

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Nathália de Souza Penna

**Investigações geofísicas em apoio à elaboração de plano de lavra em mina
de Mármore na região de Campos do Jordão, SP**

São Paulo
Fevereiro/2022

Nathália de Souza Penna

Investigações geofísicas em apoio à elaboração de plano de lavra em mina de
Mármore na região de Campos do Jordão, SP

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geofísica.
Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani.

São Paulo
2022

Dedico esse trabalho à minha família.

Agradecimentos

Aos meus pais, Marisete e Hildebrando, por todo esforço, carinho e dedicação.

À minha família de modo geral e, especialmente, à minha avó Francisca e aos meus tios Dula, Nena, Val, Maria, Edna e Zeca, pelo amor e todo apoio para que mais essa etapa da minha formação acadêmica fosse concluída.

Ao professor e orientador Dr. Jorge Luís Porsani, pelas experiências e conhecimentos compartilhados, bem como, pelas sugestões e todo suporte fornecido para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao professor Dr. Vagner Roberto Elis, pela paciência e disponibilidade para discutir a interpretação dos resultados, bem como, pelas sugestões.

À Universidade de São Paulo (USP) e ao Departamento de Geofísica do IAG, pelo suporte técnico e científico.

Aos colegas de mestrado Victor Hugo e Ícaro Augusto, bem como, ao Marcelo Stangari e ao Nicolás Correa, pela ajuda nas campanhas de aquisição de dados.

Aos técnicos do Departamento de Geofísica do IAG, Ernande Costa e Marcelo Stangari, pelos conhecimentos compartilhados a respeito do funcionamento dos equipamentos.

Ao Núcleo de Pesquisa para Pequena Mineração Responsável (NAP.Mineração) do Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo da USP, dirigido pelo professor Dr. Giorgio De Tomi, e, especialmente, aos colaboradores do NAP.Mineração, Gabriel Dantas e Rafael Huamán, por toda ajuda referente a utilização do *software* Micromine, bem como, ao Dr. Antonio Carlos Martins pelas sugestões.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro por meio da concessão de uma bolsa de pesquisa.

À Fundação de Apoio à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa (2020/15796-9).

À Mineração Correa e ao Engenheiro de Minas Conrado Carvalho, pelo apoio logístico e operacional.

Aos professores e colegas do mestrado, pelos conhecimentos compartilhados.

Resumo

Nessa pesquisa, os métodos geofísicos Eletrorresistividade, Resistividade capacitiva, Radar de penetração no solo (GPR) e Eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) foram utilizados para caracterizar um depósito de rochas ornamentais do tipo mármore em uma Mineração de Pequena Escala (MPE) localizada na região de Campos do Jordão, São Paulo, Brasil. Os dados de resistividade foram adquiridos a partir das técnicas de caminhamento elétrico e sondagem elétrica vertical. Os modelos geoeletricos permitiram localizar pacotes de mármore, bem como, zonas de fraturas. Perfis GPR foram adquiridos na área no entorno da pedreira com antenas de 40 MHz e 200 MHz. Além disso, perfis GPR de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz foram adquiridos no modo pseudo 3D com a finalidade investigar a ocorrência de descontinuidades estruturais no interior de blocos maciços. Os resultados demonstram a eficiência do método GPR em localizar fraturas horizontais e inclinadas. Na frente de lavra, os modelos GPR 3D permitiram avaliar a distribuição de descontinuidades estruturais no interior dos blocos de mármore. Informações litológicas de furos de sondagem disponibilizados pela mineradora foram utilizadas para auxiliar a interpretação dos resultados geofísicos. A integração de resultados geofísicos e informações geológicas permitiram mapear pacotes de mármore em subsuperfície até dezenas de metros de profundidade, bem como, viabilizaram o desenvolvimento de um modelo geológico 3D. O software Micromine foi utilizado para o desenvolvimento do modelo geológico, bem como, para realizar modelagens de cava ótima. O modelo de cava final ótima resultante apresentou razão estéril/minério (REM) igual a 2,44 e estimou a extração de 2.344.525,78 toneladas de mármore no depósito. Os modelos geológicos e de cava possibilitam investigar a viabilidade do empreendimento mineral e auxiliam o desenvolvimento de um planejamento de lavra racional. Essa pesquisa demonstra como o investimento em pesquisas geofísicas pode apoiar o processo de modernização das MPEs e contribuir para torná-las em empreendimentos mais eficientes e sustentáveis.

Palavras Chaves: Métodos Geofísicos (ER, RC, GPR e TDEM), Mineração de pequena escala (MPE), Exploração mineral, Rochas ornamentais, Mármore, Campos do Jordão.

Abstract

In this research, the geophysical methods Electroresistivity, Capacitive Resistivity, Ground Penetrating Radar (GPR) and Time Domain Electromagnetic (TDEM) were used to characterize a deposit of ornamental rocks (marble) in a Small Scale Mining (SSM) located in the region of Campos do Jordão, São Paulo, Brazil. The resistivity data were acquired from the techniques of electric profiling and vertical electric sounding. The geoelectric models allowed to locate marble packages, as well as fracture zones. GPR profiles were acquired in the area around the quarry with 40 MHz and 200 MHz antennas. Furthermore, 200 MHz, 270 MHz and 350 MHz antennas were used to acquire GPR data in pseudo 3D mode in order to investigate the occurrence of structural discontinuities within massive blocks. The results demonstrate the efficiency of the GPR method in locating horizontal and inclined fractures. In front of the mine, the 3D GPR models made it possible to evaluate the distribution of structural discontinuities inside the marble blocks. Lithological information from boreholes was provided by the mining company and used to aid the interpretation of geophysical results. The integration of geophysical results and geological information allowed the mapping of marble packages in the subsurface up to tens of meters deep, as well as enabling the development of a 3D geological model. The Micromine software was used for the development of the geological model, as well as for performing optimal pit modeling. The resulting optimal pit model presented a waste/ore ratio equal to 2,44 and estimated the extraction of 2.344.525,78 tons of marble in the deposit. The geological and pit models make it possible to investigate the viability of the mineral enterprise and assist in the development of rational mining planning. This research demonstrates how investment in geophysical research can support the modernization process of SSM and contribute to making them more efficient and sustainable enterprises.

Keywords: Geophysical Methods (ER, RC, GPR and TDEM), Small Scale Mining (SSM), Mineral exploration, Ornamental rocks, Marble, Campos do Jordão.

Sumário

Lista de Figuras.	9
Lista de Tabela.	15
1. Introdução.	16
2. A Mineração de Pequena Escala (MPE) e o setor de Rochas ornamentais no Brasil. ...	20
3. Geologia da área de estudo.	30
4. Fundamentos teóricos dos métodos geofísicos.	43
4.1 Eletrorresistividade (ER).	43
4.2 Resistividade Capacitiva (RC).	57
4.3 Método Eletromagnético no domínio do Tempo (TDEM).	60
4.4 Radar de Penetração no solo (GPR).	84
5. Aquisição e processamento dos dados.	103
5.1 Eletrorresistividade (ER).	103
5.2 Resistividade Capacitiva (RC).	108
5.3 Método Eletromagnético no domínio do Tempo (TDEM).	110
5.4 Radar de Penetração no solo (GPR).	115
6. Resultados e Discussão.	120
6.1 Caracterização geofísica da área de estudo.	120
6.2 Modelo geológico e cava ótima.	156
7. Conclusões e recomendações.	166
Referências bibliográficas.	169

Lista de Figuras

Figura 2.1. Empresas do setor de rochas no Brasil. Fonte: ABIROCHAS, 2021a.....	24
Figura 2.2. Distribuição Geográfica das Aglomerações Produtivas de Rochas Ornamentais e de Revestimentos no Brasil: 1. Basaltos Nova Prata; 2. Ardósias Trambudo Central; 3. Granitos Bragança Paulista; 4. Granitos Caldas (a) e Candeias (b); 5. Quartzitos São Tomé; 6. Quartzitos Alpinópolis; 7. Ardósias Papagaio; 8. Quartzitos e Pedra-Sabão Ouro Preto; 9. Granitos Medina; 10. Pedra Paduana; 11. Mármore e Granitos Cachoeiro de Itapemirim; 12. Granitos Baixo Guandu; 13. Granitos Nova Venécia; 14. Granitos Teixeira de Freitas; 15. Travertinos Ouroândia; 16. Quartzitos Pirenópolis; 17. Pedra Cariri; 18. Pedra Morisca. Fonte: ABIROCHAS, 2021a.....	26
Figura 3.1. Províncias estruturais brasileiras. Fonte: IBGE, 2019.....	31
Figura 3.2. Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira: o segmento Setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento Central inclui a porção sul do Orógeno Brasília, o Orógeno Ribeira e a Faixa Apiaí; já o segmento Meridional constitui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. Modificado de Heilbron et al. (2004).....	32
Figura 3.3. Descrição do Setor Central da Província Mantiqueira. Modificado de Trouw et al. (2020).....	33
Figura 3.4. Geologia da área de estudo, segundo o mapa geológico da Folha Pindamonhangaba.....	39
Figura 3.5. Área de Estudo.....	40
Figura 4.1. Resistividade de alguns minerais, rochas e outros materiais. Adaptado de Telford et al. (1990) e Dentith e Mudge (2014).....	44
Figura 4.2. Cilindro condutor e parâmetros utilizados na definição de resistividade. Fonte: Kearey et al. (2009).....	46

Figura 4.3. Fluxo de corrente em semiespaço uniforme. Fonte: Kearey et al. (2009).....	47
Figura 4.4. Eletrodos de corrente e potencial. Fonte: Dentith e Mudge (2014).....	49
Figura 4.5. Variação dos valores de resistividade aparente medidos em função do aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente. Fonte: Kirsch (2006).....	52
Figura 4.6. Arranjo Schlumberger.....	53
Figura 4.7. Arranjo Wenner.....	53
Figura 4.8. Caminhamento elétrico com arranjo Dipolo-dipolo. Modificado de Gandolfo e Gallas (2007).....	56
Figura 4.9. Caminhamento elétrico com arranjo Pólo-dipolo. Modificado de Gandolfo e Gallas (2007).....	57
Figura 4.10. Ilustração de arranjo simples do equipamento de Resistividade capacitiva OhmMapper. Modificado de Walker e Houser (2002).....	58
Figura 4.11. Modelo conceitual de medida de resistividade por acoplamento capacitivo. Modificado de Yamashita et al. (2004).....	59
Figura 4.12. Princípios básicos do método TDEM. Modificado de Christiansen et al. (2006) por Almeida (2011).....	63
Figura 4.13. Difusão de correntes secundárias em subsuperfície. Modificado de McNeil (1994) por Hamada (2018).....	63
Figura 4.14. Ilustração de a) acoplamento Galvânico e b) acoplamento Capacitivo. Efeito dos acoplamentos c) galvânico e d) capacitivo sobre os dados medidos. Modificado de Christiansen et al. (2006).....	81
Figura 4.15. Principais configurações do método TDEM. Modificado de Nabighian e Macnae (1991).....	84

Figura 4.16. Modelo esquemático de aquisição GPR: antenas transmissora e receptora são deslocadas ao longo do perfil. Modificado de Dentith e Mudge (2014).....	86
Figura 4.17. Ilustração de incidência de uma onda eletromagnética em uma interface plana, gerando uma onda refletida e uma onda refratada. Modificado de IFSC (2022).....	96
Figura 4.18. Modos de propagação da onda eletromagnética: disposição dos campos elétrico e magnético nos chamados modo Transversal elétrico (TE) e Transversal Magnético (TM). Modificado de Annan (2001).....	98
Figura 5.1. Subáreas de aquisição de dados.....	104
Figura 5.2. Fluxograma de processamento de dados de resistividade oriundos de a) Caminhamento elétrico e b) Sondagem elétrica vertical.....	108
Figura 5.3. Arranjo do OhmMapper utilizado na aquisição de dados.....	109
Figura 5.4. Fluxograma de processamento dos dados de resistividade aparente adquiridos com o equipamento de Resistividade capacitiva.....	110
Figura 5.5. Ilustração de modo de aquisição GPR nas áreas A e B.....	112
Figura 5.6. Fluxograma de processamento dos dados GPR.....	114
Figura 5.7. Equipamentos utilizados na aquisição de dados de resistividade a partir do TDEM: a) transmissor de corrente TEM57-MK2, b) registrador PROTEM-D e c) bobina receptora 3D.....	116
Figura 5.8. Curvas de Voltagens registradas com as três frequências de operação do transmissor TEM57-MK2 nas três sondagens TDEM realizadas.....	119
Figura 6.1. Ilustração da posição da Linha 1 relativa à localização da pedreira em atividade.....	121
Figura 6.2. Comparação entre os modelos de resistividade da Linha 1: a) modelo de resistividade obtido com o método de Eletrorresistividade a partir de caminhamento elétrico	

realizado com espaçamento AB de 10 m; b) modelo de resistividade obtido com o método de Resistividade capacitiva a partir da inversão simultânea de seis perfis com diferentes comprimentos de dipolos transmissores e receptores.....	122
Figura 6.3. Modelo de resistividade da Linha 1 resultante da inversão simultânea de dados de resistividade que foram adquiridos a partir dos caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente iguais a 10 m e 20 m.....	124
Figura 6.4. Modelo geológico da SEV1.....	126
Figura 6.5. Interpretação do modelo de resistividade da SEV1.....	126
Figura 6.6. Perfis GPR sobre a Linha 1: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.....	128
Figura 6.7. Modelo de resistividade da Linha 2, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente iguais a 10 m e 20 m. Na tabela, informações dos furos de sondagem localizados próximos à linha.....	129
Figura 6.8. Perfis GPR sobre a Linha 2: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.....	130
Figura 6.9. Modelo de resistividade da Linha 3, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente de 5 m e 10 m. A tabela apresenta as informações litológicas do furo de sondagem SR-01, localizado próximo a posição de 70 m do perfil.....	133
Figura 6.10. Perfil GPR de 200 MHz da Linha 3.....	134
Figura 6.11. Comparação entre os resultados geofísicos da Linha 3: a) Perfil GPR de 40 MHz; b) Modelo de resistividade apresentado na Figura 6.10, sem topografia.....	135
Figura 6.12. Comparação entre os resultados geofísicos da Linha 4: a) Perfil GPR de 40 MHz; b) Perfil GPR de 200 MHz; c) Modelo de resistividade resultante da inversão simultânea dos perfis de caminhamentos elétricos com espaçamento dos eletrodos de corrente de 5 m e 10 m.....	137

