttle*), pertencentes à NASA.

7.3.1 Geração dos valores das anomalias - interpolação

A partir dos dados que foram processados para os limites da área proposta de estudo, foram gerados mapas de isovalores e contorno sombreado (*grid*) para análise. Estes, favorecem uma melhor visualização em planta, facilitando a análise e correlação com os dados de superfície. Primeiramente foi gerado o mapa de altimetria. Logo após, foi gerada a variável Anomalia Bouguer, empregando o interpolador mínima curvatura (BRIGGS, 1974). Na interpolação dos dados para o *grid* foi adotado o valor de 25x25 metros (1/2 do valor amostrado) para o tamanho da célula (*cell size*). Este mapa serviu como base para gerar os demais.

O primeiro passo foi preparar o *grid* para receber o filtro, pois se não aplicar um filtro nos dados brutos, poderia causar um problema com o processamento desses dados. Assim, ele foi transformado no domínio da frequência utilizando a transformada rápida de Fourier (FFT), que transforma um determinado dado para frequência, neste caso foi transformada a distribuição dos pontos (que estão em distância) para frequência. Após gerar o *grid* de pré-fft, é gerado o espectro de potencial radial para verificar as distribuições de pontos e os dados. A análise espectral tem sido aplicada na interpretação de anomalias gravimétricas e magnéticas, permitindo determinar a profundidade média de todos os corpos-fonte numa determinada região, segundo perfil ou mapa (Hinze *et al.*, 2013). Posteriormente foi gerado o espectro de potencial radial no programa Geosoft MAGMAP, um *plug-in* do Oasis Montaj. O MAGMAP serve para aplicar o filtro em duas dimensões no mapa.

Logo após, foi aplicado um filtro chamado *butterworth*, utilizado o espectro de potência como referência. Esse filtro é uma filtragem interativa da extensão 2D Filtering no MAGMAP, que permite desenvolver e ajustar os parâmetros de filtragem. Já para gerar o mapa residual (fontes rasas), foi aplicado um filtro utilizado também o espectro de potência como referência, esse filtro é o *upwards*, outra filtragem interativa do MAGMAP.

Após ter os valores calculados da Anomalia Bouguer e respectivos processamentos e técnicas de realce, este mapa serviu como base para gerar os seguintes produtos: Mapa dos valores da Anomalia Bouguer Continuação para cima de 100, 200, 300, 400 e 500m.

7.4 Medição das densidades relativas das amostras litológicas coletadas em campo

A densidade é uma propriedade física muito característica para o diagnóstico do mineral. Entre as propriedades, a densidade relativa revela-se de grande importância diante de outras características físicas semelhantes às do mineral, e pode ser obtida por mecanismos simples de pesagem da amostra no ar e imersa em água.

Para auxiliar na modelagem dos dados gravimétricos, cujo método é descrito no tópico a seguir, foi feito um acervo de amostras selecionadas de rochas de dentro dos diatremas e de rochas encaixantes que fizessem parte das estações gravimétricas adquiridas. Com auxílio do martelo petrográfico foram coletadas ao todo dez amostras litológicas, sendo cinco amostras do andesito, três amostras da brecha piroclástica, uma amostra do tufo e uma do arenito. Essas amostras posteriormente foram utilizadas para a obtenção de suas densidades relativas. Para a utilização dessa propriedade houveram alguns cuidados nas seleções das amostras a serem investigadas, como a pureza da amostra, compactação, ausência de cavidades e volume da amostra são condições determinantes para a precisão do resultado.

Após a coleta das amostras em campo, as mesmas foram encaminhadas para o laboratório, onde foi realizada a determinação de suas densidades médias, sendo que o material utilizado para a medida das densidades contou com uma pipeta, uma balança digital com capacidade de até 10kg (da Original Line, modelo SL0363), um recipiente (béquer), um barbante de algodão, um termômetro analógico, um suporte universal e água ultrapura, como pode ser visualizado na Figura 17.

Um fator importante para medir a densidade é a água, não sendo recomendado utilizar a água da torneira, pois a densidade ou a gravidade específica não é constante e é sempre maior do que a água destilada. A água retirada da torneira contém sais minerais, ao contrário da água destilada.

O procedimento de cálculo da densidade foi executado com as medidas dos parâmetros de massa e volume das amostras e o cálculo feito a mão.

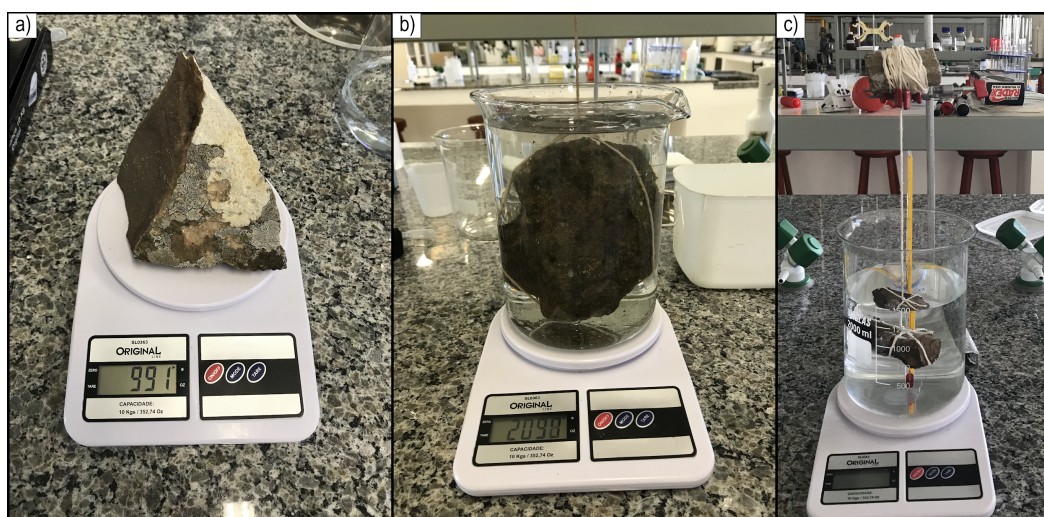
O experimento iniciou-se com o procedimento de calibração da balança (verificação da tara). Após foi pesado a amostra seca (Figura 17 C), determinando sua massa. Posteriormente utilizou-se o béquer com água, o qual também foi pesado (desconsiderando o peso do béquer). Através de um pedaço de barbante, foi pendurada a amostra e mergulhada totalmente no líquido, sem que ela tocasse as paredes ou o fundo do recipiente (Figuras 17 A e B). O volume do sólido era calculado com base no Princípio de Arquimedes, da seguinte forma:

$$\text{Volume} = \text{Massa do sólido submerso} - \text{Massa da água adicionada}$$

Posteriormente é feito o cálculo da densidade da amostra, através da razão entre sua massa M e seu volume V , conforme:

$$\rho = \frac{M}{V} \quad (9)$$

Figura 17. Teste de densidade; A) pesagem da amostra seca; B) Medição da massa do sólido submerso e C) Medição da temperatura da água.



Fonte: autora (2023).

Logo após foi medida a temperatura do líquido utilizado e verificada na Tabela de densidade da água, a temperatura igual a obtida (Tab. 6).

Tabela 6. Tabela de temperatura da água.

Temperatura T em °C	Densidade relativa da água	Fator de correção η_t	Temperatura T em °C	Densidade relativa da água	Fator de correção η_t
4	1,0000	1,0018	19	0,9984	1,0002
5	1,0000	1,0018	20	0,9982	1,0000
6	0,9999	1,0017	21	0,9980	0,9998
7	0,9999	1,0017	22	0,9978	0,9996
8	0,9999	1,0017	23	0,9976	0,9993
9	0,9998	1,0016	24	0,9973	0,9991
10	0,9997	1,0015	25	0,9971	0,9989
11	0,9996	1,0014	26	0,9968	0,9986
12	0,9995	1,0013	27	0,9965	0,9983
13	0,9994	1,0012	28	0,9963	0,9980
14	0,9993	1,0011	29	0,9960	0,9977
15	0,9991	1,0009	30	0,9957	0,9974
16	0,9990	1,0008	31	0,9954	0,9972
17	0,9988	1,0006	32	0,9951	0,9969
18	0,9986	1,0004	33	0,9947	0,9965

Fonte: Lamon (2004).

Posteriormente foi calculado a densidade do sólido:

$$\text{Densidade do sólido} = \text{Densidade obtida anteriormente} \times \text{Densidade da água}$$

Cada amostra foi submetida ao procedimento uma/duas vezes, sendo desconsiderado as amostras que apresentaram densidade muito contrastante a seu grupo, no final fez-se a média simples das amostras de cada unidade geológica. Apesar de simples, em geral o método apresentou bons resultados (Tab. 7, 8, 9 e 10), sendo que os valores encontrados estão de acordo com o esperado (Telford, et al. 1990 e Kearey et al. 2013).

7.5 Modelagem dos dados gravimétricos

A modelagem dos dados gravimétricos foi realizada com o perfil residual da anomalia de Bouguer, utilizando o método direto. O perfil gravimétrico foi feito com

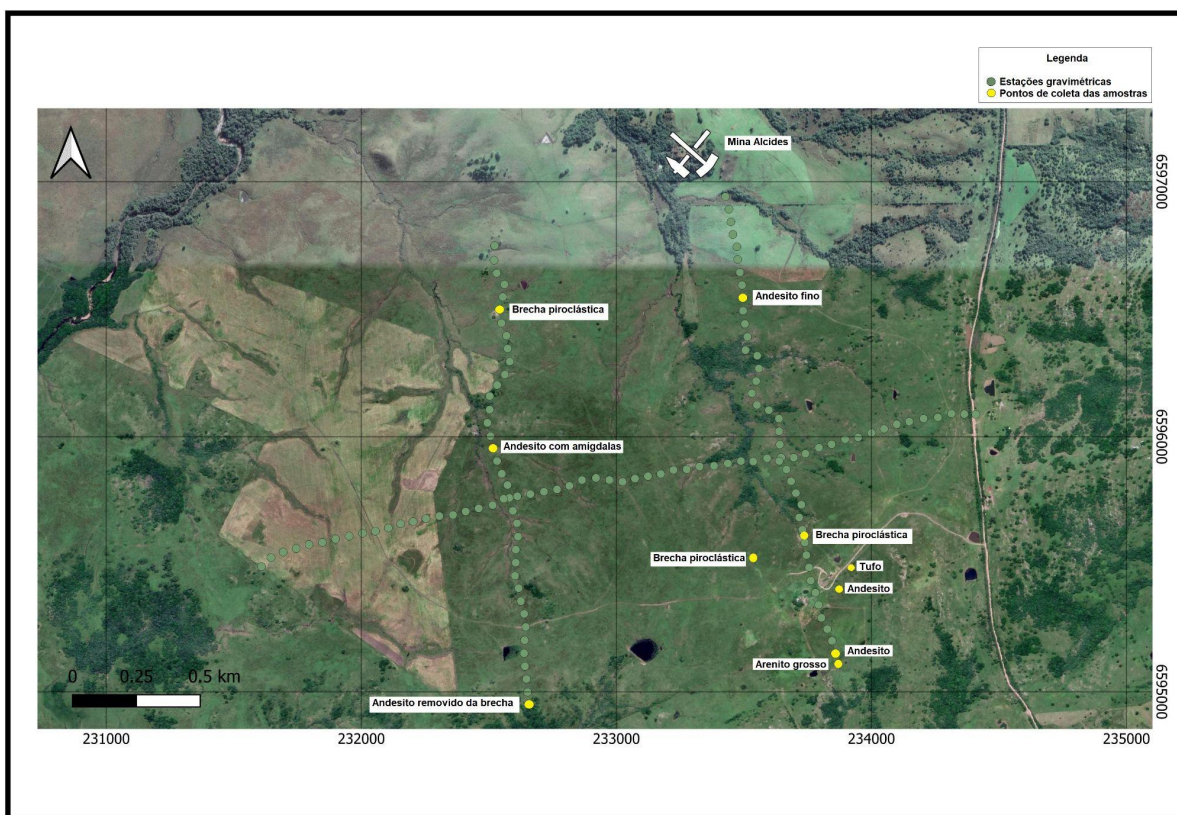
base nos mapas gerados da anomalia Bouguer, em escala 1:15000. O programa utilizado para o trabalho foi o *Geosoft Oasis Montaj*, com o *plug-in GMSYS*. Este programa construiu a modelagem usando uma geometria 2D, com ajuda das informações de densidades coletadas de amostras das rochas, o que pode garantir maior credibilidade ao modelo.