Figura 6.13. Modelo de resistividade da Linha 5, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente de 10 m e 20 m.	138
Figura 6.14. Modelo de resistividade da SEV2.....	139
Figura 6.15. Interpretação do modelo de resistividade da SEV2.....	140
Figura 6.16. Perfis GPR sobre a Linha 5: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.....	141
Figura 6.17. Modelo geoeétrico da sondagem TDEM 01.....	143
Figura 6.18. Modelo geoeétrico da sondagem TDEM 02.....	144
Figura 6.19. Modelo geoeétrico da sondagem TDEM 03.....	145
Figura 6.20. Fotografia da frente de lavra da pedreira ativa. Na imagem, é possível visualizar parcialmente a bancada de mármore que compreende a Área A.....	146
Figura 6.21. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 0 m e 1 m, na direção x.....	147
Figura 6.22. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 2 m e 3 m, na direção x.....	148
Figura 6.23. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 0 m e 2 m, na direção y.....	149
Figura 6.24. Perfil GPR adquirido na Área A com a antena de 270 MHz na posição $x = 0$ m: a) sem migração e b) com migração.....	149
Figura 6.25. Seções GPR 3D da Área A: a) Vista frontal e lateral; b) Vista lateral e posterior; c) e d) <i>Slices</i> verticais nas direções x e y e <i>depth slice</i> destacando a amplitude dos refletores.....	150
Figura 6.26. Seção GPR 3D da Área A em modo de visualização de refletores com maiores contrastes: a) vista frontal; b) vista posterior.....	151

Figura 6.27. Radargramas associados à Área B, adquiridos com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz, nas posições 5 m e 10 m, na direção x.....	154
Figura 6.28. Radargramas associados à Área B, adquiridos com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz, nas posições 5 m e 10 m, na direção y	154
Figura 6.29. Seção GPR 3D da Área B em modo de visualização de refletores com maiores contrastes: a) vista frontal e lateral; b) vista posterior e lateral.....	155
Figura 6.30. Curvas de níveis da área de estudo.....	157
Figura 6.31. Superfície topográfica em perspectiva da área de estudo.....	157
Figura 6.32. Modelo geológico visto em perspectiva de Nordeste com seções de resistividade das linhas 1, 2, 3 e 4.....	158
Figura 6.33. Modelo geológico visto em perspectiva de Noroeste com seções de resistividade das linhas 1, 2, 3 e 4.....	159
Figura 6.34. Modelo geológico visto em perspectiva com os furos de sondagens.	159
Figura 6.35. Modelo geológico visto em perspectiva com dados interpretados das sondagens geofísicas.	160
Figura 6.36. Modelo geológico visto em perspectiva com a superfície topográfica (com transparência).....	161
Figura 6.37. Modelo de cava final ótima.....	163
Figura 6.38. Modelo de cava operacional conceitual.....	165

Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-01.....	41
Tabela 3.2. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-03.....	41
Tabela 3.3. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04A.....	41
Tabela 3.4. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04B.....	42
Tabela 3.5. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04C.....	42
Tabela 3.6. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-05.....	42
Tabela 3.7. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-06.....	42
Tabela 4.1. Fator geométrico (k) de principais arranjos de eletrodos. Adaptado de Dentith e Mudge (2014).....	51
Tabela 4.2. Coeficiente de Reflexão teóricos em interfaces refletoras que separam materiais comuns em contextos geológicos. Modificado de Porsani (1999).....	101
Tabela 5.1. Características das aquisições com os métodos de Eletrorresistividade e Resistividade capacitiva.....	105
Tabela 5.2. Resumo dos perfis GPR adquiridos na área de estudo.....	111
Tabela 6.1. Valores de massa e volume de mármore e de estéril, razão estéril/minério (REM) e valor presente líquido (VPL) relacionados com o modelo de cava final ótima.	163
Tabela 6.2. Parâmetros de desenho de cava operacional conceitual.....	164
Tabela 6.3. Valores de massa e volume de mármore e de estéril e razão estéril/minério (REM) relacionados com o modelo de cava operacional conceitual para pedreira de mármore ornamental da área de estudo.....	164

1.Introdução

A Mineração de Pequena Escala (MPE) é um setor da mineração caracterizado, principalmente, pela exploração de depósitos de pequeno porte. A MPE compreende uma parcela numerosa e diversificada de unidades voltadas para exploração mineral e assim, desempenha um papel bastante relevante associado à produção global de minerais e metais. Em decorrência do esgotamento dos grandes depósitos, a tendência é que a MPE adquira ainda maior importância no cenário mundial de exploração mineral (Buxton, 2013). No Brasil, a maioria das minerações nacionais consistem em unidades representativas desse setor e elas são responsáveis por quase a totalidade da produção de rochas ornamentais, calcita, feldspato, areia e outros minerais não metálicos (Brasil, 2018).

A MPE contribui significativamente para produção de bens minerais e consiste em uma importante fonte de geração de renda e emprego, sobretudo, em países em desenvolvimento. No entanto, normalmente, muitos problemas socioambientais e também econômicos estão associados a tais empreendimentos. Conflitos relacionados à ocupação e à posse de terras (e por extensão, episódios de violência e criminalidade), condições inadequadas de trabalho referentes, sobretudo, à segurança e à saúde, promoção de significativa degradação ambiental, baixa produtividade, bem como, elevado índice de informalidade referente à operação de unidades produtoras (que por sua vez, implica em não atendimento as exigências legais, contrabando e concorrência desleal) são problemas associados ao setor e consistem em grandes desafios para o desenvolvimento da MPE (Silvestre e Da Silva, 2012; Buxton, 2013; Brasil, 2018; Macedo, 2021).

No que concerne à baixa produtividade, a lavra racional é o caminho para as unidades de MPE atingir a eficiência produtiva e, por extensão, a sustentabilidade (Seccatore, 2014; Macedo, 2021). Como destacado por Silvestre e Da Silva (2012), quando os exploradores não utilizam critérios técnicos e científicos para determinar áreas a serem exploradas, observa-se com maior frequência a repetição dos seguintes episódios: degradação da paisagem local (alterações na fauna, na flora e nos recursos hídricos), abandono da lavra e migração para outras áreas. A ausência de informações geológicas portanto, além de limitar a produtividade

dos depósitos das MPEs, aumenta o nível de incerteza associado ao investimento do capital e maximiza o impacto ambiental decorrente da atividade exploratória.

A Geofísica pode auxiliar a MPE tornar-se mais eficiente. A aplicação de métodos geofísicos na exploração mineral possibilita a obtenção de modelos geológicos. A partir da caracterização geológica da área explorada, torna-se viável o desenvolvimento de um planejamento de lavra estratégico, uma vez que, o controle geológico permite localizar estruturas de interesse em subsuperfície, permite estimar a extensão e até a durabilidade do depósito, bem como, avaliar e classificar as áreas a serem exploradas com base na qualidade do mineral.

A integração de dados geofísicos e geológicos aos conhecimentos de Engenharia de Minas possibilita o desenvolvimento de modelos de cava ótimo. O modelo de cava ótimo é dinâmico e tem a função de orientar a extração do bem mineral de modo a maximizar o aproveitamento do material e assim, os lucros da mina. Esse modelo de cava é derivado de dados (geofísicos, de furos de sondagens, testes químicos e/ou outros) que viabilizam a caracterização do depósito em termos de aspectos geológicos, físicos (geometria e extensão) e econômicos. Aspectos operacionais e de segurança também precisam ser ponderados durante a modelagem (Periotto, 1992; Caccetta e Hill, 2003; Flores e Cabral, 2008). A construção de um modelo de cava consiste em um recurso que viabiliza supervisionar o desenvolvimento da atividade de lavra e, ao fornecer previsibilidade, permite a implementação de um planejamento de lavra de curto a longo prazo, voltado para garantir eficiência e a lucratividade máxima possível até a etapa de fechamento da mina.

1.1 Objetivo

Nesta pesquisa, métodos elétricos – Eletroresistividade (ER) e Resistividade capacitiva (RC) - e eletromagnéticos – Radar de penetração no solo (GPR) e Eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) – foram utilizados com a finalidade de verificar a eficiência desses métodos geofísicos em caracterizar um depósito de rochas ornamentais, um depósito de mármore da Mineração Correa, localizado nas proximidades da cidade de Campos do

Jordão, São Paulo. Os métodos geofísicos escolhidos para serem utilizados na pesquisa demonstraram potencial para auxiliar na caracterização do depósito de mármore.

Tichauer et al. (2014, 2020) e Martínéz et al. (2017) apresentaram excelentes resultados associados a aplicação do método de Eletorresistividade em estudos na área da exploração mineral. O método de Eletorresistividade permite mapear descontinuidades, contatos geológicos e nível d'água. Em virtude da capacidade de penetração, consiste em um método que auxilia a estabelecer os limites e a extensão do depósito. A Resistividade capacitiva é um método de eletorresistividade que não utiliza eletrodos cravados na superfície, por isso, pode ser utilizado em superfícies rígidas e meios altamente resistivos. Tal método destaca-se pela aquisição mais rápida, quando comparado ao método no qual o acoplamento com a superfície é galvânico, e pode consistir na única opção para aquisição de dados de resistividade em contextos nos quais a utilização do método de Eletorresistividade não é viável. Com a finalidade de contribuir para a divulgação desse método geofísico e verificar a sua eficiência no contexto geológico estudado, o método de Resistividade capacitiva também foi utilizado e os resultados adquiridos são comparados com aqueles fornecidos a partir do método de Eletorresistividade.

O método GPR apresenta menor capacidade de penetração em relação aos métodos elétricos, mas destaca-se pela maior resolução. Assim, esse método também tem sido utilizado em estudos na área de mineração para caracterizar depósitos minerais. Rey et al. (2015), Martínéz et al. (2017) e Elkarmoty et al. (2018) utilizaram o GPR em rochas ornamentais de natureza carbonática (calcários e mármore) e Porsani et al. (2006a) aplicou esse método caracterizar um depósito de granito ornamental. Nos trabalhos citados, o GPR foi eficaz em localizar descontinuidades estruturais (fraturas, cavidades, etc.) e variações de fácies (diferenciar litotipos, distinguir rochas fraturadas e rochas sãs).

Couto Junior et al. (2019) destacam resultados da aplicação do método Eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) na exploração mineral. O TDEM é um método bastante sensível a zonas condutoras e assim, eficaz em localizar depósitos metálicos e também níveis d'água. Em decorrência da capacidade de penetração (de até centenas de

metros), a partir do TDEM é possível investigar e caracterizar estruturas de interesse em maiores profundidades no depósito mineral.

O objetivo dessa pesquisa consiste em demonstrar como a aplicação dos métodos geofísicos pode contribuir para tornar a MPE um investimento mais eficiente e sustentável. Com a finalidade de apoiar o desenvolvimento de um planejamento de lavra que busca maximizar a produtividade do depósito de mármore estudado e minimizar os impactos ambientais decorrentes da mineração, os conhecimentos geofísicos e geológicos foram integrados para fornecer um modelo geológico 3D do depósito. O software Micromine foi utilizado para gerar um modelo de cava ótima.