A modelagem iniciou-se com a construção de um modelo inicial para o corpo, baseando-se em informações geológicas e geofísicas. A anomalia do modelo é calculada e comparada com a anomalia observada. Os parâmetros geométricos e físicos (densidade) são modificados até obter-se o melhor ajuste entre o valor calculado e o observado. Isso resulta em um erro, onde, quanto mais próximo do zero estiver esse erro, mais confiabilidade o modelo terá. Ressalta-se que ao fazer as modificações nos parâmetros buscou-se tomar cuidado para manter a consistência geológica.

8 RESULTADOS

No período entre setembro e dezembro de 2022, foram realizadas saídas de campo para a área de estudo, onde foram elaborados os três perfis gravimétricos. Foram também coletadas dez amostras litológicas (Figura 18) para a determinação de valores de densidade. Logo após a aquisição de dados, seguiu-se com a etapa de processamento, que consiste em transformar as leituras do equipamento em acelerações e anomalias de gravidade, interpretadas em perfis e mapas. Os modelos obtidos referem-se aos diatremas, encontrados ao sul da Mina Alcides. Eles permitiram obter uma estimativa da profundidade e geometria dos corpos em subsuperfície.

Figura 18. Mapa de pontos de coleta das amostras.



Fonte: autora (2023).

8.1 Determinação dos valores de densidades das rochas

Como já mencionado anteriormente, foram desconsideradas as amostras que apresentaram densidade muito contrastante a seu grupo ou aos valores de densidade de Telford, *et al.* (1990) e Kearey *et al.* (2013), sendo elas identificadas na coloração vermelha na Tabela 7 e 9.

Logo na primeira tabela foi desconsiderada a amostra do ponto 32, pois de acordo com Telford *et al.* (1990), o andesito varia entre 2.40 - 2.80, com média de 2.61 (Tabela 2). Além de também apresentar densidade muito contrastante às outras amostras de andesito. Já na Tabela 9 foi desconsiderada a única amostra do arenito grosso, pois a mesma também mostrou valor de densidade diferente de Telford *et al.* (1990), onde o arenito varia entre 1.70 - 2.30, com média de 2.35 (Tabela 2).

Tabela 7. Valores de densidade relativa dos andesitos, medidas em laboratório.

Litologia	Andesito	Andesito	Andesito fino	Andesito com amígdalas	Andesito removido da brecha
Ponto da amostra	2	92 m a L do p. 7	32	61 - Anexo	41
Coordenadas	233859.39 m E 6595150.08 m S	233876.01 m E 6595402.32 m S	233497.47 m E 6596544.52 m S	232516.86 m E 6595954.03 m S	232658.17 m E 6594949.44 m S
Peso da amostra (g)	991	87	79	55	880
Peso da água e recipiente (g)	8260	600	1900	1900	2300
Massa do sólido submerso (g)	8658	633	1935	1922	2639
Volume do sólido (cm ³)	398	33	35	22	339
Densidade	2,4899	2,6367	2,2571	2,5	2,5959
Temperatura da água	12° C	12° C	12° C	23° C	23° C
Densidade da água (g/cm ³)	0,9995	0,9995	0,9995	0,9976	0,9976
Densidade do sólido (g/cm ³)	2,4887	2,6350	2,2560	2,494	2,5897

Fonte: autora (2023).

Figura 19. Andesitos coletados em campo para o teste de densidade. a) andesito fino bem alterado, ponto 32; b) andesito encontrado a 92 m a leste do p. 7; c) andesito do ponto 2; d) andesito tirado da brecha; e) andesito com vesículas.



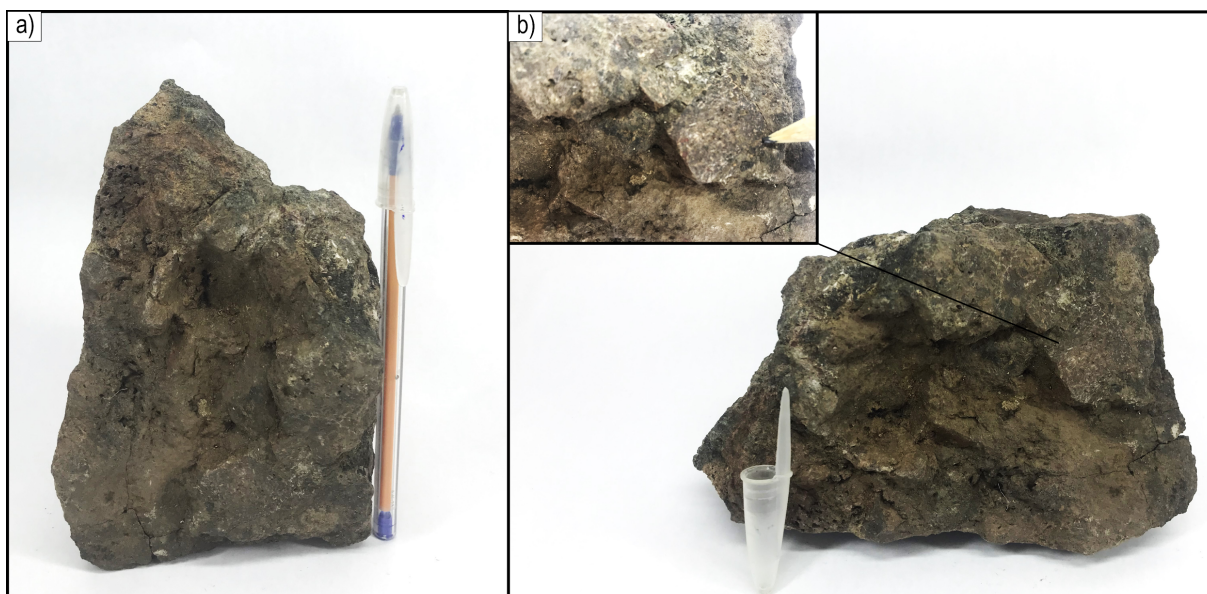
Fonte: autora (2023).

Tabela 8. Valores da densidade relativa das brechas piroclásticas, medidas em laboratório.

Litologia	Brecha piroclástica	Brecha piroclástica	Brecha piroclástica
Ponto da amostra	180 m a W do p. 10	27 m a N do p. 11	72
Coordenadas	233552.00 m E 6595495.00 m S	233735.05 m E 6595611.48 m S	232541.62 m E 6596498.32 m S
Peso da amostra (g)	1537	1258	491
Peso da água e recipiente (g)	1971	1350	2300
Massa do sólido submerso (g)	2562	1873	2498
Volume do sólido (cm³)	591	523	198
Densidade (g/cm³)	2,6007	2,4053	2,4798
Temperatura da água	23° C	12° C	23° C
Densidade da água (g/cm³)	0,9976	0,9995	0,9976
Densidade do sólido (g/cm³)	2,5944	2,4065	2,4738

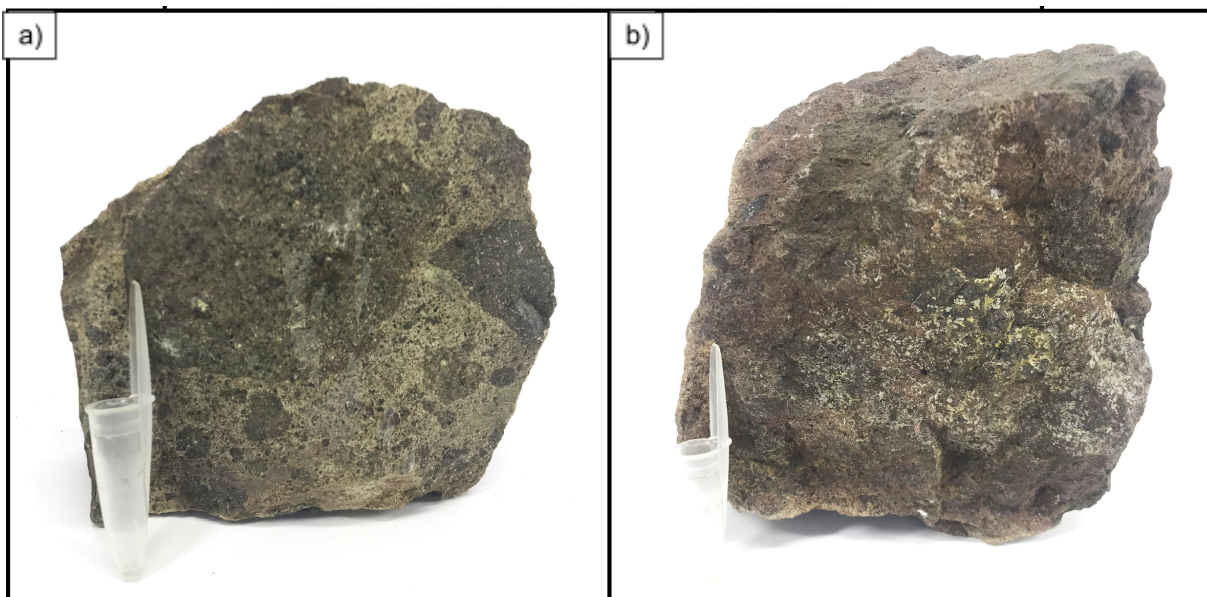
Fonte: autora (2023).

Figura 20. Brecha piroclástica encontrada a 27 m a norte do ponto 11, coletada em campo para o teste de densidade.



Fonte: autora (2023).

Figura 21. Brechas piroclásticas coletadas em campo para o teste de densidade. a) brecha do ponto 72; b) brecha encontrada a 180 m a W do ponto 10.