A presente dissertação está dividida em sete capítulos. O primeiro capítulo é a presente Introdução. O segundo capítulo é voltado para apresentação de um panorama sobre a situação da Mineração de pequena escala (MPE) e o setor de rochas ornamentais no Brasil. No terceiro capítulo, são apresentadas as características geológicas da área de estudo em escala regional e local. O quarto capítulo apresenta os fundamentos teóricos dos métodos geofísicos utilizados nessa pesquisa. No quinto, é realizada uma descrição das metodologias de aquisição e processamento dos dados. O sexto capítulo apresenta a discussão dos resultados. O último capítulo da dissertação consiste nas conclusões dessa pesquisa.

2. A Mineração de pequena escala (MPE) e o setor de rochas ornamentais no Brasil

2.1 MPE

A Mineração de pequena escala (MPE) compreende uma parcela significativa e bastante diversificada da mineração. Segundo o Fórum Intergovernamental sobre mineração, minerais, metais e desenvolvimento sustentável (IGF), aproximadamente 80% da produção de safira e cerca de 20% da produção de ouro e diamante são resultantes da mineração em pequena escala (Fritz et al., 2018). Estima-se ainda que, cerca de 20% da produção global de minerais e metais é associada a tal setor (Buxton, 2013). No Brasil, a MPE é responsável pela totalidade da produção nacional de rochas ornamentais, gipsita, feldspato, calcita, argilas plásticas, ardósia, mica e tungstênio, bem como, por mais de 90% da produção de areia, argila refratária e tântalo (Brasil, 2018).

A MPE consiste em uma importante fonte de renda e geração de emprego, sobretudo, em regiões onde as desigualdades sociais e os índices de pobreza são expressivos. No documento cujo título em português pode ser traduzido como “Tendências globais em Mineração Artesanal e de Pequena Escala: Uma revisão dos principais números e questões”, o Fórum Intergovernamental sobre mineração, minerais, metais e desenvolvimento sustentável (IGF) destaca que a MPE está presente em mais de 80 países, principalmente em países em desenvolvimento na África, Ásia, Oceania, América Central e América do Sul. A demanda por mão de obra não qualificada, a dificuldade de obter renda a partir da agricultura e/ou outras atividades em zonas rurais, bem como, o aumento no preço de alguns minerais são fatores que contribuíram para o aumento crescente no número de pessoas envolvidas diretamente com a MPE nos últimos anos. Estima-se que em 1993, 6 milhões de pessoas estavam envolvidas com a MPE (Fritz et al., 2018; Brasil, 2018; Macedo, 2021). Em 2022, de acordo com dados disponibilizados na Plataforma Global para dados de mineração artesanal e de pequena escala, associada ao Banco Mundial, aproximadamente 45 milhões de pessoas possuem trabalhos diretamente relacionados à mineração artesanal e de pequena escala (DELVE, 2022).

A MPE compreende minerações bastante diversas no que diz respeito ao porte, a qualificação tecnológica, relações trabalhistas e a capacidade financeira. Em decorrência da diversidade que caracteriza esse setor, não há consenso a respeito da definição do termo MPE.

Diversos critérios podem ser utilizados para definir o porte de uma dada mineração (produção bruta de minério, número de trabalhadores, faturamento bruto, capacidade instalada de extração, etc) e esses critérios variam de um país para o outro e até entre instituições nacionais. O Relatório Final do Diagnóstico Socioeconômico e Ambiental da Mineração de Pequena Escala (MPE), publicado pelo Ministério de Minas e Energia (MME) em 2018, fornece uma definição de MPE que associa critérios utilizados por diferentes órgãos governamentais do Brasil: o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM, atual Agência Nacional de Mineração-ANM), o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDS). Segundo Brasil (2018), a MPE consiste em uma empresa ou cooperativa que produz até um milhão de toneladas por ano (ou seja, inclui minerações de micro, pequeno e médio porte), possui até 499 trabalhadores e tem faturamento anual de até 300 milhões de reais.

De acordo com Brasil (2018), no país há 8.827 minas registradas, dessas 54,6% consistem em minas de microporte, 31,6% são minas de pequeno porte, 12,3% são minas de médio porte e somente 1,4% consistem em minas de grande porte. Com base nesses dados e na definição de MPE utilizada, que engloba minas de micro até médio porte, quase a totalidade das minas nacionais registradas consistem em empreendimentos de MPE e entre essas verifica-se desde unidades que praticam mineração artesanal até empreendimentos empresariais modernos, com elevado nível técnico e de organização laboral.

Vale destacar que, a mineração artesanal compreende um setor da mineração caracterizada, majoritariamente, pelo uso de técnicas de exploração tradicionais e pouco eficientes em depósitos de micro e pequeno porte, ou seja, empreendimentos com produção bruta de minério de até 100 mil toneladas/ano, segundo à ANM (2020). Assim, uma parcela significativa da mineração artesanal consiste em MPE. No entanto, há também minerações de médio e grande porte sendo exploradas de forma artesanal (Brasil, 2018).

De modo geral, a MPE é caracterizada pela baixa produtividade, exploração de depósitos pequenos (normalmente, algumas centenas de toneladas), capital de investimento limitado, mão de obra predominantemente pouco qualificada, utilização de ferramentas e técnicas de exploração rudimentares e pelo significativo impacto sobre o meio ambiente. A informalidade e a precarização do trabalho também são características associadas à MPE (Buxton, 2013; Seccatore, 2014; Brasil, 2018).

Os dados fornecidos por Brasil (2018) indicam que mais de 90% das unidades de MPE brasileiras são voltadas para exploração de substâncias não metálicas e que a forma de organização do trabalho mais comum consiste no cooperativismo. Segundo tais dados, no âmbito das cooperativas, o método de exploração predominante nas MPEs nacionais consiste em lavra a céu aberto e a maioria das cooperativas (cerca de 67%) atua somente na extração mineral.

Os problemas socioambientais decorrentes da mineração são significativos e incluem: destruição de paisagens naturais e conseqüentemente, degradação de fauna e flora local, assoreamento de rios e, associado ao descarte irregular de rejeitos e substâncias perigosas à saúde dos seres vivos, poluição atmosférica e de fontes de água. Por isso, o desenvolvimento e a execução de um planejamento de exploração de mina sustentável, que envolva um plano de gestão ambiental voltado para prevenção, monitoramento e recuperação de áreas afetadas pela mineração é extremamente necessário. A atuação efetiva dos órgãos fiscalizadores no combate ao elevado nível de informalidade, e conseqüentemente às ilegalidades, também contribuem para minimizar o impacto socioambiental decorrente da exploração mineral.

A reduzida eficiência produtiva observada na maioria das unidades de MPE é relacionada, sobretudo, a aplicação de técnicas de exploração rudimentares: metodologias de baixo nível tecnológico, poluentes e pouco eficientes do ponto de vista operacional. A falta de investimentos em conhecimentos técnico e científico para modernizar os métodos de exploração consiste em um obstáculo para o crescimento da MPE (Chiodi Filho et al., 2004; Seccatore, 2014; Brasil, 2018). Baixa produtividade implica em renda limitada e essa, associada à incerteza geológica, relacionada justamente às práticas predatórias e à ausência de controle geológico, dificultam a ocorrência de investimentos, inclusive, o acesso às linhas de

créditos governamentais e outros tipos de financiamento que exigem garantias (Macedo, 2021).

Os dados coletados no estudo realizado por Brasil (2018) confirmam que, no setor da MPE, verifica-se pouco ou nenhum investimento em pesquisas voltadas para caracterização geológica. Aproximadamente 57% das 446 minas visitadas no referido estudo afirmavam realizar controle geológico visual, 26% não realizavam nenhum tipo de controle geológico, 9% afirmavam utilizar sondagens, 7% diziam fazer uso de amostragens e 1% não sabia informar.

O conhecimento geológico da área explorada viabiliza identificar estruturas de interesse em subsuperfície, permite estimar e avaliar (inclusive, qualitativamente) as reservas minerais e assim, pode orientar o desenvolvimento de um planejamento de lavra verossímil e eficiente. Há uma relação direta entre produtividade e sustentabilidade. Por isso, investir em pesquisas de controle geológico, em qualificação tecnológica, bem como, em segurança laboral e no uso racional dos recursos naturais são as principais recomendações para MPE atingir a eficiência produtiva e, simultaneamente, a sustentabilidade (Seccatore, 2014; Brasil, 2018; Macedo, 2021).

2.2 Panorama do setor de rochas ornamentais no Brasil

Segundo a norma NBR 15.012:2013 da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), rocha ornamental é o material pétreo natural utilizado em revestimentos internos e externos, estruturas, elementos de composição arquitetônica, decoração, mobiliário e arte funerária. Uma outra definição estabelecida pela ABNT, norma NBR 15.012:2003, afirmava que rocha ornamental consistia em um material rochoso natural, submetido a diferentes graus ou tipos de beneficiamento, utilizado para exercer função estética.

Como as rochas ornamentais são caracterizadas pelos atributos estéticos (estruturas, texturas, padrões cromáticos, etc) e esses atributos são únicos, cada variedade de rocha ornamental recebe designação exclusiva no comércio e tem preço próprio. No comércio das rochas ornamentais, o Brasil destaca-se pelo enorme potencial geológico e a diversidade dos

padrões estéticos, sobretudo, de granitos e mármore (Chiodi Filho e Kistemann, 2014; Vidal et al., 2014). Segundo Ferreira (2003), o país tinha registro de aproximadamente 600 variedades comerciais de rochas ornamentais que incluíam granitos, mármore, ardósias, quartzitos, travertinos, pedra sabão, basaltos, serpentinos, conglomerados, talcos e outros. Em 2020, as rochas ornamentais consistiam no quinto produto de base mineral mais exportado pelo Brasil, sendo superado apenas pelo minério de ferro, minério de cobre, ligas de ferro e ouro (ABIROCHAS, 2021).

A cadeia produtiva das rochas ornamentais é constituída pela lavra, ou seja, a extração de blocos de rocha comercialmente aproveitáveis nas pedreiras, e pelas serrarias, locais responsáveis por fornecer acabamento à rocha bruta (Silvestre e Da Silva, 2012). De acordo com ABIROCHAS (2021a), no Brasil há aproximadamente 10.000 empresas no setor das rochas ornamentais, das quais pelo menos 400 são exportadoras regulares. Cerca de 60% dessas empresas consistem em marmorarias e a maioria desses empreendimentos são micro e pequenas empresas (Figura 2.1). O referido informe da Associação Brasileira de Rochas (ABIROCHAS) estima ainda que o setor das rochas ornamentais é responsável pela geração de 120 mil empregos diretos e cerca de 360 mil empregos indiretos.

Segmento	Nº estimado de empresas	Participação
Marmoraria	6.000	60%
Beneficiamento	2.000	20%
Lavra	1.000	10%
Exportadoras	400	4%
Serviços	400	4%
Depósitos de chapas	100	1%
Indústrias de máquinas, equipamentos e insumos	100	1%
Total	10.000	100%

Figura 2.1. Empresas do setor de rochas no Brasil. Fonte: ABIROCHAS, 2021a.

Estudos realizados a pedido do então Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT, hoje, Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações – MCTIC) indicaram que há 18 aglomerações produtivas do setor de rochas ornamentais no país, com atividade de lavra em 10 estados e 80 municípios. A região Sudeste concentra a maior parte desses aglomerados (ver Figura 2.2). Além disso, foi observado o recolhimento da Compensação Financeira pela Exploração de Recursos Minerais (CFEM) associada à extração de rochas ornamentais em 370 municípios (ABIROCHAS, 2021b).

Espírito Santo, Minas Gerais, Rio de Janeiro, Bahia e Ceará são os estados da federação que mais se destacam no que concerne às atividades de extração de rochas ornamentais, principalmente, em relação à escala de produção e às tecnologias utilizadas. Os estados da região Sudeste, sobretudo São Paulo, têm a maior capacidade instalada para trabalhos de acabamento, além disso, concentra cerca de 70% das marmorarias nacionais. O Espírito Santo é o principal estado explorador de rochas ornamentais, principalmente, mármore e granitos. Minas Gerais concentra arranjos produtivos de ardósias e quartzitos, no Rio de Janeiro destaca-se a exploração de gnaisses foliados, na Bahia destaca-se a produção de travertinos e no Ceará, calcários plaqueados (Chiodi Filho e Kistemann, 2014; Vidal et al., 2014; ABIROCHAS, 2021).

Em 2020, o Brasil foi o quinto maior produtor e exportador de rochas ornamentais. De acordo com dados fornecidos por ABIROCHAS (2021), aproximadamente 33% da produção nacional foi destinada às exportações, cerca de 2,16 milhões de toneladas. O Brasil exportou rochas ornamentais para 135 países em 2020 e em vendas, as exportações somaram US\$ 987,4 milhões. Os principais destinos da produção brasileira são Estados Unidos, China e Itália. No ano de 2020, a China foi a principal produtora e importadora mundial de rochas. No total do faturamento das exportações brasileiras, a participação da China aumentou: era 8,6% em 2015 e em 2020, foi 12,1%. No entanto, o principal destino das exportações nacionais são os Estados Unidos, responsáveis por aproximadamente 63% do total do faturamento. A China exportou principalmente blocos de rochas, enquanto que, nos Estados Unidos, destacou-se chapas de quartzito e mármore, que têm maior valor. As exportações para Itália são diversificadas: blocos e chapas de granitos e mármore, bem como, ardósias e quartzitos foliados (ABIROCHAS, 2021c).