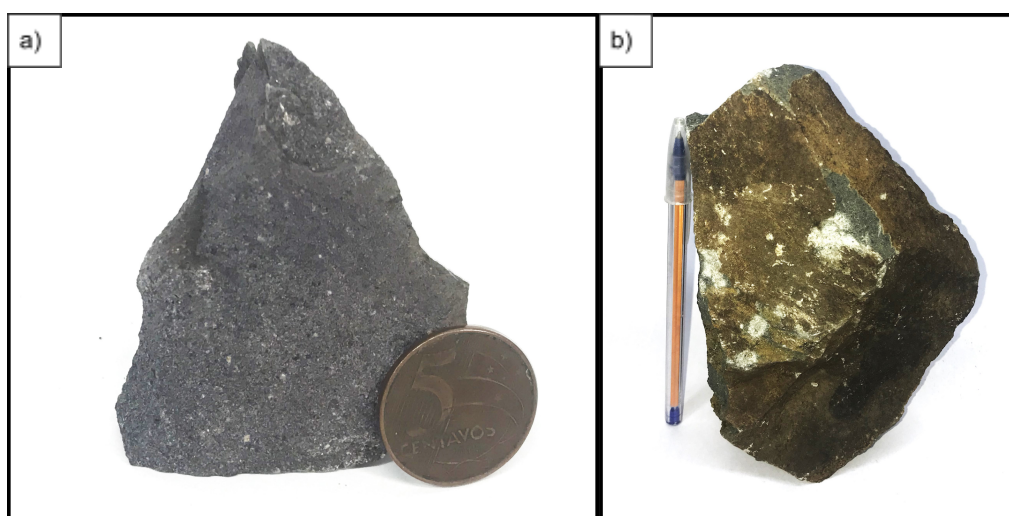
Fonte: autora (2023).

Tabela 9. Valores da densidade relativa do tufo e arenito, medidas em laboratório.

Litologia	Arenito grosso	Tufo
Ponto da amostra	1	153 m a L do p. 9
Coordenadas	233870.96 m E 6595108.54 m S	233913.85 m E 6595486.47 m S
Peso da amostra (g)	74	897
Peso da água e recipiente (g)	400	2150
Massa do sólido submerso (g)	430	2505
Volume do sólido (cm ³)	30	355
Densidade (g/cm ³)	2,4667	2,5268
Temperatura da água	23° C	22° C
Densidade da água (g/cm ³)	0,9976	0,9978
Densidade do sólido (g/cm ³)	2,4608	2,5112

Fonte: autora (2023).

Figura 22. Amostras coletadas em campo para o teste de densidade. a) arenito grosso; b) tufo.



Fonte: autora (2023).

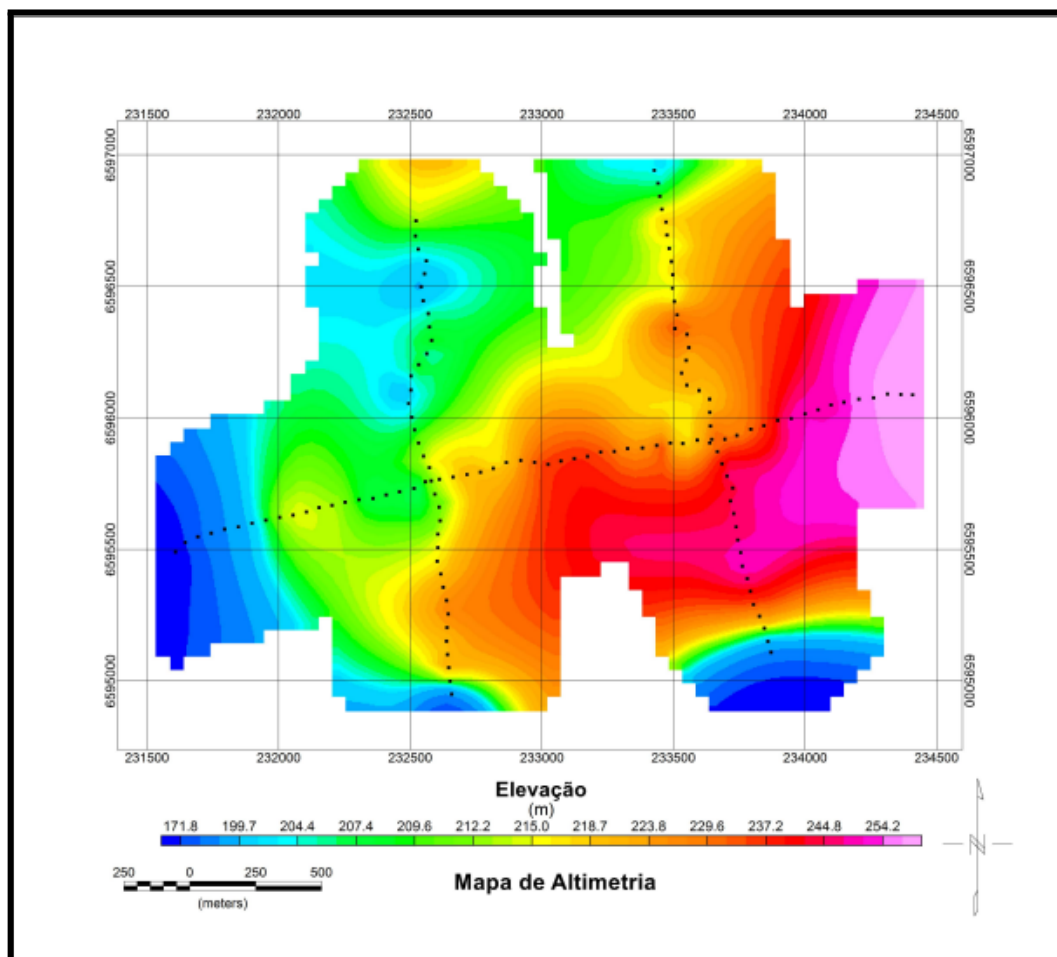
O mineral diferencial para o contraste de densidade das amostras de rochas andesíticas é o clinopiroxênio (densidade piroxênio entre $3,03 \text{ g/cm}^3$ - $3,60 \text{ g/cm}^3$), que mostra-se como fenocristais milimétricos, por vezes arredondados (DE TONI *et al.*, 2021). Outro fator que pode também ser considerado é a presença de vesículas, que podem diminuir o valor de densidade total da rocha.

A distribuição relativa das amostras é concentrada especificamente nos diatremas e nota-se um padrão considerável quando comparado com os valores de densidade de Telford *et al.* (1990). Os valores representativos de densidade dos andesitos e das brechas foram usados como base para a densidade das camadas no *GMSYS* no início da modelagem, sendo que posteriormente as densidades dessas rochas foram mudando conforme a modelagem era ajustada.

8.2 Mapas Gravimétricos

A Figura 23 mostra o resultado do mapa de altimetria, necessário posteriormente para o cálculo da anomalia Bouguer. Este mapa mostra uma variação da elevação entre 171.8m a 254.2m, sendo notória uma maior elevação a leste do mapa.

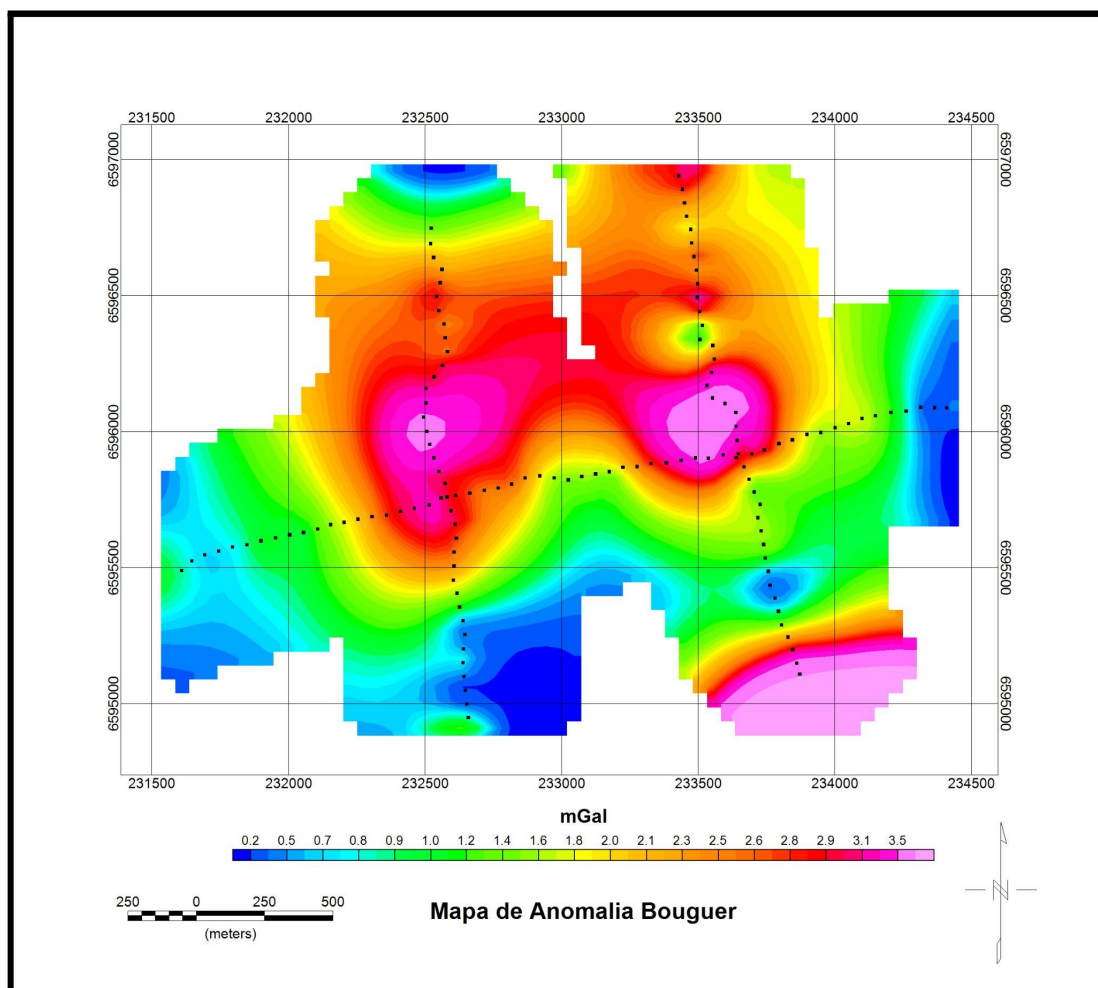
Figura 23. Mapa dos valores de Altimetria.



Fonte: autora (2023).

No Mapa da Anomalia Bouguer (Figura 24) observa-se uma concentração dos altos valores a partir da porção central do mapa em direção a NW, variando de 1.8 mGal a 3.5 mGal. Nota-se a presença de baixos valores nas porções limítrofes a leste e oeste, e também ao sul (diatema oeste), variando de 0.2 mGal a 1.6 mGal. Observa-se que as anomalias apresentam uma geometria semi-circular no mapa.