Figura 2.2. Distribuição Geográfica das Aglomerações Produtivas de Rochas Ornamentais e de Revestimentos no Brasil: 1. Basaltos Nova Prata; 2. Ardósias Trambudo Central; 3. Granitos Bragança Paulista; 4. Granitos Caldas (a) e Candeias (b); 5. Quartzitos São Tomé; 6. Quartzitos Alpinópolis; 7. Ardósias Papagaio; 8. Quartzitos e Pedra-Sabão Ouro Preto; 9. Granitos Medina; 10. Pedra Paduana; 11. Mármore e Granitos Cachoeiro de Itapemirim; 12. Granitos Baixo Guandu; 13. Granitos Nova Venécia; 14. Granitos Teixeira de Freitas; 15. Travertinos Ouarolândia; 16. Quartzitos Pirenópolis; 17. Pedra Cariri; 18. Pedra Morisca. Fonte: ABIROCHAS, 2021a.

Quatro estados do país tiveram em 2020 faturamento associado à exportação de rochas ornamentais superior a US\$ 10 milhões, foram eles: Espírito Santo, Minas Gerais, Ceará e

Bahia. O estado do Espírito Santo respondeu sozinho por cerca de 82,5% do faturamento total e em massa, tal estado foi responsável por 1,7 milhão de toneladas de rochas ornamentais exportadas (ou seja, aproximadamente, 80% do total). No ano referido, o preço médio das rochas exportadas foi US\$ 457,6 por tonelada e as chapas consistiram no principal produto das exportações. Mármore, quartzitos maciços e pedra-sabão tiveram maior destaque no mercado internacional no ano de 2020 (ABIROCHAS, 2021c; ABIROCHAS, 2021d).

Referente ao consumo interno, em 2020, os tipos de rochas ornamentais mais consumidas foram granitos (44%), mármore e travertinos (31%), quartzitos maciços e foliados (7,9%) e ardósias (6,8%), utilizadas, principalmente, em revestimentos horizontais e verticais. Os estados do Sul e Sudeste são os principais consumidores, sobretudo, São Paulo. O Brasil é considerado um importador pouco expressivo de rochas ornamentais: em 2020, foram exportadas cerca de 40.000 toneladas de rochas naturais, equivalente a US\$ 13,1 milhões. Em volume, os três países que mais venderam para o Brasil foram Turquia, Itália e Espanha (ABIROCHAS, 2021; ABIROCHAS, 2021e).

Apesar do bom desempenho do ponto de vista comercial observado nos últimos anos, o setor de rochas ornamentais brasileiro tem potencial para expandir ainda mais seu crescimento (Chiodi Filho e Kistemann, 2014; Silvestre e Da Silva, 2012; ABIROCHAS, 2021). A utilização de técnicas de exploração pouco eficientes consiste em um obstáculo à expansão do setor, pois limita a produtividade das unidades e, por extensão, acentua os impactos ambientais.

A extração dos blocos de rochas ornamentais pode ser realizada a partir de lavra a céu aberto ou lavra subterrânea. No Brasil, o método de lavra mais comum é o realizado a céu aberto e essa pode ser dividida em dois tipos: lavra de matacão e lavra de maciço. A lavra de matacão consiste na exploração de corpos de rochas de tamanhos irregulares, que foram deslocados do maciço rochoso. A lavra de maciço, como o nome sugere, ocorre diretamente no maciço e consiste no tipo de lavra mais frequente.

Na exploração de rochas ornamentais, para instalação das bancadas de corte, é necessário retirar a cobertura de solo e até camadas de rochas para atingir a rocha

comercialmente aproveitável. Além disso, no processo de corte das rochas, uma grande quantidade de água precisa ser utilizada para resfriar máquinas e por isso, as serrarias são localizadas preferencialmente próximo às fontes de água. Assim, os seguintes problemas ambientais são associados a tal atividade: desmatamento, e conseqüentemente alteração da fauna e flora, poluição atmosférica, associada à dispersão de poeira, além de alteração dos recursos hídricos, destacando-se a contaminação de fontes de água e o assoreamento de rios, em decorrência do descarte irregular de rejeitos (Silva e Margueron, 2002; Silvestre e Da Silva, 2012).

Normalmente, o rendimento das pedreiras de rochas ornamentais é baixo: estima-se que somente cerca de 20% da quantidade total de rochas extraídas das pedreiras consiste em rocha comercializável (Martínez et al. 2017; Mello et al., 2018; Jalalian et al., 2021). Para aumentar a produtividade, otimizar a qualidade dos produtos, adequando-se, principalmente, às normas internacionais, e reduzir o volume de rejeitos produzidos, é necessário investir em pesquisas geológicas, qualificação técnica e profissional, bem como, em planejamento de lavra (Silvestre e Da Silva, 2012; Chiodi Filho e Kistemann, 2014; Vidal et al., 2014; ABIROCHAS, 2021f). Nesse contexto, vale salientar que, segundo Chiodi Filho e Kistemann (2014), o Espírito Santo, maior produtor nacional, era o estado brasileiro com maior oferta de cursos de nível técnico e superior voltados para produção de rochas ornamentais.

Como o valor das rochas ornamentais é associado a qualidade do bloco (forma, tamanho, textura, propriedades mecânicas e cromáticas), o mapeamento de descontinuidades contribui para aumentar a produtividade das pedreiras, uma vez que, orienta a lavra para regiões nas quais é viável extrair blocos de rochas com características mais homogêneas e dimensões que atendam às exigências do mercado (De Aguiar, 2000). A utilização de fios diamantados no processo de corte das rochas, em substituição ao uso de explosivos ou lâminas de aço, também aumenta a eficiência e contribui para diminuir a produção de rejeitos (Chiodi Filho e Kistemann, 2014; Vidal et al., 2014). Reutilizar a água utilizada para resfriar as máquinas de corte, de modo a diminuir a captação de água em fontes superficiais ou subterrâneas, bem como, implementar processos para aproveitar (inclusive comercialmente) os rejeitos – por exemplo, usar o rejeito como seixos para uso em atividades de jardinagens, ou para produzir areias para uso higiênico de animais – são outras iniciativas que ajudam a

minimizar o impacto ambiental decorrente da exploração de rochas ornamentais (Silvestre e Da Silva, 2012).

No texto “Indicadores de tendência no setor de Rochas Ornamentais”, ABIROCHAS (2021f) destaca o aperfeiçoamento tecnológico dos processos de lavra e beneficiamento, o uso racional do recursos naturais, o maior rigor no atendimento as questões ambientais e o incremento da produção de rochas exóticas (como quartzitos maciços e mármore brancos, que atualmente têm maior valor agregado no mercado internacional) como recomendações de curto a longo prazo a serem implementadas para garantir o desenvolvimento e a competitividade do setor de rochas ornamentais do Brasil.

3. Geologia da área de estudo

3.1 Contexto geológico regional

A área de estudo está localizada no chamado Planalto de Campos do Jordão, um planalto cristalino localizado a leste de São Paulo e sul de Minas Gerais, na porção sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira (Hiruma, 1999). No contexto regional, a área está inserida no setor central da Província da Mantiqueira (Figura 3.1), uma província estrutural que se estende por aproximadamente 3000 km, como uma faixa de direção NE-SW ao longo da costa Atlântica, do sul da Bahia até Montevideu, no Uruguai (Almeida, 1984; Bizzi et al., 2003).

A Província Mantiqueira é uma unidade tectônica complexa com uma área de aproximadamente 700.000 km², localizada a leste das províncias São Francisco e Rio de La Plata/Paraná, que junto com a porção meridional da Província Tocantins, consiste no arcabouço pré-cambriano das regiões sul e sudeste do Brasil. Os limites a leste de tal província são a margem continental e as bacias costeiras Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Bizzi et al., 2003; Heilbron et al., 2004).

A Província Mantiqueira compreende um sistema de orógenos que evoluíram diacronicamente ao longo do chamado Ciclo Brasileiro, ou seja, engloba terrenos que ao longo do Neoproterozoico (900 Ma – 510 Ma) estiveram envolvidos em eventos colisionais/acrecionários e culminaram na estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000).

O Sistema orogênico Mantiqueira é constituído pelos orógenos Araçuaí, Dom Feliciano, Ribeira e São Gabriel e uma zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Figura 3.2). O setor central da província é formado pelo Orógeno Ribeira, a zona de interferência entre o orógeno Ribeira e a extremidade sul do orógeno Brasília, bem como, os terrenos Apiaí e Embu (ver Figura 3.3) (Campos Neto, 2000; Bizzi et al., 2003; Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2020).



Figura 3.1. Províncias estruturais brasileiras. Fonte: IBGE, 2019.

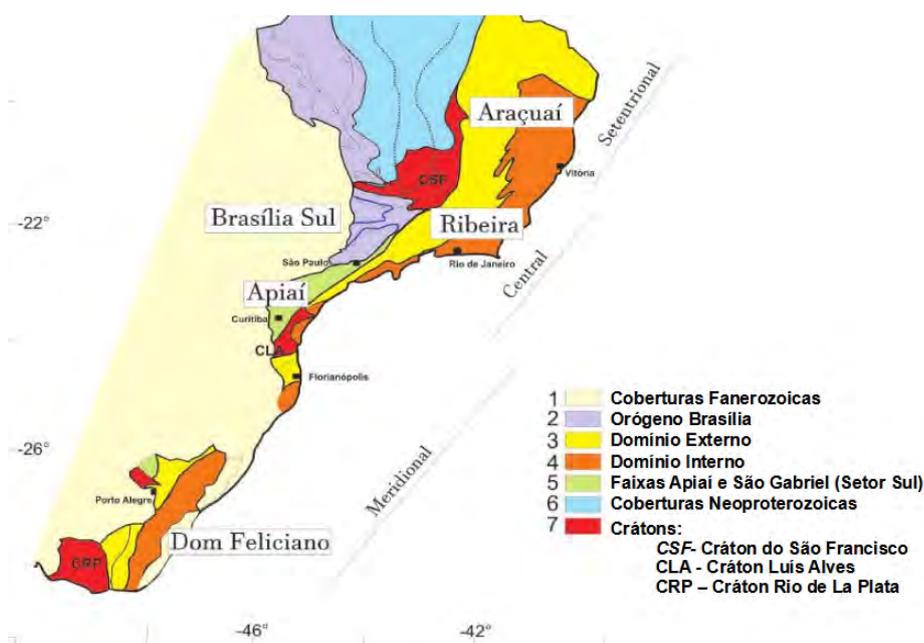


Figura 3.2. Compartimentação tectônica da Província Mantiqueira: o segmento Setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento Central inclui a porção sul do Orógeno Brasília, o Orógeno Ribeira e a Faixa Apiaí; já o segmento Meridional constitui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. Modificado de Heilbron et al. (2004).

O Orógeno Ribeira, segundo Heilbron et al. (2004), resulta de interações entre o Cráton São Francisco e outras placas localizadas a sudoeste deste cráton, bem como, arcos de ilhas e a porção sudoeste do Cráton do Congo. A colisão entre os terrenos teria sido predominantemente oblíqua, uma vez que, as unidades estratigráficas que compõe tal orógeno são limitadas majoritariamente por falhas de empurrão com mergulhos íngremes ou zonas de cisalhamento oblíquas com componente transpressivo dextral (por exemplo, a Zona de Cisalhamento Buquira e a Zona de Cisalhamento Caxambu). Esse orógeno apresenta tendência estrutural NE-SW, com mergulho para SE e vergência para NW, indicando transporte tectônico para NW. No Ciclo Brasileiro, o ápice da fase sincolisional desse orógeno é estimado em 580 Ma (Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2020).