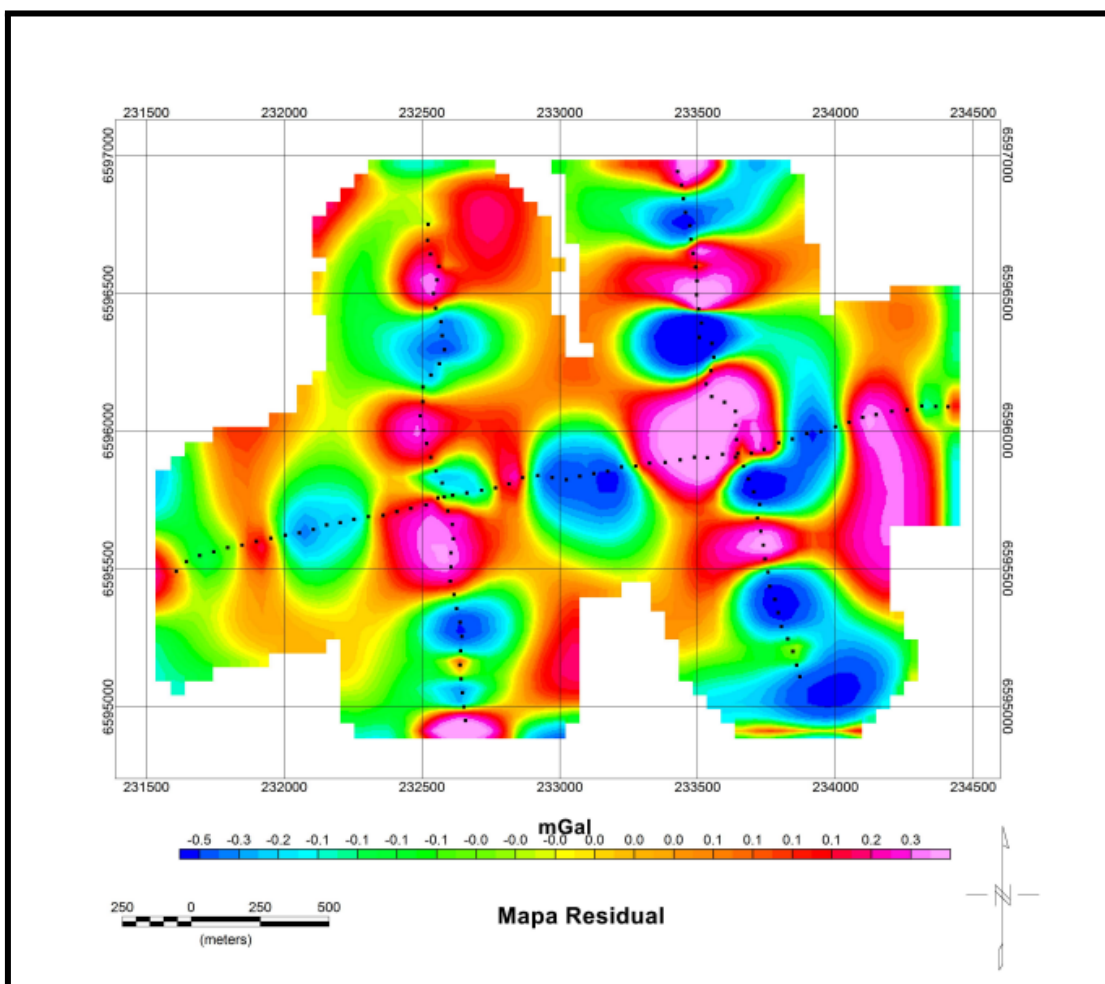
Figura 24. Mapa dos valores de Anomalia Bouguer.



Fonte: autora (2023).

No mapa residual dos valores de anomalia Bouguer (Figura 25) a estruturação dos altos valores possui uma tendência NW-SE intercalando-se com regiões de baixos níveis gravimétricos. Também é possível observar que ao redor desses pontos mais altos encontra-se uma presença de valores baixos, principalmente na direção da borda sul do diatrema mais ao leste do mapa.

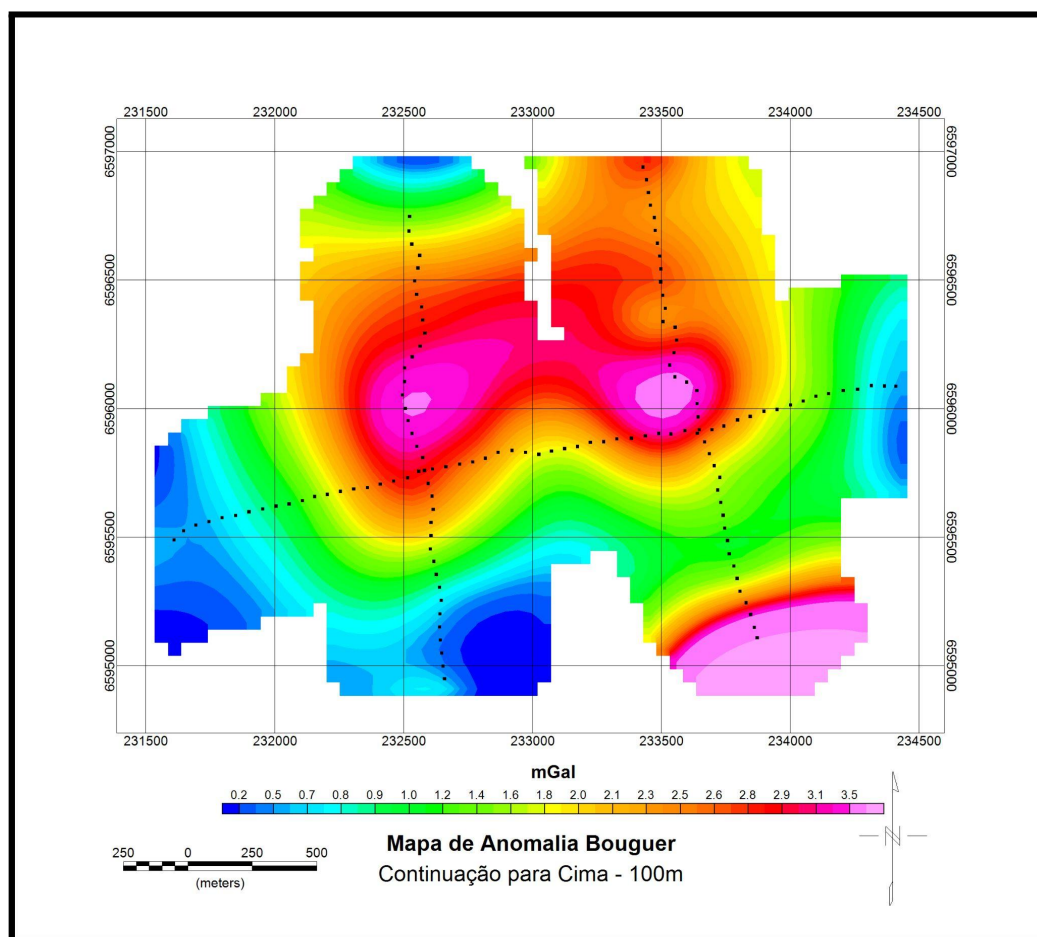
Figura 25. Mapa dos valores residuais.



Fonte: autora (2023).

No mapa de valores da continuação para cima (100 metros), Figura 26, observa-se uma anomalia positiva na porção central, em direção a NW, mostrando uma pequena parte que antes apresentava medidas entre 1.4 a 1.6 mGal, passou a apresentar 2.1 mGal. Sendo assim, é notório que em relação ao mapa da Anomalia Bouguer existe um pequeno aumento da área com valores anômalos elevados e uma estruturação em suas bordas, provavelmente oriundas de fontes causativas mais profundas.

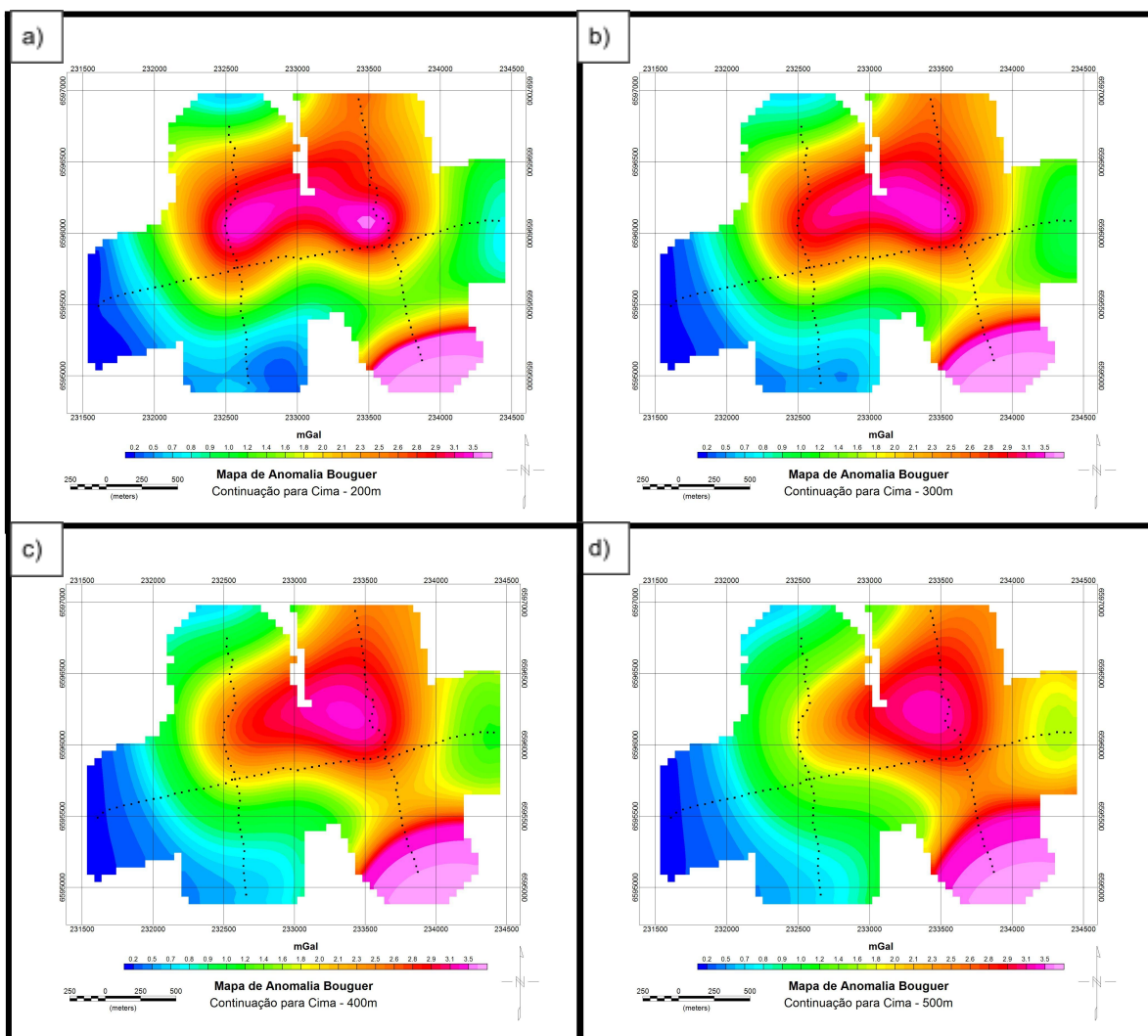
Figura 26. Mapa de continuação para cima (100 metros) dos valores da anomalia Bouguer.



Fonte: autora (2023).

No mapa de valores da continuação para cima 200 metros, Figura 27, ao observar os locais onde possuem pontos amostrados é notório que as duas “porções” mais elevadas identificadas no mapa anterior parecem estar se transformando em apenas uma. Nos mapas de valores da continuação para cima de 300, 400 e 500 metros, observa-se a mesma situação do mapa anterior. As regiões centrais com valores de maior densidade, formam apenas uma, com proporção menor, localizando-se mais a NE. É possível identificar, que na porção SE ocorre um aumento de pontos com valores elevados.

Figura 27. Mapas de continuação para cima dos valores da anomalia Bouguer. a) 200m; b) 300m; c) 400m; d) 500m.



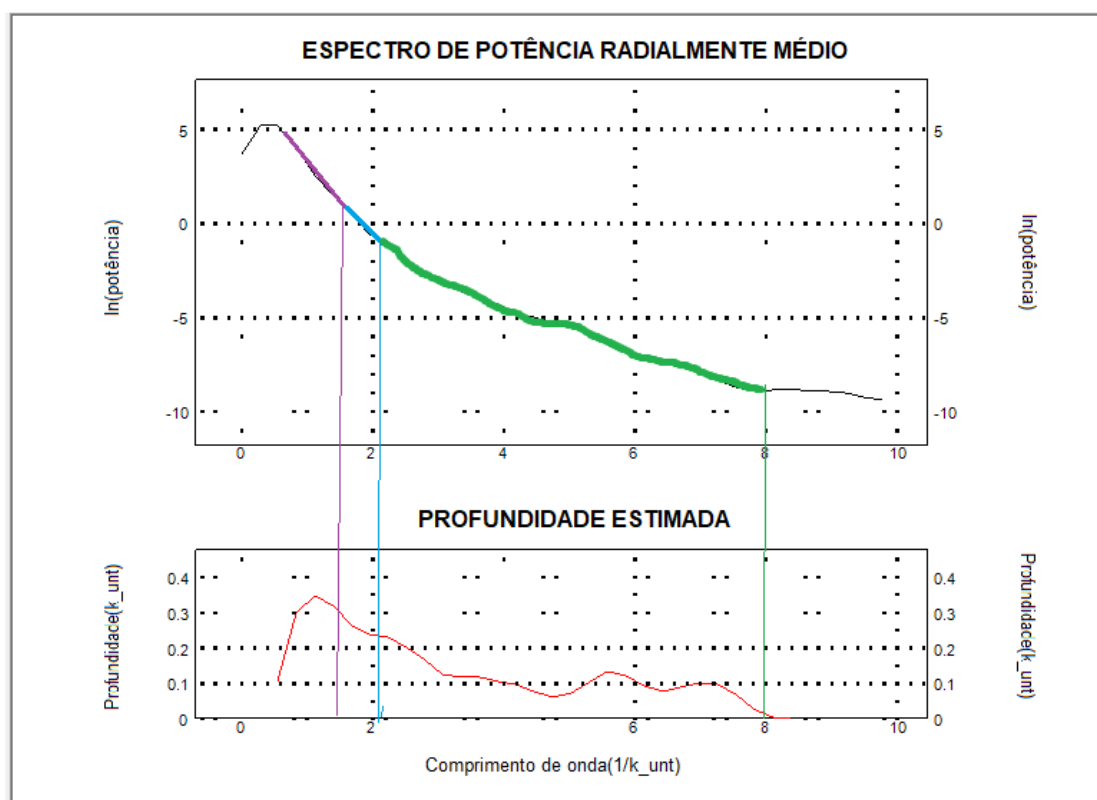
Fonte: autora (2023).

8.2.1 Análise das frequências

Além dos mapas da anomalia Bouguer também foi desenvolvido o espectro de potência radial no domínio da frequência. Esse espectro é utilizado para estimar qualitativamente a profundidade estimada em fontes, mas sua importância principal é analisar os diferentes comprimentos de ondas e a partir dele separar as mesmas. Na Figura 28 observa-se o comportamento das ondas, no domínio da frequência,

para os valores da anomalia Bouguer, os quais são representados através do número de ciclos por unidade de medida usado no *grid* gerado no eixo X (km). As estimativas de profundidade (eixo Y) são relacionadas às frequências de número de onda, também por unidade de medida (km) e de acordo com a energia (densidade) gerada pelos corpos e estruturas presentes.

Figura 28. Espectro de potência radial do levantamento gravimétrico realizado nos três perfis.



Fonte: autora (2023).

Os intervalos do número de onda considerados são observados na Figura 28, onde a linha roxa representa o comprimento de ondas grandes, a linha azul representa o comprimento de ondas intermediárias, e a linha verde representa o comprimento de ondas rasas, em relação a profundidade.

Os longos comprimentos de onda são de fontes causadoras profundas, comprimento de ondas intermediário, apresentam fontes causadoras intermediárias e comprimento de ondas residuais, são de fontes causadoras rasas. As

profundidades médias da camada gravimétrica estimadas são de 300 a 350 m (fontes profundas), 250 a 300 m (fontes intermediárias) e menores que 250 m (fontes rasas).

É observado que a profundidade mostra uma distância máxima de 0.35 km, o que equivale a 350m. Sendo essa então a distância máxima que foi possível alcançar com o levantamento gravimétrico realizado nos três perfis.

8.3 Modelagem direta 2D

A partir dos dados gravimétricos foi possível modelar a geologia em subsuperfície em duas dimensões utilizando-se o problema direto. Assim foi gerado um perfil leste/oeste que atravessa os dois diatremas. O perfil modelado é apresentado na Figura 29, onde a construção do modelo bi-dimensional para os diatremas baseou-se nas informações geológicas/estruturais da área relatadas por De Toni *et.al* (2021).

Em relação ao embasamento, teve que ser levado em conta que a região dos diatremas encontra-se um pouco distante de qualquer embasamento, entretanto, a oeste da área encontra-se o Complexo Cambaí, e a leste o Vacacaí. Assim, o embasamento foi assumido como sendo o Complexo Cambaí, formado por granitoides que afloram a aproximadamente 10 quilômetros a noroeste, sendo então o limite inferior da modelagem. A densidade para rochas granitoides como o granodiorito é entre $2.67 - 2.79 \text{ g/cm}^3$ (Telford, 1990), e foi escolhida a que, dentro desse *range*, melhor aproximou a gravidade calculada da observada.

No caso da brecha piroclástica e do andesito, usou-se como base os dados obtidos de densidade das amostras coletadas (Tabela 10). Esse tipo de procedimento procura reduzir o caráter ambíguo do modelo.

Tabela 10. Valores da densidade média das amostras encontradas em laboratório.

Litologia	Densidade média (g/cm³)
Andesito	2.5619
Andesito com vesículas	2,4940
Andesito removido da brecha	2,5897
Brecha piroclástica	2.4915
Tufo	2,5112
Arenito grosso	Não obteve-se média

Fonte: autora (2023).

A geometria dos corpos (aflorantes e não aflorantes) foi baseada primeiramente no modelo da seção geológica criado por De Toni *et.al* (2021). As densidades, bem como os limites entre esses corpos e o embasamento, foram escolhidos da forma que melhor ajustasse a gravidade calculada com a gravidade observada.

Em relação às profundidades, não foi possível encontrar medidas desta área em outros trabalhos. Sendo assim, elas foram feitas de maneira interativa no GMSYS, modificando-as conforme melhor adequa-se às curvas de ajuste da anomalia gravimétrica.

Os valores de densidade obtidos do laboratório apresentam uma pequena variação quando comparados aos da modelagem (Tabela 11). O andesito do teste apresenta 2,5619, já o da modelagem 2,6, a brecha piroclástica no teste apresenta 2,4915, e na modelagem varia de 2,1 a 2,44. Isso caracteriza o valor baixo do desvio-padrão dos valores de densidade utilizados na modelagem.

Tabela 11. Valores de densidade usados na modelagem geofísica.

ROCHAS	Densidade utilizadas
Embasamento	2,79
Andesito	2,6
Brechas Piroclásticas de contato	2,1 a 2,44
Brechas Piroclásticas interna	2,3 a 2,43

Fonte: autora (2023).

O programa *GMSYS* usa um processo interativo para a modelagem dos perfis gravimétricos. Nessa modelagem procurou-se atingir um melhor ajuste entre as anomalias observadas e calculadas a partir do modelo.

Para o processo de modelagem, considera-se que os diatremas tem densidade entre 2,1 a 2,44 g/cm^3 , correspondente às brechas piroclásticas, compostas predominantemente de clastos de andesito (2,59 g/cm^3), composto de plagioclásio e clinopiroxênio, como também de clastos de andesito com amígdalas (2,49 g/cm^3). A rocha encaixante possui densidade de 2,60 g/cm^3 , correspondente aos andesitos, predominantes na região, o que implica em contraste de densidade de 0,16 g/cm^3 .

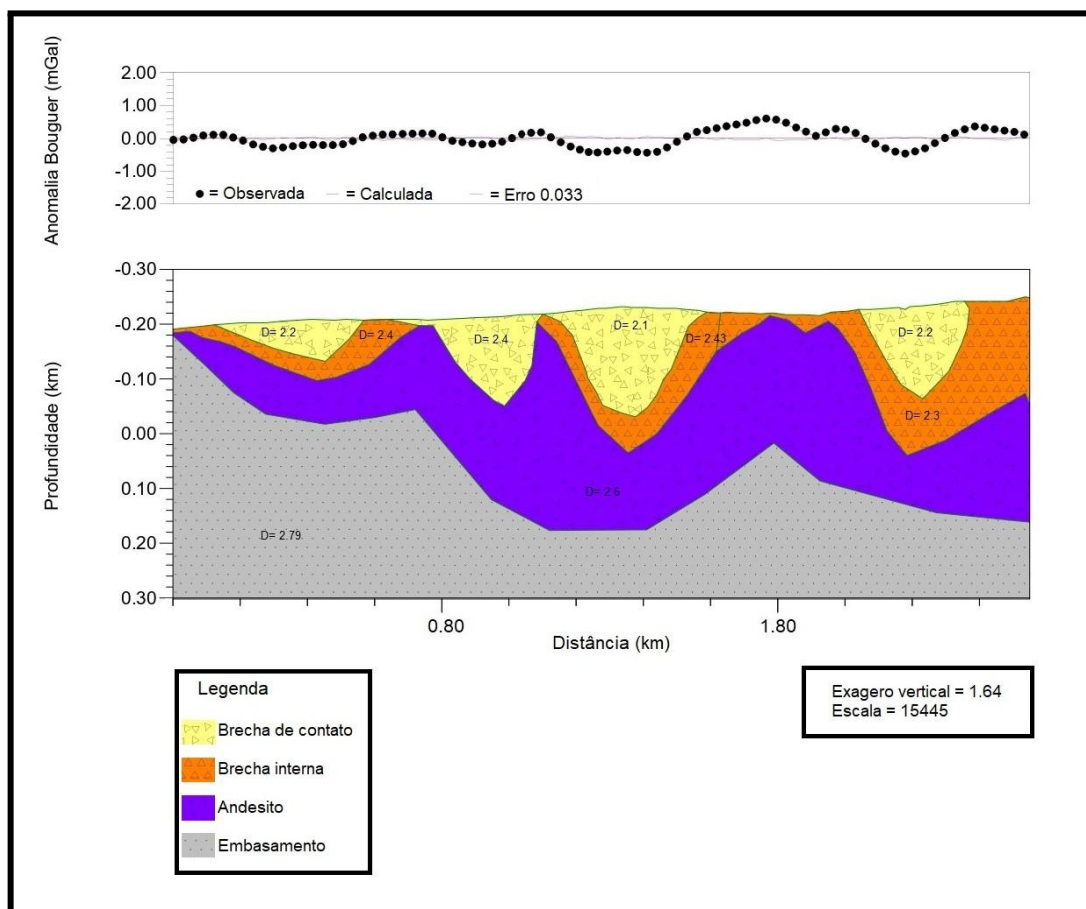
O perfil L/W, modelado da Mina do Seival (Figura 29), apresenta quatro estruturas de forma cone invertido, semelhante à um funil. Sendo que de três dessas quatro estruturas, há outro polígono inserido ao redor de cada, de maior largura (aproximadamente 0,6 km cada), apresentam-se mais largos em sua região apical. Os quatro polígonos internos menores foram acrescentados, devido à necessidade de ajuste da curva da anomalia calculada, o que não permitiria alcançar valores observados tão baixos de gravidade.