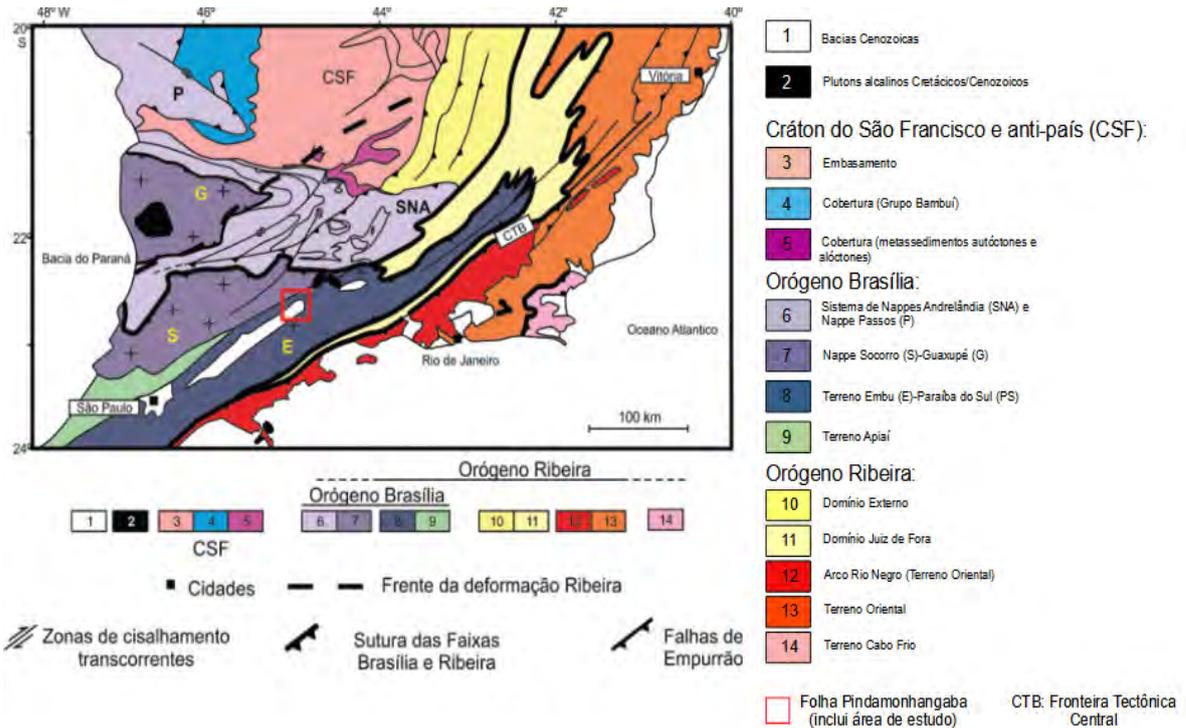


Figura 3.3. Descrição do Setor Central da Província Mantiqueira. Modificado de Trouw et al. (2020).

Segundo a divisão proposta em Trouw et al. (2013), as unidades estratigráficas do Orógeno Ribeira são: Domínio Externo (inclui o Domínio Andrelândia), Domínio Juiz de Fora, Terreno Oriental (incluindo o Arco Rio Negro) e Terreno Cabo Frio (ver Figura 3.3). Os domínios Externo e Juiz de Fora compõem o Terreno Ocidental na divisão proposta por Heilbron et al. (2004) e consistem em domínios estruturais constituídos por rochas ígneas com idades arqueanas e/ou paleoproterozoicas, associadas aos metassedimentos neoproterozoicos da Sequência Andrelândia. Metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito são observados nesses domínios. O Domínio Juiz de Fora é bastante heterogêneo e nele há também ortogranulitos paleoproterozoicos e granitóides cálcioalcalinos. O Terreno Oriental é constituído principalmente pelo Arco magmático Rio Negro, que compreende ortognaisses tonalíticos, graníticos e cálcio-alcalinos, associado aos gnaisses pelíticos do Domínio Costeiro. Por sua vez, o Terreno Cabo Frio é caracterizado por hornblenda ortognaisses paleoproterozoicos e rochas metassedimentares pelíticas. Nesse terreno, predomina metamorfismo em fácies granulíticas de alta pressão.

A extremidade sul do Orógeno Brasília apresenta tendência estrutural NW-SE e resultou da colisão entre os crátons São Francisco-Congo e Paraná/Paranapanema. O período colisional neoproterozoico desse orógeno é considerado o registro mais antigo do chamado Ciclo Brasileiro no setor central da Província Mantiqueira: dados geocronológicos de magmatismo cálcio-alcálico, interpretado como arco magmático, corroboram com a interpretação de que o ápice do evento colisional seria em torno de 630 Ma, ou seja, aproximadamente 50 Ma antes da fase sincolisional do Orógeno Ribeira (Janasi et al., 2003; Campos Neto et al., 2011; Vinagre et al., 2014; Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2020). A critério de estudo, tal extremidade do Orógeno Brasília normalmente é descrita a partir da subdivisão em *nappes*, ou seja, segmentos continentais deslocados por falhas ou dobramentos em regimes compressivos. Conforme descrito em Heilbron et al. (2004), as *nappes* da parte sul do Orógeno Brasília são divididas em dois grupos: *nappes* inferiores e *nappes* superiores. As *nappes* inferiores são caracterizadas por metamorfismo de alta pressão (fácies granulito), enquanto que, as *nappes* superiores são caracterizadas por granitos cálcio-alcálicos e metamorfismo de pressão mais baixa. Dentre as *nappes* superiores, destaca-se a *Nappe* Socorro-Guaxupé, interpretada como o bloco cavalgante, ou seja, a margem ativa do paleocontinente Paranapanema, no Cráton do São Francisco. Essa *nappe* apresenta metamorfismo de alta temperatura e pressão variável, dobras e indicadores cinemáticos que corroboram com a interpretação de ocorrência de transporte tectônico de topo para E-NE (Trouw et al., 2000; Campos Neto et al., 2004). Lineações minerais e de estiramento com mergulho para SE e indicação de movimento para SW também foram mapeadas (Marconato et al., 2005). A *Nappe* Socorro-Guaxupé encontra-se no topo do Sistema *Nappe* Andrelândia, metassedimentos (fácies anfíbolito a fácies granulito) da Sequência Andrelândia.

Os terrenos Apiaí e Embu que compõem o setor central da Província Mantiqueira são normalmente associados a história tectônica da extremidade sul do Orógeno Brasília. No entanto, a relação desses terrenos, principalmente do Terreno Embu, com o Orógeno Ribeira ainda é objeto de estudo e especulações (Campos Neto et al., 2011; Trouw et al., 2013; Heilbron et al., 2004; Trouw et al., 2020). O Terreno Apiaí é limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento dextral Jundiuvira, que separa tal terreno da *Nappe* Socorro-Guaxupé, e a sudeste, há a Zona de Cisalhamento dextral Caucaia – Rio Jaguarí, que estabelece o limite com o Terreno Embu. No Terreno Apiaí são observados ortognaisses peralcalinos e gnaisses,

que constituem o embasamento paleoproterozoico/arqueano, além de sequências metavulcano-sedimentares compostas por quartzitos, mármore restritos, rochas calciossilicáticas, grafita xistos, cálcio-filitos e formações ferríferas bandadas (Heilbron et al., 2004).

O Terreno Embu é um compartimento tectônico que apresenta uma forma alongada na direção NE-SW, e está localizado ao sul da *Nappe* Socorro-Guaxupé. Esse terreno é limitado por duas grandes zonas de cisalhamento dextrais: a noroeste, a Zona Caucaia-Rio Jaguarí e a sudeste, a Zona de Cisalhamento de Cubatão. O Terreno Embu apresenta embasamento Paleoproterozoico na forma de lentes alongadas, intrudido por granitos, e sobre tal embasamento há uma cobertura metassedimentar composta principalmente por biotita gnaisses/xistos, quartzitos, rochas cálcico-silicato e alguns mármore (Fernandes et al., 1990; Janasi et al., 2003; Trouw et al., 2013).

Há opiniões divergentes a respeito da existência e da extensão de uma zona de interferência ou superimposição entre os orógenos Brasília e Ribeira. Campos Neto et al. (2011) considera que o Terreno Embu faz parte do Orógeno Ribeira e interpreta que não há uma zona de transição entre os orógenos Brasília e Ribeira, mas uma transição acentuada, marcada pela Zona de Cisalhamento Buquira, que se estende de NE para SW, e separa a *Nappe* Socorro do Terreno Embu. A existência de uma zona de interferência foi proposta por Trouw et al. (1994, 2000), Ribeiro et al. (1995), Peternel et al. (2005), Heilbron et al. (2008) e Zuquim et al. (2011). Essa zona consistiria em uma área onde há influência tectônica e metamórfica dos dois orógenos. Trouw et al. (2013) considera que a zona de interferência entre a extremidade sul do Orógeno Brasília (Província Tocantins) e o Orógeno Ribeira compreende áreas entre a *Nappe* Socorro e o Domínio Andrelândia (Figura 3.3). Trouw et al. (2000), Peternel et al. (2005) e Zuquim et al. (2011) apresentam, como evidências da existência da zona de sobreposição dos orógenos, estruturas no Domínio Andrelândia que indicam transporte tectônico para nordeste, característica da extremidade sul do Orógeno Brasília, e posteriormente, predominam estruturas que indicam transporte tectônico para noroeste, característica do Orógeno Ribeira (Trouw et al., 2000; Peternel et al., 2005; Zuquim et al., 2011).

Trouw et al. (2013, 2020) considera que o Terreno Embu está inserido na extremidade sul do Orógeno Brasília. Além disso, interpreta tal terreno como uma continuação da *Nappe* Socorro. A presença de granitóides, como o Batólito Serra do Quebra-Cangalha, no Terreno Embu com idades de cristalização similares as idades observadas em batólitos na *Nappe* Socorro, indica que o Terreno Embu e *Nappe* Socorro apresentam uma evolução tectônica similar a partir de 680 Ma. Além disso, em ambos terrenos seriam observados embasamento paleoproterozoico, rochas metassedimentares e rochas ígneas de arco magmático.

Um dos argumentos utilizados para separar o Terreno Embu do *Nappe* Socorro consiste na observação de que os batólitos do *Nappe* Socorro são predominantemente cálcio-alcalinos metaluminosos, típicos de arco magmático, enquanto que, no Terreno Embu predomina granitóides peraluminosos, interpretados como produto de aquecimento crustal. Trouw et al. (2013) argumenta que a transição de batólitos metaluminosos para peraluminosos ao longo do *Nappe* Socorro e do Terreno Embu é gradativa e poderia ser explicada por uma mudança de ângulo da direção de subducção: inicialmente oblíqua à sutura e na região de transição entre o *Nappe* Socorro e o Terreno Embu, quase paralela (NE-SW). Nesse contexto, a Zona de Cisalhamento Buquira consistiria em uma zona de cisalhamento local e não um limite tectônico entre os orógenos Brasília e Ribeira, uma vez que, o Terreno Embu já estaria incorporado ao paleocontinente Paranapanema quando esse colidiu com o sudoeste do Cráton do São Francisco. Rochas com idades entre 630 Ma e 600 Ma, associadas ao período sincolisional do extremo sul do Orógeno Brasília, a sudeste da Zona de Cisalhamento Buquira corroboram essa interpretação. Portanto, o Terreno Embu teria sido inserido na chamada zona de interferência entre os orógenos em um segundo evento colisional (sutura estimada entre 590 Ma e 560 Ma) que envolveu o Arco Rio Negro, Terreno Oriental do Orógeno Ribeira (Heilbron et al., 2008; Trouw et al., 2013).

Após a consolidação do paleocontinente Gondwana Ocidental no continente Pangea, no contexto da Província Mantiqueira, houve transição do regime tectônico compressivo para um regime distensivo que resulta na separação dos continentes africano e sul-americano ao longo de zonas de cisalhamento proterozoicas com direção NE-SW e por fim, a abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo Inferior. Esse processo de abertura do Oceano Atlântico implicou em rifteamento da crosta da Província Mantiqueira e resultou no desenvolvimento

do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). A reativação de zonas de cisalhamento proterozoicas, que passaram a atuar como falhas rúpteis de componente normal, viabilizou a evolução dessa feição tectônica durante o Paleógeno (Hiruma et al., 2001; Heilbron et al., 2004).

O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil evoluiu como uma depressão alongada, que se estende de Curitiba (Paraná) a Barra de São João (Rio de Janeiro), paralela à linha de costa e de direção ENE (Heilbron et al., 2004). Conforme destacado em Hiruma et al. (2001), na porção leste do Estado de São Paulo, o desenvolvimento desse *rift* determinou a configuração do relevo nessa região, com as Serras do Mar e Mantiqueira como feições soerguidas e como feição rebaixada, a Bacia de Taubaté. Segundo Riccomini et al. (2004), a formação dessa bacia no segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil está associada a esforços distensivos NW-SE, associados ao basculamento termomecânico da Bacia de Santos, que proporcionaram a reativação de zonas de cisalhamento proterozoicas de direção ENE-WSW e permitiram a formação de hemi-grábens. A evolução do rifteamento ocorreu associada a pulsos de magmatismo e o Planalto de Campos do Jordão atingiu a posição atual, acima de 2000 m, após sucessivos pulsos de soergimento (Hiruma et al., 2001; Heilbron et al., 2004).

A área de estudo está inserida na chamada Folha Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI, CPRM), mapa que engloba a região leste de São Paulo, na fronteira com Minas Gerais, com escala 1:100.000 e que compreende o substrato pré-cambriano Terreno Embu (ver identificação da Folha Pindamongangaba na Figura 3.3). Conforme proposto em Trouw et al. (2020), o Terreno Embu é dividido em três unidades litoestratigráficas: Delfim Moreira, Campos do Jordão e Itererê.