Conforme visualizado na Figura 30, a curva de densidade sofre quedas consideráveis e somente é ajustada corretamente quando foram inseridos estes

polígonos, com densidade de aproximadamente $2,44g/cm^3$, associado a brechas piroclásticas de contato.

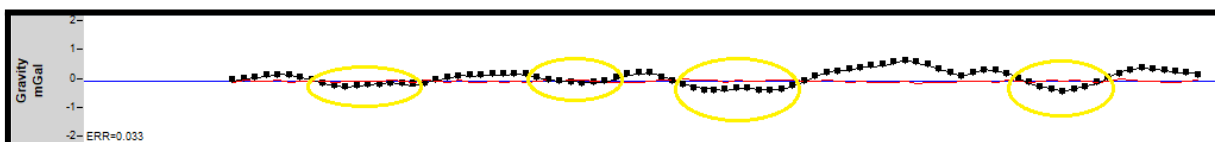
Na Figura 29, o perfil L-W, representa estruturas rasas na região da Mina Seival, de geometria cônica, onde afloram as brechas, a anomalia calculada se ajustou com valores de densidade menores e com taxas de erros relativamente pequenas, sugerindo a distinção dos polígonos que representam as brechas piroclásticas da rocha andesítica. É notório também que a menor brecha, apresenta a menor camada de andesito ao seu redor. Enquanto as brechas maiores apresentam uma camada maior em torno delas.

Figura 29. Modelo em duas dimensões gerado a partir dos dados gravimétricos (densidade). Acima, as curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). Abaixo, o modelo gerado a partir dos sinais gravimétricos para o perfil L-W dos diatremas.



Fonte: autora (2023).

Figura 30. Curvas de ajuste da anomalia gravimétrica calculada (linha sólida negra) com a anomalia observada (linha pontilhada negra). O cálculo do valor do erro associado ao ajuste da anomalia é ilustrado geometricamente pelas linhas azul e vermelha, onde a sobreposição da linha vermelha sobre a azul indica maior precisão no ajuste. Ressalta-se também as menores densidades nas brechas (semi-círculo amarelo).



Fonte: autora (2023).

9. DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Analisando os mapas gerados com os dados gravimétricos dos diatremas, é possível relacionar eles com algumas feições observadas no campo e descritas na literatura. O mapa de altimetria representa o relevo do terreno, sendo importante destacar uma maior elevação (tons rosa) ao leste deste mapa. O que é interpretado como sendo os conglomerados da Formação Santa Fé, Grupo Santa Bárbara, que repousam sobre as rochas da Formação Hilário.

O Mapa de Anomalia Bouguer completo é o produto final do processamento dos dados brutos de aceleração de gravidade. Neste mapa apresenta-se uma congruência entre as geometrias de subsuperfície e a aflorante, descritas por De Toni *et. al* (2021), no mapa geológico da Figura 4, o que indica que a geometria do corpo é semicircular (cores frias).

Nos mapas de continuação para cima da anomalia Bouguer, é possível visualizar uma diminuição da anomalia com o aumento da profundidade, tornando-se mais local. Confirmando então o caráter cônico invertido em subsuperfície das estruturas.

Ao comparar-se os mapas de anomalia Bouguer e Bouguer residual, nota-se uma diferença. No mapa residual há a ocorrência de diminuição de valores das anomalias gravimétricas, essa redução ocorre porque as anomalias regionais são eliminadas, indicando então que grande parte do sinal era proveniente de fontes

profundas, por outro lado, o aumento das anomalias ocorre quando a fonte de sinal é superficial.

O mapa residual com valores entre -0.5 a 0.3mGal, permite de maneira geral, separar áreas que apresentam diferentes profundidades de embasamento. Os valores de gravidade maiores (cores quentes) podem indicar porções onde o topo do embasamento possui baixas profundidades ou rochas de alta densidade, já os valores menores (cores frias) podem estar associados a grandes profundidades ou rochas de menor densidade.

A análise do mapa residual permitiu o reconhecimento das estruturas circulares. Sendo possível observar a presença de valores gravimétricos maiores bem ao centro, associados aos clastos de andesito, envolto a valores gravimétricos menores, associados aos diatremas. Sendo possível ainda, ver novamente valores maiores em torno aos diatremas, associados a rocha encaixante (andesito).

A profundidade estimada encontrada com ajuda do espectro de potência radial foi de menos de 250 metros para fontes rasas, o que acaba sendo condizente posteriormente com os valores encontrados de profundidade dos diatremas na modelagem 2D.

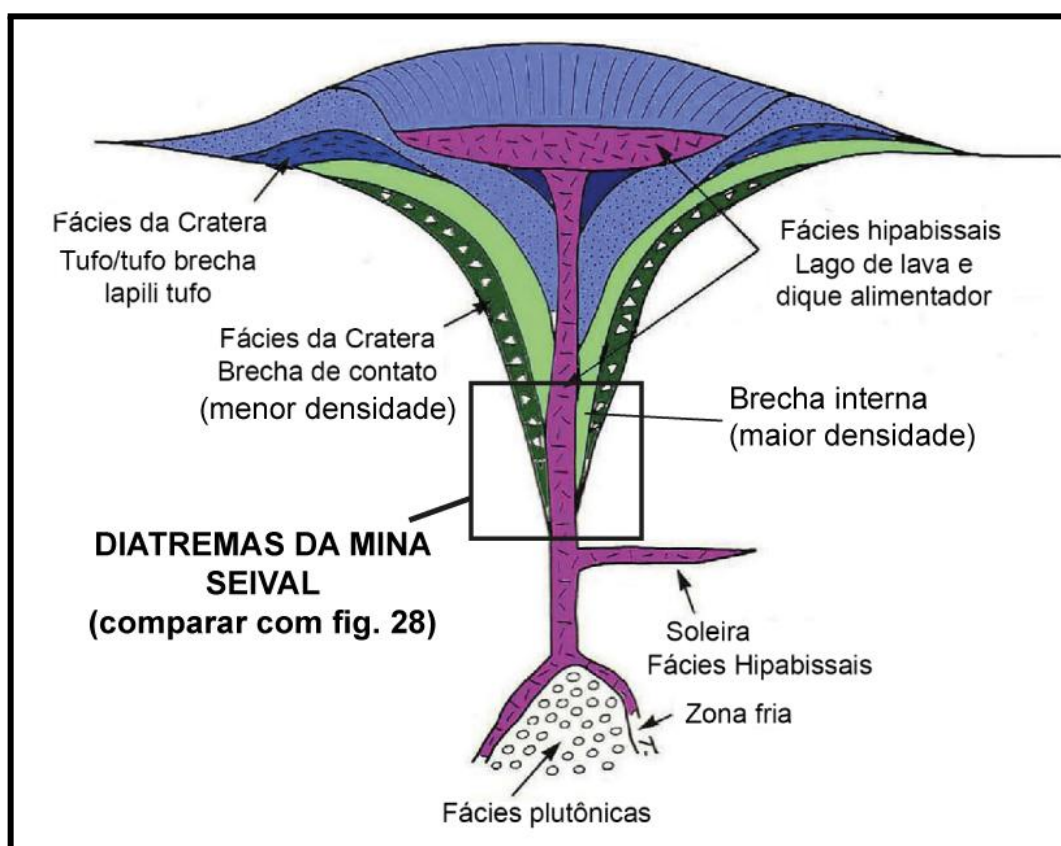
A modelagem direta 2D permitiu a reprodução de um modelo aproximado das estruturas em subsuperfície, através de um processo iterativo de manipulação de polígonos. Este modelo é composto por funções polinomiais que possuem gráficos que devem ser ajustados com as curvas de valores (anomalias calculadas e observadas). Onde, para maior fidelidade do modelo com a realidade, maior serão os ajustes entre essas curvas, devendo-se ainda fazer uma integração a outros dados para reduzir ambiguidades.

Nos diatremas foi utilizado um perfil (L/W) considerado importante para a determinação do formato dos corpos em subsuperfície. A modelagem mostra três corpos com forma de funil, de densidade entre 2.3 a 2.43 g/cm^3 nomeadas aqui como brechas internas. Esses corpos possuem aproximadamente 0,6 km de largura, e contém outras estruturas menores por dentro, de aspecto de funil também e com densidade menor, a partir de 2,1 g/cm^3 , que é equivalente às brechas de contato,

que podem apresentar menor densidade devido a presença de vesículas nos clastos compostos na brecha. Essa estrutura cônica ilustrada no modelo mostra claramente o comportamento das fácies piroclásticas como uma espécie de conduto extrusivo.

A Figura 31 apresenta um modelo de diatrema (Mitchell, 2021), sendo um exemplo perfeito para entender melhor os diatremas encontrados na MS. Cabe ressaltar que, embora este modelo supõe que uma fácies hipabissal deva aparecer na parte central do conduto do diatrema, a mesma não foi observada nas estruturas circulares das Minas Seival. Entretanto, como pode-se observar nos mapas geológicos da bibliografia, como o da Figura 3, principalmente na área logo ao norte da região estudada, há inúmeros diques andesíticos, o que sugere que em subsuperfície deva existir uma predominância desta rocha, na forma subvulcânica.

Figura 31. Relações morfológicas idealizadas entre lavas, rochas piroclásticas, hipabissais e plutônicas em diatrema e posicionamento comparativo aproximado dos resultados da modelagem gravimétrica das Minas Seival.

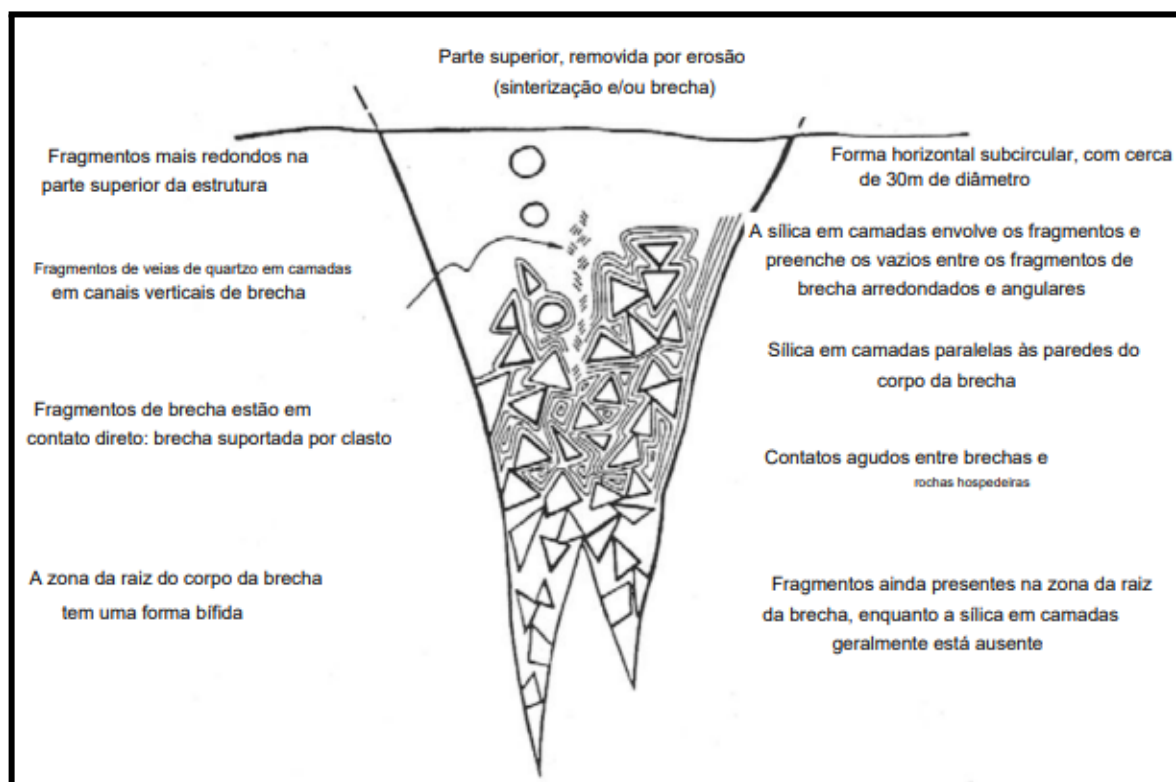


Fonte: modificado de Mitchell (2021).

De acordo com Sheridan e Wohletz (1981, 1983), o hidrovulcanismo está associado a fenômenos vulcânicos produzidos pela interação de magma ou calor com uma fonte externa de água, existindo dois estilos de membros finais de brechas hidrovulcânicas amplamente aceitos: freatomagmáticas e freáticas. As estruturas freatomagmáticas são o resultado da interação direta entre um corpo de magma e uma fonte externa de água, enquanto as estruturas freáticas são derivados apenas pelos efeitos do fluxo de calor magmático sobre um corpo de água externo, sem qualquer interação/contato direto entre o corpo de magma e a água.

Apesar dos diatremas das MS serem relacionados a interação freatomagmática (De Toni *et. al*, 2021), a modelagem gerada mostra um aspecto semelhante ao da interação freática apresentado por Izawa & Cunningham (1989) em um corte geológico do depósito de minério de Iwashita Japão, o qual mostra uma terminação inferior bífida parecida a um dente (zona enraizada) e uma forma de funil em direção à superfície (Figura 32).

Figura 32. Corte geológico idealizado de uma brecha freática do depósito de minério de Iwashita – Iwato (Japão). Zona radicular semelhante a dente do corpo da brecha e várias fácies de brecha devem ser observadas (in Izawa & Cunningham, 1989).



Fonte: Izawa & Cunningham (1989).

De acordo com Tamas e Milési (2002), nas brechas freatomagmáticas a zona enraizada apresenta rochas que representam uma importante área de origem. Ou seja, a presença dessa terminação inferior bifida encontra-se também em rochas que resultam da interação freatomagmática.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o desenvolvimento deste trabalho foi possível constatar a relevância da geofísica em estudos de subsuperfície. Em particular os resultados da gravimetria submetidos às diferentes técnicas aplicadas e integradas permitiram uma concretização acerca das características geológicas e a geometria em profundidade na região sul da Mina Seival. Cabe salientar que este estudo apresentou um caráter preliminar gravimétrico e da modelagem, visto que os dados topográficos utilizados apresentam uma baixa precisão. Contudo, os resultados foram satisfatórios quanto à composição do modelo baseado em dados gravimétricos.

A maior parte das amostras de rochas coletadas nos afloramentos e levadas ao laboratório para determinações de densidade, mostraram valores dentro do esperado por Telford (1990). Entretanto, quando comparado com os valores de densidades encontrados pela modelagem, nota-se que há uma pequena diferença nesses valores. Essa variação entre os valores descritos na literatura e os encontrados nas medidas de laboratório, provavelmente se deve ao fato de que as amostras foram coletadas em superfície, e possivelmente sofreram intemperismo. Zonas de chaminés mais próximas da superfície são associadas a valores mais baixos de densidade (valores inferiores a $2,5 \text{ g/cm}^3$), enquanto densidades superiores a 3 g/cm^3 podem ser encontradas abaixo da zona de intemperismo (GERRYTS, 1970).

Sendo assim, é provável que a zona acima das rochas andesíticas tenham sofrido intemperismo com o tempo, o que resulta na menor densidade nas rochas mais aflorantes. O intemperismo pode também ter contribuído na pequena localização de tufos na região dos diatremas, visto que as fácies da cratera de um diatrema apresentariam uma maior quantidade de tufos.

A ação do intemperismo pode então ter feito com que uma boa parte dos diatremas tenham se intemperizado, restando apenas uma parte junto com a zona enraizada, que é possível visualizar na modelagem.

No espectro de potência radial foi encontrado uma profundidade máxima de 400 metros, possivelmente esse valor se deve ao fato das distribuições de pontos realizadas no levantamento, não terem sido tão regulares. Nos mapas de *upwards* da anomalia Bouguer, os quais foram apresentados aqui, foi possível identificar a anomalia em torno de 250 metros de profundidade.

Estudos posteriores deverão ser realizados na região dos diatremas com uma maior quantidade de pontos gravimétricos, assim como, um levantamento altimétrico de detalhe, tal levantamento fornecerá dados importantes para uma melhor interpretação das pequenas variações de anomalia Bouguer identificadas na área de estudo. Além da aplicação de diferentes métodos geofísicos, a fim de delimitar esses corpos em profundidade, minimizando possíveis ambiguidades.

11 REFERÊNCIAS

ACOCELLA, Valerio. **Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas.** Earth-Science Reviews, v. 85, n. 3–4, p. 125–160, 2007.

ALAGIA, M. C. S. **Investigação Gravimétrica Na Porção Central Do Greenstone Belt Faina, Goiás.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pampa, 2015.

ALMEIDA, E.F.M. & HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil.** São Paulo, Editora Edgard Blücher, 378p, 1984.

AL-CHALABI M. 1972. **Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimization.** Geophysical Prospecting, 20: 1–16.

BARBOSA VCF & SILVA JBC. 1993. **Reconstituição Gravimétrica Compacta.** Anais do III Congresso Internacional da SBGf, Resumos Expandidos, 2: 765–767, Rio de Janeiro – RJ.

BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. **Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt.** Revista Brasileira de Geociências, Vol. 30, Iss: 1. p.186-189, 2000.

BRAILE LW, KELLER GR & PEEPLES WJ. 1974. **Inversion of gravity data for two-dimensional density distributions.** Journal of Geophysical Research, 79: 2017–2021.

BRIGGS, IAN C. **Machine Contouring Using Minimum Curvature.** - GEOPHYSICS, February 1974, Vol. 39, No. 1: pp. 39-48.

BRIONES.B.A. **Análise do posicionamento DGPS baseado nas ERDGPS implantadas no litoral brasileiro** / tese de mestrado, Universidade Federal do Paraná, 104p, 1999.

CASTRO, D.L. **Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável**. Revista Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro - RJ, v.23, n. 2, p. 295-308, 2005.

CHEMALE JR, Farid. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense**. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando. Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO- UFRGS, p. 13-52, 2000.

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, LC. **Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil**. Communications of the Geological Survey of Namibia, Vol. 10, p. 151-166, 1995.

COLE, J.W., MILNER, D.M. & SPINKS, K.D. **Calderas and caldera structures: a review**. Earth-Science Reviews, v. 69, p. 1-26, 2005.

CORDELL & HENDERSON RG. **Iterative three dimensional solution of gravity anomaly used a digital computer**. Geophysics, Vol. 33, p. 596 – 601, 1968.

CUNHA, J. D.; FERREIRA, F. J. F.; GASTAL, M. C.; MAGRO, F. H. S. **Modelo gravimétrico 3D do pluton granítico principal, Complexo Intrusivo Lavras do Sul-RS**. 4º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu, Resumos Extendidos (CD-Room), 5p, 2008.

DELPIT, S., ROSS, P.S; Hearn, B. C. **Deep-bedded ultramafic diatremes in the Missouri River Breaks volcanic field, Montana, USA: 1 km of syneruptive subsidence**. Bulletin of Volcanology, v. 76, n. 7, p. 1-22, 2014.

DE OLIVEIRA, J. G. **A PORÇÃO NE DO GRANITO SANTO FERREIRA E SUA ARTICULAÇÃO COM O EMBASAMENTO A PARTIR DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pampa, 2019.

DE TONI, G. B.; MONTEIRO, A.; TUNGO, E.; SYANGEVE, L.; ASSIS, N. de F.; LOPES, R. W.; TOGNOLI, F. M. W. **Diatremas da Formação Hilário nas minas do Seival, Bacia do Camaquã, sul do Brasil.** *Pesquisas em Geociências, [S. l.]*, Vol. 48, n. 4, 2021.

FERNANDEZ, C. E. M. **Fundamentos de Prospecção Geofísica.** Rio de Janeiro. Editora Interciência. 189 p., 1982.

FERREIRA, V. G. Levantamentos gravimétricos. USP. Curitiba, 2007.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; LAVINA, E. L. A. **A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul.** Congresso Brasileiro de Geologia, Vol.33, p. 3272-3283, 1984.

FRIES, M.; MALAGUTTI, FILHO; DOURADO, J. C.; FERNANDES, M. A; **Gravimetric survey and modeling of the basement morphology in the sedimentary thickness characterization, NE portion of Paraná Sedimentary Basin - Brazil.** *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, p. 1-12, 2017.

GASTAL, M.C.P.; FERREIRA, F.J.F.; CUNHA, J.U.; ESMERIS, C.; KOESTER, E.; RAPOSO, M.I.B.; ROSSETI, M.M.M. **Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro Vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais.** *Brazilian Journal of Geology*, Vol.45, p. 217-241, 2015.

GERRYTS, E. **Diamond Prospecting by Geophysical Methods - A Review of Current Practice**. In: MORLEY, L.W. (ed.). Mining and Groundwater Geophysics/1967, Economic Geology Report, n. 26. Ottawa: Geological Survey of Canada, p. 439-446, 1970.

GREEN, J.; SHORT, N.M. Volcanic landforms and surface features – a photographic atlas. Berlin, Springer-Verlag, 519p, 1971.

HARALYI, N., L. E. e HASUI, Y. **The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, v. 12, n. 1-3, p. 160-166, 1982.

HARTMANN, L.A., LIU, D.; WANG, Y., MASSONNE, H. J., SANTOS, J. O. **Protolith age of Sanra Maria chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in Southernmost Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 80, p. 543-551, 2008.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.W. **The Ribeira folded belt**. Revista Brasileira de Geociências, v.5, p. 257-266, 1975.

HASUI, Y., HARALYI, N., L. E., COSTA, J. B.S. **Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos**. Geociências, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 7-31, 1993.

HINZE, W.J., VON FRESE, R.R.B., SAAD, A.H., 2013. **Gravity and Magnetic Exploration: Principals, practices and applications**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 512.

HOFMANN WELLNHOF. B; LICHTENEGGER .H; COLLINS, J. **GPS: Theory and practice**. 5. ed (revised). New York: Springer Verlag Wien, 2001.

HUECK, M.; OYHANTÇABAL, P.; PHILLIP, R. P.; BASEI, M. A. S. & SIEGESMUND, S. **The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay**. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana*. Springer, p. 267-302, 2018.