A Unidade Delfim Moreira compreende biotitas gnaisse paraderivados e ortoderivados, anfíbolitos em camadas tabulares e rochas calcissilicáticas, ricas em diopsídio, observadas em camadas de espessuras métricas que ocorrem intercaladas em todo Terreno Embu. A Unidade Campos do Jordão é constituída por quartzitos em camadas tabulares que podem atingir até centenas de metros de espessura. As camadas de quartzitos são observadas em prováveis zona de charneiras de dobras e estão intercaladas com outras sequências do Terreno Embu. A Unidade Itererê compreende biotita xisto de coloração cinza-esverdeada à

preta, textura equigranular fina e xistosidade marcada pela orientação dos filossilicatos. Dobras fechadas e cavalgadas são observadas no biotita xisto. Dados geocronológicos U-Pb em zircão sugerem para a biotita xisto idade de metamorfismo de aproximadamente 645 Ma. Nessa unidade, há talco-xisto fibroso, foliado e de granulometria fina. Em tais rochas, dobras isoclinais, cavalgadas com rompimento nos flancos, evidenciam repetição de camadas por dobras. Camadas de talco-xisto de coloração cinza-esbranquiçada a cinza-esverdeada são observadas em contatos com camadas de rochas pretas: lentes ultramáficas deformadas com metassedimentos. O talco-xisto apresenta contato gradacional com o biotita xisto e contato brusco com o quartzito da Unidade Campos do Jordão. Afloramentos de Rochas Calcissilicáticas também são observadas na Unidade Itererê. No Terreno Embu, há uma tendência de predomínio de xisto na direção sul, ao norte da Bacia de Taubaté. Já na região norte do terreno, predomina gnaisses (Trouw et al., 2020).

Segundo o mapa geológico da Folha Pindamonhangaba (Figura 3.4), a área de estudo está situada em uma região na qual há predominância das unidades Campos do Jordão e Itererê. Contudo, como destacado em Trouw et al. (2020), na propriedade da Mineração Correa em Campos do Jordão, onde há exploração do Mármore, há ocorrência de camadas lenticulares da Unidade Delfim Moreira. Nessa área, verifica-se o contato do Biotita gnaise, principal litotipo da Unidade Delfim Moreira, em contato com o Granito Serra do Alto da Pedra.

O Granito Serra do Alto da Pedra é produto de magmatismo sintectônico, que ocorreu entre 590 Ma e 560 Ma, relacionado a etapa colisional que originou o Orógeno Ribeira (Heilbron et al., 2008; Trouw et al., 2020). Conforme descrito em Trouw et al. (2020), esse granito aflora na região noroeste da Folha Pindamonhangaba como um corpo lenticular, com aproximadamente 10 km de comprimento, que se estende com orientação NE-SW. Consiste em uma rocha granítica leucocrática, de textura fanerítica e coloração cinza, que corta as unidades do Terreno Embu na forma de diques. O Granito Serra do Alto da Pedra apresenta uma foliação milonítica (oblíqua), associadas à Zona de Cisalhamento Caxambu, uma zona de cisalhamento que apresenta direção preferencial NE-SW e atitudes íngremes à subverticais (Trouw et al., 2007).

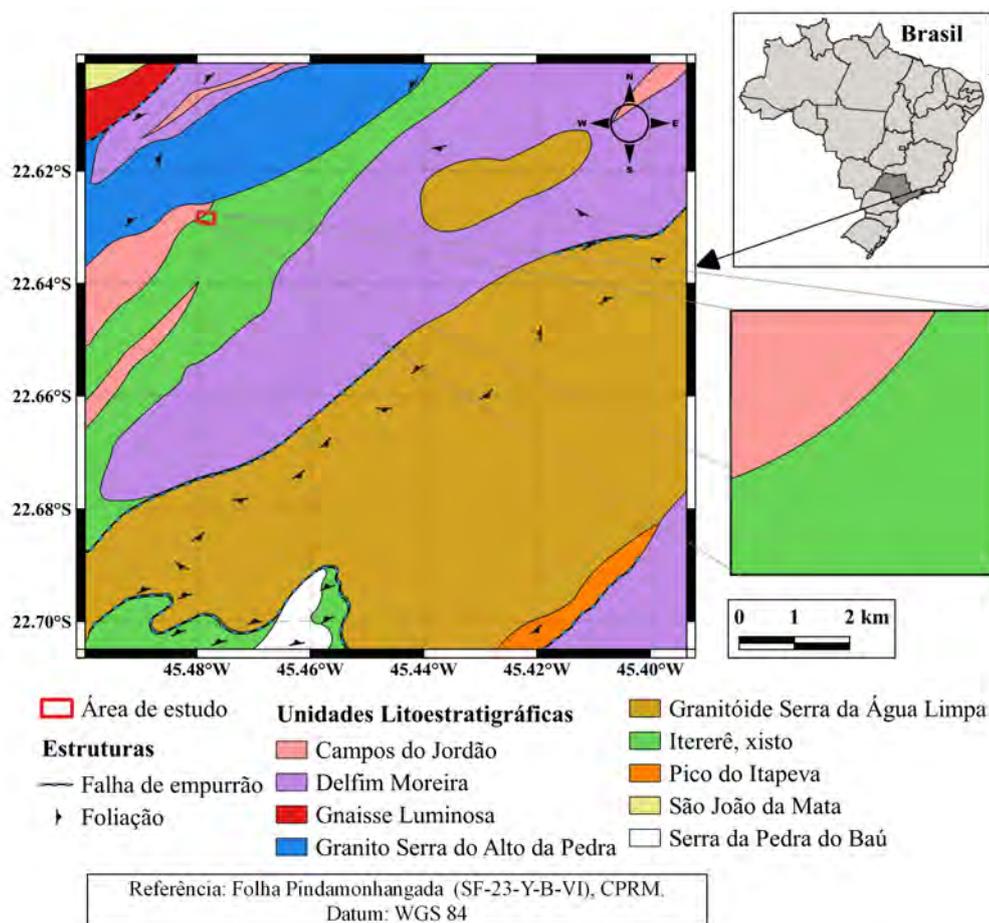


Figura 3.4. Geologia da área de estudo, segundo o mapa geológico da Folha Pindamonhangaba.

3.2 Geologia Local

No Relatório da Folha Pindamonhangaba, Trouw et al. (2020) destaca que na pedreira ativa da Mineração Correa, era possível observar em contato com o granito, enclaves de dimensões até decamétricas de mármore. Além da pedreira em atividade, afloramentos de mármore não foram observados na área.

No mapa da Figura 3.5, é possível observar a área da pedreira ativa da Mineração Correa, que consiste no objeto de estudo dessa pesquisa. A área está localizada no nordeste de São Paulo, na cidade de Campos do Jordão, próximo à fronteira com Minas Geais. A partir de São Paulo, o acesso pode ser feito pelas rodovias Ayrton Senna/Carvalho Pinto, em seguida

deve-se seguir pela Rodovia Floriano Peixoto (SP-123) e por fim, pela estrada vicinal chamada Estrada dos Marmelos, que leva até a mina de mármore.

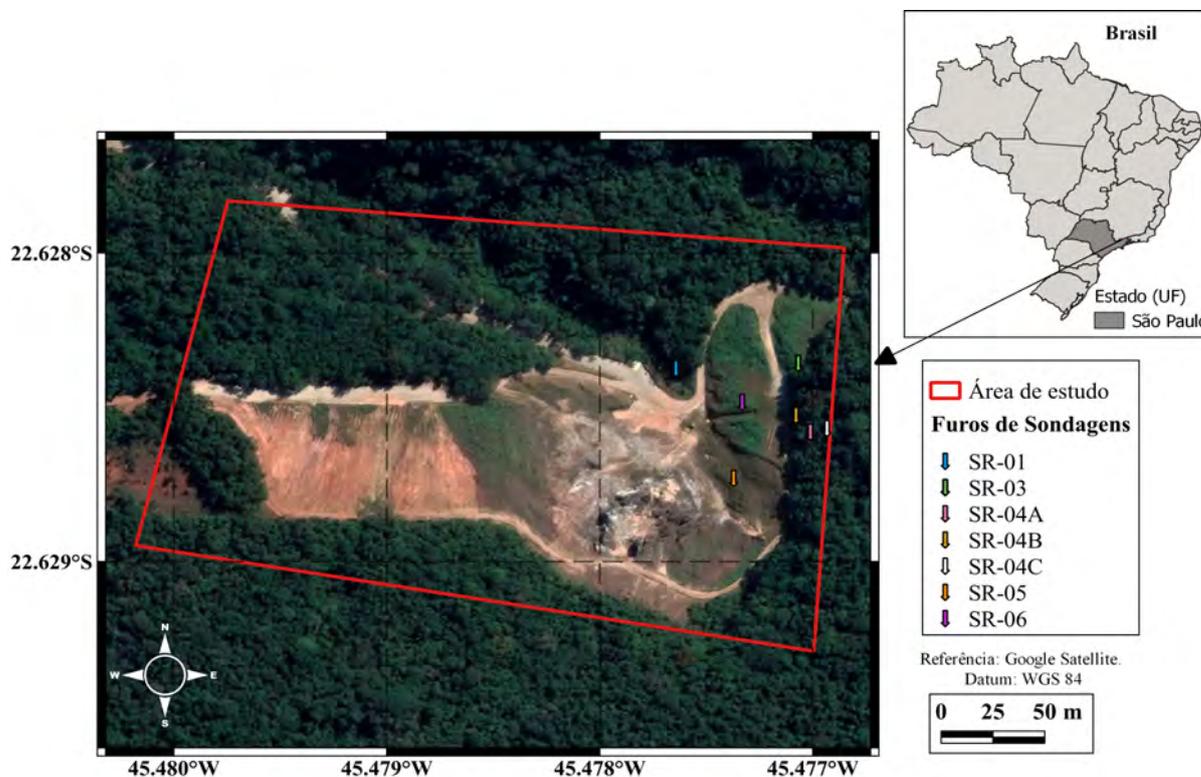


Figura 3.5. Área de Estudo.

A Mineração Correa tem mais de 60 anos de atuação no mercado de rochas ornamentais e trabalha com a exploração e o beneficiamento de mármore. Blocos de mármore consistem no principal produto comercializado pela mineradora. Além dos blocos de mármore, são produzidos os seguintes derivados, que permitem reaproveitar os resíduos do mármore beneficiado: calcário agrícola, seixo rolado, pedriscos e cascalhos.

Como pode ser observado na Figura 3.5, a Mineração Correa dispõe de dados de furos de sondagens. Dados associados a sete furos de sondagem foram disponibilizados pela mineradora e as informações descritas nessas sondagens estão apresentadas nas tabelas 3.1 a 3.7. A sondagem mais profunda (SR-03) atingiu em torno de 80 m. Os dados das sondagens confirmam que na área estudada verifica-se ocorrência de gnaisses e mármore.

SR-01	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 11,00	Solo/aterro
11,00 a 43,40	Mármore

Tabela 3.1. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-01.

SR-03	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 1,00	Solo/aterro
1,00 a 3,20	Gnaiss leucocrático
3,20 a 26,40	Gnaiss migmatizado
26,40 a 80,00	Mármore

Tabela 3.2. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-03.

SR-04A	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 12,00	Solo/aterro

Tabela 3.3. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04A.

SR-04B	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 10,00	Solo/aterro
10,00 a 16,95	Mármore

Tabela 3.4. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04B.

SR-04C	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 3,50	Solo/aterro
3,50 a 12,50	Mármore

Tabela 3.5. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-04C.

SR-05	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 10,00	Solo/aterro

Tabela 3.6. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-05.

SR-06	
Profundidade (m)	Descrição da sondagem
0 a 1,90	Solo/aterro
1,90 a 10,10	Mármore

Tabela 3.7. Descrição das informações geológicas do furo de sondagem SR-06.

4. Fundamentos teóricos dos métodos geofísicos

Nesse capítulo, são apresentados princípios e fundamentos matemáticos dos métodos geofísicos utilizados na pesquisa: Eletrorresistividade (ER), Resistividade capacitiva (RC), Eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) e Radar de penetração no solo (GPR).

4.1 Eletrorresistividade (ER)

A Eletrorresistividade é um método geofísico no qual correntes elétricas artificialmente geradas são introduzidas no solo e, em superfície, medidas de diferenças de potencial são realizadas com a finalidade de mapear a distribuição de resistividade em subsuperfície (Kearey et al., 2009; Dentith e Mudge, 2014). Consiste em um método elétrico bastante popular em decorrência, sobretudo, do baixo custo, quando comparado a outros métodos geofísicos, e da eficiência demonstrada em estudos de diferentes naturezas, tais como: estudos hidrogeológicos, de geotecnia, investigações de contaminação ambiental, exploração mineral, arqueologia, entre outros (Griffiths e Barker, 1994; Gallas et al., 2005; Brunet et al., 2010; Di Maio et al., 2011; Tichauer et al. 2014; Gunn et al., 2015; Martinez et al., 2017).

A caracterização do ambiente geológico em subsuperfície a partir do método da Eletrorresistividade é pautada na observação de contraste nas propriedades elétricas dos materiais. Esse método necessita no mínimo de dois pares de eletrodos para fornecer informações sobre a distribuição da resistividade das rochas em subsuperfície: um par de eletrodos para injetar uma corrente alternada de baixa frequência, chamado de eletrodos de corrente, e outro par de eletrodos receptores nos quais será realizado medidas de diferença de potencial (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2009). Conforme será descrito adiante, a partir dos dados de corrente elétrica (I) e diferença de potencial (V), valores de resistividade são calculados.

A resistividade (ρ) é uma propriedade elétrica que expressa a dificuldade de uma dada matéria em conduzir correntes elétricas. O inverso da resistividade elétrica é a condutividade elétrica (σ). A unidade da resistividade no S.I é *Ohm.m* e da condutividade é *Siemens/m*.

Conforme destacado por Telford et al. (1990) e Kearey et al. (2009), dentre todas as propriedades físicas de minerais e rochas, a resistividade/condutividade destaca-se como aquela que apresenta a maior variação: observa-se valores de resistividade com diferenças de até 20 ordens de grandeza.

A Figura 4.1 apresenta valores de resistividade de alguns minerais, rochas e outras substâncias. Materiais com resistividade menor do que $10^{-5} \Omega.m$ são chamados condutores e aqueles com resistividade superior a $10^7 \Omega.m$ são classificados como isolantes ou dielétricos. Materiais com resistividade entre $10^{-5} \Omega.m$ e $10^7 \Omega.m$ são os chamados semicondutores. Os principais materiais condutores são metais nativos, grafite, sulfetos e óxidos como a magnetita, que contém muitos elétrons fracamente ligados e assim, quando um campo elétrico é aplicado, a corrente pode fluir com maior facilidade. As rochas normalmente são consideradas isolantes, porque seus constituintes majoritários (silicatos, carbonatos ou fosfatos) são dielétricos, de modo que, o fluxo de corrente eletrônica é bastante limitado.

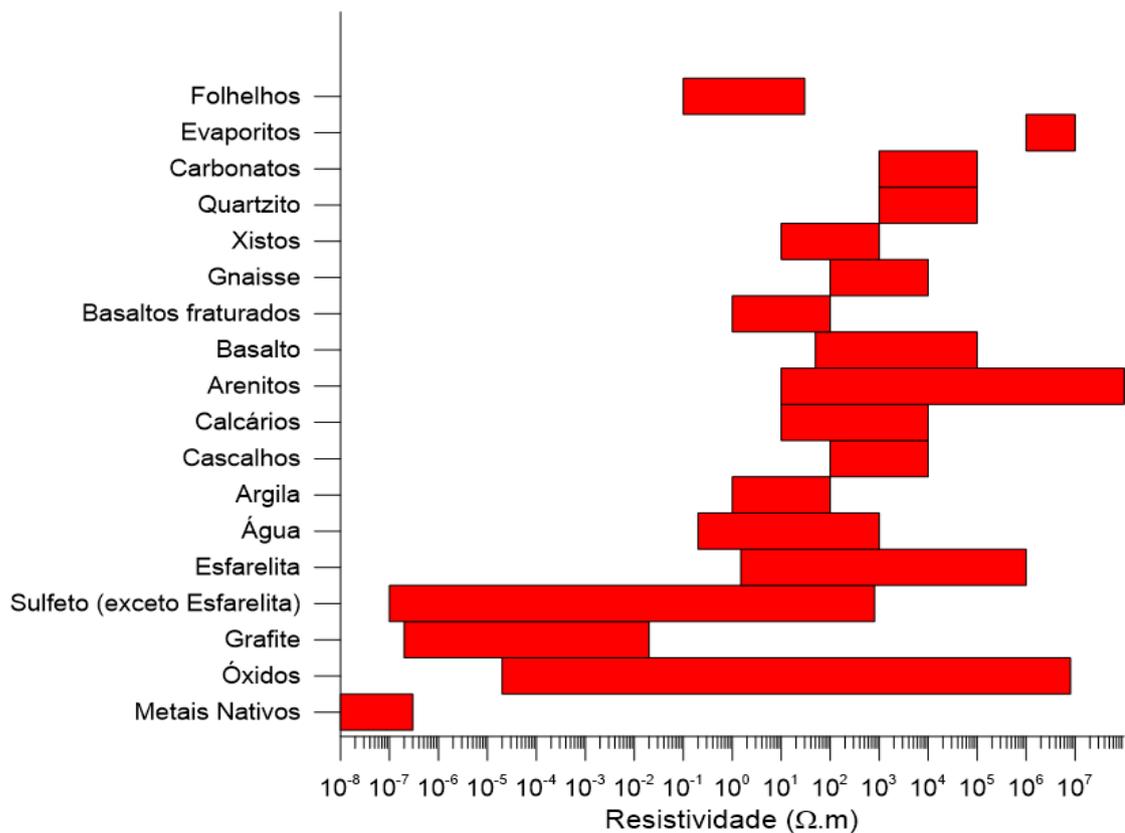


Figura 4.1. Resistividade de alguns minerais, rochas e outros materiais. Adaptado de Telford et al. (1990) e Dentith e Mudge (2014).

Conforme destacado por Dentith e Mudge (2014), as propriedades elétricas das rochas podem ser compreendidas a partir de duas formas de condução: 1) por meio da matriz, modo que exige que os minerais condutores estejam interconectados e 2) por meio da condução iônica (ou eletrolítica), ou seja, a partir do fluido saturante e da interconexão do espaço poroso.

Uma vez que a maioria dos minerais formadores de rocha são isolantes, a condução de eletricidade nas rochas ocorre principalmente pelo deslocamento de íons nos fluidos dos poros, ou seja, predomina a condução eletrolítica sobre o processo de condução eletrônica. A resistividade da maioria das rochas é controlada principalmente pela porosidade e a salinidade da água presente nos poros (Telford et al., 1990; Kearey et al., 2009).

Como pode ser observado na Figura 4.1, há bastante superposição de resistividade entre diferentes tipos de minerais e rochas. Desse modo, a identificação de um tipo de rocha não é possível somente com base nos dados de resistividade. Normalmente, rochas sedimentares são mais condutoras do que as rochas cristalinas em decorrência da porosidade e do conteúdo de água serem mais elevados. Rochas cristalinas são mais impermeáveis e o aumento na condutividade geralmente é associado a ocorrência de fraturas e fissuras. Rochas argilosas são bastante condutoras e a presença de minerais de argila nos poros contribui muito para aumentar a condutividade de uma dada rocha.

Referente a influência de processos geológicos sobre a condutividade das rochas, conforme destacado em Dentith e Mudge (2014), processos como compactação, diagênese e metamorfismo tendem a diminuir a porosidade e a permeabilidade das rochas, assim, geralmente tais processos contribuem para redução da condutividade. O intemperismo, por sua vez, contribui para o aumento de porosidade e permeabilidade, no entanto, a cristalização de minerais de argila pode obstruir o espaço poroso e implicar na redução da condutividade. Pequenas mudanças no percentual de água tendem a afetar a resistividade enormemente: quanto mais salina, mais condutiva.

4.1.1 Princípios matemáticos

A resistividade de um dado material pode ser definida em função da resistência entre as faces opostas de um elemento unitário desse material e suas propriedades geométricas. Considerando um cilindro condutor (Figura 4.2), a resistividade pode ser expressa do seguinte modo:

$$\rho = \frac{\delta R \cdot \delta A}{\delta L}, \quad (4.1)$$

onde: δR é a resistência, δA é área da seção transversal e δL é o comprimento do cilindro.

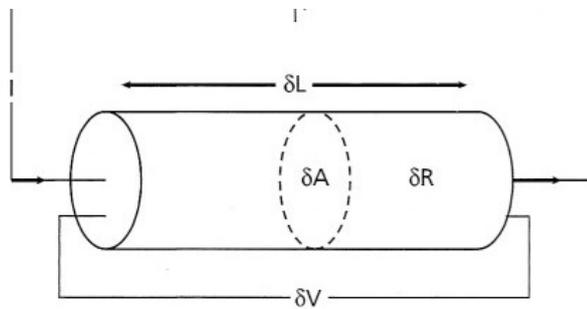


Figura 4.2. Cilindro condutor e parâmetros utilizados na definição de resistividade. Fonte: Kearey et al. (2009).

A Lei de Ohm estabelece a relação entre a amplitude da corrente elétrica (I) fluindo ao longo de um resistor e a diferença de potencial resultante (ΔV). A partir dessa lei, a resistência (R) é calculada do seguinte modo:

$$R = \frac{\Delta V}{I}. \quad (4.2)$$

Reescrevendo a equação (4.1) em função da resistência elementar (δR) e igualando à Lei de Ohm (4.2):

$$\frac{\rho \delta L}{\delta A} = \frac{\delta V}{I}. \quad (4.3)$$

A partir da equação (4.3), o gradiente de potencial do elemento (Volt/metro) é dado por:

$$\frac{\delta V}{\delta L} = -\frac{\rho I}{\delta A}. \quad (4.4)$$

Na equação acima, a razão $I/\delta A$ expressa a densidade de corrente (Ampér/metro²) e uma vez que, como destacado em Kearey et al. (2009), a densidade de corrente em qualquer direção é calculada a partir da derivada parcial negativa do potencial dividida pela resistividade, o sinal negativo foi adicionado na equação (4.4).

Considerando um eletrodo de corrente isolado na superfície de um semiespaço de resistividade uniforme e um sumidouro de corrente a uma grande distância desse eletrodo, será observado uma distribuição uniforme e radial da corrente elétrica, de modo que, as superfícies equipotenciais consistirão em cascas esféricas centradas no eletrodo (Figura 4.3). Se o gradiente de potencial associado a corrente for medido a uma distância r , a casca esférica terá uma área igual a $2\pi r^2$, assim, de acordo com a equação (4.4), tal gradiente pode ser expresso do seguinte modo:

$$\frac{\delta V}{\delta r} = -\frac{\rho I}{2\pi r^2}. \quad (4.5)$$

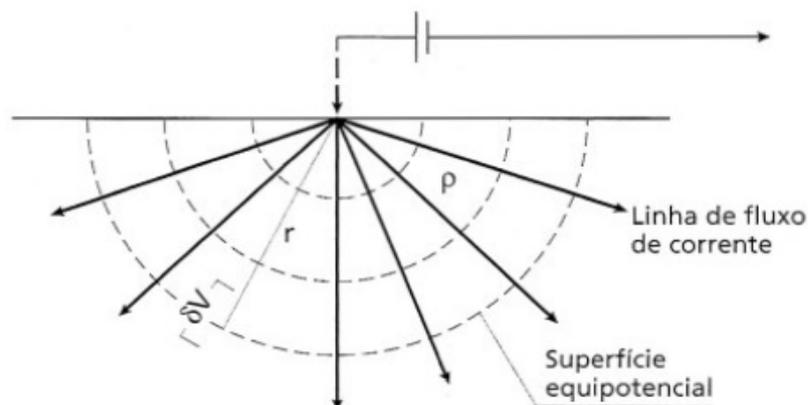


Figura 4.3. Fluxo de corrente em semiespaço uniforme. Fonte: Kearey et al. (2009).

Desse modo, o potencial (V) à distância r é obtido a partir da seguinte integração:

$$V = \int \delta V = \int -\frac{\rho I}{2\pi r^2} \delta r \quad (4.6)$$

De forma que, a solução da integração é dada por:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} + C. \quad (4.7)$$

onde: C é uma constante arbitrária.

Impondo a condição de que o potencial é nulo no infinito ($V_\infty = 0$), a constante C será igual a zero. Assim, o potencial a uma distância r é calculado a partir da seguinte equação:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}. \quad (4.8)$$

Considerando agora um semiespaço no qual um par de eletrodos de corrente (eletrodos A e B) e outro par de eletrodos de potencial (eletrodos M e N) estão localizados em qualquer lugar na superfície (Figura 4.4), temos que os potenciais nos eletrodos internos M e N correspondem a soma dos potenciais associados aos dois eletrodos de corrente:

$$V_M = V_A + V_B. \quad (4.9)$$

e

$$V_N = V_A + V_B. \quad (4.10)$$

Assim, com base na Figura 4.4 e aplicando a equação (4.8), os potenciais nos eletrodos M e N são dados por:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{X_{AM}} - \frac{1}{X_{BM}} \right). \quad (4.11)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{X_{AN}} - \frac{1}{X_{BN}} \right). \quad (4.12)$$

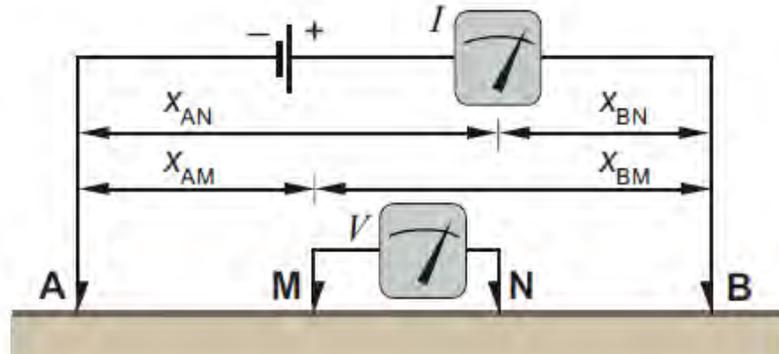


Figura 4.4. Eletrodos de corrente e potencial. Fonte: Dentith e Mudge (2014).