IZAWA, E., CUNNINGHAM, C.G. **Hydrothermal breccia pipes and gold mineralization in Iwashita ore, Iwato Deposit, Kyushu, Japan**. *Econ. Geol.*, v. 84, pág. 715-724, 1989.

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

JANIKIAN, L., DE ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; DE SOUZA MARTINS, V.T.; DANTAS, E. L.; TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S. **Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil**. *Gondwana Research*, v. 21, n. 2-3, p. 466-482, 2012.

JANIKIAN, L., DE ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S., FAMBRINI, G. L. **Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico**. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

KEAREY P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de Exploração / tradução Maria Cristina Moreira Coelho**. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

KEAREY P. & BROOKS, M. **Uma Introdução à Exploração Geofísica, 2ª ed. ix 254 pp.** Oxford: Blackwell Scientific Publications. *Revista Geológica*, v. 130 p. 124-125, 1991.

KEAREY, P.; BROOKS, M. & HILL, I. **Uma Introdução à Exploração Geofísica, 3ª ed. ix 262 pp.** Oxford: Blackwell Science. *Revista Geológica*, v. 140, p. 366-366, 2002.

KELLOG, G. O. D. **Foundations of Potential Theory**, Dover, New York, 1954.

KOESTER, E.; BERTOTTI, A.L.; PORCHER, C.C.; LENZ, C.; VIEIRA, D.T., OMO-BARBOSSA, L.D.; RAMOS, R.C.; BASTOS, V.A.; PINTO, V.M. **A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd.** Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura. p. 13-27, 2021.

LAMON, Geraldo. **Fator de correção da temperatura da água-Ft.** Lamon, Belo Horizonte, maio. 2004. Disponível em: [lamon artigos técnicos: Resultados da pesquisa fator de correção da água \(geraldolamon.blogspot.com\)](http://lamon.artigos-tecnicos.com). Acesso em: 19 de agosto de 2022.

LARA, L. F. **Geologia e petrografia das rochas ígneas do cerro dos Martins, Caçapava do Sul, RS.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pampa, 2019.

LAST BJ & KUBIK K. 1983. **Compact gravity inversion.** *Geophysics*, 48 (6): 713–721.

LEFEBVRE, N.; WHITE, J. D. L.; KJARSGAARD, B. A. **Unbedded diatreme deposits reveal maar-diatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks**

West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA. Bulletin of Volcanology, v. 75, n. 8, p. 1-17, 2013.

LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MAILLARD, P. **Signification structurale des anomalies gravimetriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Bresil).** Tectonophysics, v. 76, p. 273- 293, 1981.

LIMA, E.F., NARDI, L.V.S.; SOMMER, C.A., 2007b. **Lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS: litoquímica e química mineral.** In: Iannuzzi, R. & Frantz, J. C. (Eds). Instituto de Geociências, v. 50, p. 43-58, 2007.

LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; NARDI, L. V. S, 2007a. **O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã.** In: Iannuzzi R. & Frantz J.C. (eds.). Instituto de Geociências, v. 50, p. 79-95, 2007.

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

LOPES, R. W.; FONTANA, E.; MEXIAS, A. S.; BOSCATO, M. E.; NARDI, L.; CHRISTOPHE; RENAC, C.; LINDENBERG, MARCELO; MIRANDA; BRUNO. **Caracterização geoquímica da Sequência Magmática Mina do Seival, Neoproterozóico, Bacia Do Camaquã, RS.** 2013.

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

LOPES, R.W., MEXIAS, A.S., PHILIPP, R.P., BONGIOLO, E.M., RENAC, C.; BICCA, M.M.; FONTANA, E. **Au-Cu Ag mineralization controlled by brittle structures in Lavras do Sul Mining District and Seival Mine deposits, Camaquã Basin, southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 88, p. 197-215, 2018.

LUIZ, J.G; SILVA M.C. **Geofísica de Prospecção, Belém, Universidade Federal do Pará,** 300p, 1995.

MACKIE, R. L; CUNNINGHAN, C.G. **Density and Magnetic Susceptibility Measurements of Igneous Rocks from the Marysvale Volcanic Field, West-Central Utah.** UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR GEOLOGICAL SURVEY, 1982.

MALAGUTTI FILHO, W.; EBERT, H. D.; HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; HACKSPACHER, P. C.; STURARO J. R.; DE SOUZA, C. A.; DE ALMEIDA, S. H. S. **Gravimetria e compartimentação crustal do Sul de Minas Gerais.** Geociências, São Paulo, v. 15, p. 199-217, 1996.

Malha municipal. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística,** 2022. Disponível em: Malha Municipal | IBGE. Acesso em: 10 jan. 2023.

MALLMANN, G.; CHEMALE JR, F.; ÁVILA, J. N.; KAWASHITA, K.; ARMSTRONG, R.A.; **Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay.** Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 12, p. 489-508, 2007.

Mapas Rodoviários do RS. **Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem-DAER,** 2019. Disponível em: Mapas Rodoviários do RS - DAER-RS. Acesso em: 10 jan. 2023.

MARTINS, J.A., CASTRO, N.A.; CASTELO BRANCO, R.M.G. **A morfologia superficial da estrutura circular de São Miguel do Tapuio (Piauí-BR) e casos similares no território brasileiro.** Geociências, vol. 35, p. 183-202, 2016.

MATTÉ, V. **O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense.** Tese de doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

MATTÉ, VINICIUS & SOMMER, CARLOS & LIMA, EVANDRO. (2021). **O Vulcanismo Ediacarano-Cambriano da Bacia do Camaquã.** 10.29327/537860.1-8.

MATTÉ, V.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. **O vulcanismo ediacarano-cambriano da Bacia do Camaquã. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina.** Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 129-147, 2021.

MEXIAS; ANDRÉ & BONGIOLO; EVERTON & BOSCATO GOMES; MÁRCIA & FORMOSOS; MILTON & FRANTZ. **Alterações Hidrotermais e Mineralizações nas Rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar da Região de Lavras do Sul-RS.** Instituto de Geociências, 2007.

MILLIGAN R.P, GUNN J.P, 1997 Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *Jornal of australian geology e geophysics.*

MIRANDA, B. P. de. **Mineralizações associadas ao vulcanismo Hilário na Mina do Seival-Bacia do Camaquã, RS.** 2012.

MITCHELL, R. H. **Potassic alkaline rocks: leucitites, lamproites, and kimberlites.** 2021.

MOLINA, E. C.; USSAMI, N. **The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere.** *Journal of Geodynamics*, v. 28, n. 4-5, p. 357-374, 1999.

MULLER, I.F.; NARDI, L.V.S.; LIMA, E.F. & MEXIAS, A.S. **Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – RS: petrogênese e geoquímica.** *Pesquisas em Geociências*, v. 39, n. 2, p. 173-191, 2012.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. **A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n.2, p. 139-146, 1985.

OLIVEIRA, C.H.E.; CHEMALE JR., F.; JELINEK, A.R.; BICCA, M.M. & PHILIPP, R.P. **U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil.** *Precambrian Research*, v. 246, p. 240-255, 2014.

OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S.; PHILIPP, R.P.; WEMMER, K.; SIEGSMUND, S. (2018). **The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil.** In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds) *Geologia do Sudoeste de Gondwana. Revisões Regionais de Geologia*, p. 161-188, 2018.

OYHANTÇABAL, P.; SIEGSMUND, S. WEMMER, K.; **The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature.** *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, p. 100, 201–220, 2011.

PAIM, P.S.G., CHEMALE JR., F. & LOPES, R.C. **A Bacia do Camaquã.** In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-274, 2000.

PAIM, P.S.G., CHEMALE JR., F. & WILDNER, W. **Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS)**. *Ciência e Natura*, v. 36, n. 3, p. 183-193, 2014.

PALLADINO, D.M., VALENTINE, G.A., SOTTILI, G. & TADDEUCCI, J. 2015. **Maars to calderas: endmembers on a spectrum of explosive volcanic depressions**. *Frontiers in Earth Science*, v. 3, p. 36, 2015.

PEREIRA, J. G. **Contribuição ao Estudo Geológico da Bacia do Camaquã - RS, Através de Modelagem aeromagnética 2,5D**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE, J. F. **A geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil**. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). Instituto de Geociências, p. 59-77, 2007.

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

RAMOS, R. C.; KOESTER, E.; VIEIRA, D. T.; PORCHER, C. C.; GEZATT, J. N. & SILVEIRA, R. L. **Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 86, p. 38-53, 2018.

RAMOS, R. C.; KOESTER, E. & VIEIRA, D. T. **Sm-Nd systematic of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean**. *Geoscience Frontiers*, v. 11, n. 11, p. 2287-2296, 2020.

REISCHL, J.L. **Mineralizações cupríferas associadas à vulcânicas na Mina do Seival**. In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife. Anais... SBG, v. 4, p. 1568-1582, 1978.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO, P.M.; TESSARI, R.I. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DPM-DNPM**, 127, 232p, 1966.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M. **Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul**. Iheringia Serviço Geológico, v. 5, P. 19-54, 1978.

ROSS, P.S.; WHITE, J. D. L. **Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study on their subterranean deposits in the Coombs Hill vent complex, Antarctica**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 149, n. 1-2, p. 62-84, 2006.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D. & HARTMANN, L. A. **Tectonic evolution of the Neo-proterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de La Plata cratonic margin**. Journal of South American Earth Sciences, 21: 204-227. 2006.

SALLMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. & LAUFER, A. **Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata Craton: the prolonged Brazilian orogeny in southernmost Brazil**. International Journal of Earth Sciences, 100: 355-378. 2011.

TALWANI M & EWING M. 1960. **Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape**. Geophysics 24: 203–225.

TAMAS, C.G.; MILÉSI, J.P. **Hydrovolcanic Breccia Pipe Structures-General Features and Genetic Criteria. I. Phreatomagmatic Breccias.** GEOLOGIA, XLVII, 1, 127-147, 2002.

TAMAS, C.G.; MILÉSI, J.P. **Hydrothermal breccia pipe structures: general features and genetic criteria - II Phreatic breccia.** GEOLOGIA, XLVIII, 1, 55-66, 2003.

TEIXEIRA, E. A. **O Cobre no Rio Grande do Sul.** Boletim da divisão de Fomento à Produção Mineral. DNPM, 29p., 1941.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R. **Applied Geophysics.** Cambridge University Press, Cambridge. 770 p., 1990.

TONIOLO, J. A.; Gil, C. A. A.; SANDER, A. **Metalogenia das Bacias NeoproterozoicoEopaleozoicas do Sul do Brasil – Bacia do Camaquã.** Porto Alegre, CPRM, 154p, 2007.

VIEIRA, D. T.; KOESTER, E.; RAMOS, R. C.; PORCHER, C. C. **Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gnaisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 Ma Shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution.** Journal of South American Earth Sciences, v. 95: 102294, 2019.

VIEIRA, D. T.; KOESTER, E.; RAMOS, R. C.; PORCHER, C. C. & FERNANDES, L. A. D. **SHRIMP U-Pb zircon ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): Tectonic implications.** Journal of South American Earth Sciences, v. 100: 102603, 2020.

WHITE, J. D. L; ROSS, P.S.; **Maar-diatreme volcanoes: A review.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 201, n. 1-4, p. 1-29, 2011.

WILDER, W.; RAMGRAB, G.E.; LOPES, R.C.; IGLESIAS, C.M.F. **Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul**. Repositório Institucional de Geociências - CPRM, 2008