Na prática, é difícil medir potenciais absolutos, por isso, em campo mede-se a diferença de potencial (ΔV) entre os eletrodos M e N:

$$\Delta V = V_M - V_N. \quad (4.13)$$

Substituindo as expressões (4.11) de V_M e (4.12) de V_N na equação (4.13), chega-se a expressão da diferença de potencial resultante entre os eletrodos de potencial:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{X_{AM}} - \frac{1}{X_{BM}} - \frac{1}{X_{AN}} + \frac{1}{X_{BN}} \right). \quad (4.14)$$

Reescrevendo a equação (4.14), isolando a resistividade:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{X_{AM}} - \frac{1}{X_{BM}} - \frac{1}{X_{AN}} + \frac{1}{X_{BN}}} \right). \quad (4.15)$$

Essa equação (4.15) fornece a resistividade verdadeira (ρ) para uma superfície eletricamente homogênea. Se a superfície não for homogênea, a resistividade calculada será chamada de resistividade aparente (ρ_a).

Fazendo:

$$k = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{X_{AM}} + \frac{1}{X_{BM}} + \frac{1}{X_{AN}} + \frac{1}{X_{BN}}} \right). \quad (4.16)$$

e substituindo a expressão (4.16) na equação (4.15), temos que a resistividade aparente para qualquer configuração de eletrodos, genericamente, pode ser expressa a partir da seguinte equação:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot k, \quad (4.17)$$

sendo k (Equação 4.16) o chamado fator geométrico.

4.1.2 Resistividade aparente e técnicas de aquisição

A dedução da equação (4.15) partiu do princípio de um meio eletricamente homogêneo e isotrópico. No entanto, na prática, tal condição não é verificada, as unidades geológicas reais são mais complexas. Os valores de potencial medidos em superfície, e consequentemente as resistividades calculadas a partir desses, não são associados a um único meio/material, mas sim, representativos de um certo volume heterogêneo do espaço por onde as correntes elétricas passaram. O conceito de resistividade aparente explicita essa heterogeneidade da Terra.

O adjetivo “aparente” é utilizado para caracterizar a resistividade porque presumidamente essa é associada a um meio eletricamente homogêneo, no entanto, normalmente, o valor medido em campo consistirá em uma espécie de média ponderada das resistividades verdadeiras dos materiais nos quais a corrente passou, ou seja, uma resistividade média associada a um volume de material rochoso/solo investigado em subsuperfície. Portanto, a resistividade aparente é função da heterogeneidade do meio e, conforme expresso na equação (4.17), função do fator geométrico k que depende da distribuição dos eletrodos de corrente e potencial em superfície. A Tabela 4.1 apresenta uma lista com as principais configurações de eletrodos utilizadas na aquisição de dados elétricos, bem como, o fator geométrico (k) associado a tais arranjos.

O espaçamento e as posições relativas entre os eletrodos, bem como, a localização do arranjo em relação ao alvo em subsuperfície são variáveis que definem os dados de resistividade adquiridos. A sensibilidade para explorar as variações laterais de resistividade em subsuperfície depende da disposição relativa entre os pares de eletrodos de corrente e potencial. Já a profundidade de investigação é limitada pela distância entre os eletrodos de corrente: quanto maior o espaçamento entre os eletrodos de corrente A e B, maior é a profundidade de penetração do fluxo de corrente elétrica e assim, maior a contribuição das camadas mais profundas sobre as medidas de resistividade aparente (Figura 4.5).

Arranjos	Fator Geométrico (k)
Pólo-polo	$2\pi X_{BM}$
Pólo-dipolo	$2\pi n(n+1)X_{MN}$
Dipolo-dipolo	$\pi n(n+1)(n+2)X_{MN}$
Wenner	$2\pi X_{MN}$
Schlumberger	$\pi \frac{(X_{AB}/2)^2}{X_{MN}}$, $X_{MN} \leq X_{AB}/2$
Gradiente	$G = \frac{2\pi \frac{L^2}{X_{MN} G} (1-U)}{[V^2 + (1-U)^2]^{1/2} + \frac{(1+U)}{[V^2 + (1+U)^2]^{1/2}}}$ $U = X/L; V = Y/L; L = X_{AB}/2.$

Tabela 4.1. Fator geométrico (k) de principais arranjos de eletrodos. Adaptado de Dentith e Mudge (2014).

Há duas técnicas de aquisição de dados elétricos em superfície: a Sondagem elétrica vertical (SEV) e o Caminhamento elétrico (CE).

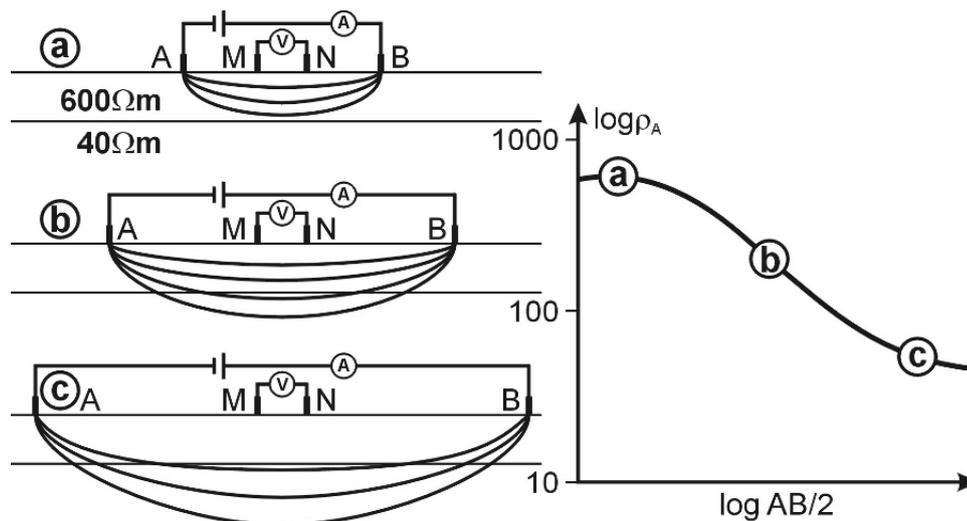


Figura 4.5. Variação dos valores de resistividade aparente medidos em função do aumento do espaçamento entre os eletrodos de corrente. Fonte: Kirsch (2006).

Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

A Sondagem elétrica vertical é uma técnica voltada para investigação pontual (1D) da variação vertical da resistividade aparente. A aplicação dessa técnica viabiliza o estudo da variação da resistividade em profundidades crescentes e assim, permite identificar/individualizar camadas geológicas com propriedades elétricas distintas e estimar a espessura dessas camadas (Kirsch, 2006.).

Como já mencionado, o aumento no espaçamento dos eletrodos de corrente viabiliza que o fluxo de corrente ocorra em camadas mais profundas. Assim, para investigar a variação da resistividade em profundidades crescentes sob um ponto na superfície, durante a aquisição dos dados, há um aumento gradativo no espaçamento entre os eletrodos A e B de corrente, deslocados em sentidos opostos. O centro do arranjo consiste no ponto de referência abaixo do qual as medidas de resistividade aparente serão realizadas.

Os arranjos mais utilizados em levantamentos de SEV são: Schlumberger e Wenner (Telford et al. 1990; Kearey et al., 2009). Nas figuras 4.6 e 4.7, observa-se a distribuição relativa entre os eletrodos para esses dois tipos de arranjos. No arranjo Schlumberger, o par de

eletrodos de potencial (eletrodos M e N) é posicionado entre os eletrodos de corrente A e B. Nas SEVs com esse tipo de arranjo, o deslocamento dos quatro eletrodos não é necessário sempre: a priori os eletrodos de potencial são mantidos fixos e apenas os eletrodos de corrente são afastados gradativamente a cada medida. Porém, quando a razão sinal/ruído torna-se baixa, os eletrodos de corrente são mantidos fixos e o espaçamento entre os eletrodos de potencial é alterado.

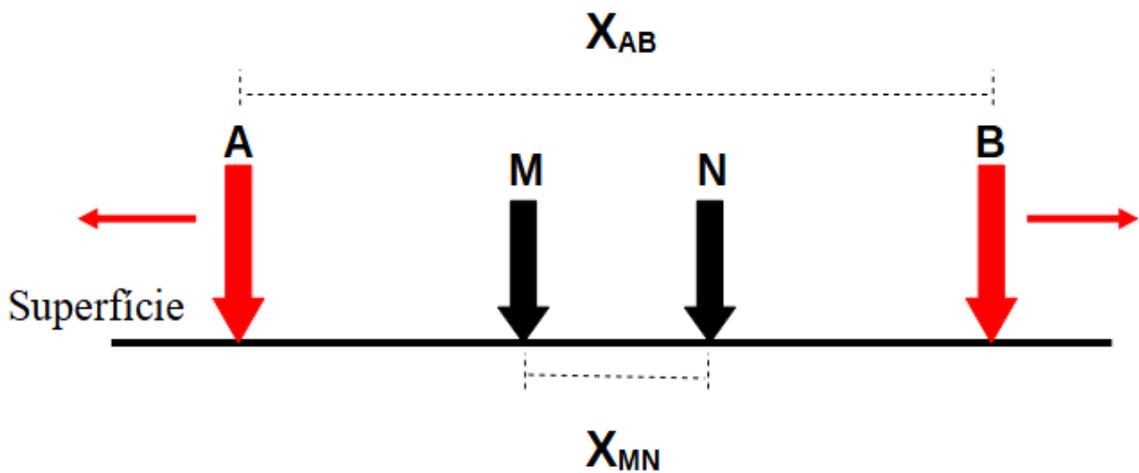


Figura 4.6. Arranjo Schlumberger.

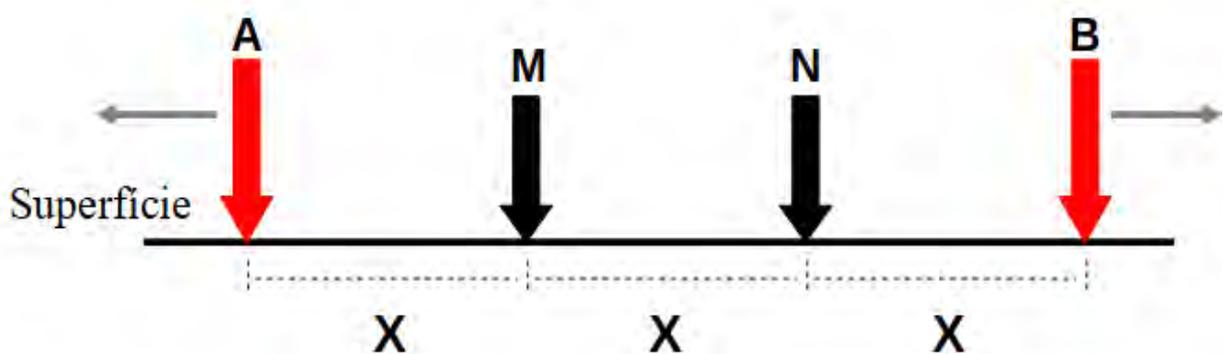


Figura 4.7. Arranjo Wenner.

O aumento da distância $AB/2$ culmina com a redução na amplitude da diferença de potencial medida entre os eletrodos M e N. Aumentar a distância entre o par de eletrodos de

potencial é uma opção que permite melhorar o sinal e esse procedimento é chamado de “embreagem”. Vale destacar que, quando o espaçamento MN é aumentado, observa-se um deslocamento estático na curva da sondagem em virtude de variações laterais de resistividade (heterogeneidades) na superfície (Kirsch, 2006). Esse deslocamento estático, denominado de Efeito estático ou *Static-shift*, pode ser corrigido durante o processamento dos dados a partir de interpolação e sobreposição de dados de resistividade aparente adquiridos com espaçamentos MN distintos ou integração de dados da SEV com dados adquiridos sobre o ponto de referência a partir de métodos eletromagnéticos nos quais o Efeito estático não é observado, como por exemplo, o método TDEM (Eletromagnético no domínio do tempo), uma vez que, esse método não necessita de cravar eletrodos no solo. Uma discussão sobre a correção estática nas SEVs por meio do uso do método TDEM pode ser encontrada em Bortolozzo (2011).

No arranjo Wenner, o par de eletrodos de potencial também está localizado entre os eletrodos de corrente (Figura 4.7). No entanto, nessa configuração, os eletrodos de corrente e potencial são equidistantes e durante o levantamento todos os eletrodos são deslocados em torno de um ponto médio. Essa necessidade de mover todos os eletrodos consiste em uma desvantagem do arranjo Wenner em relação ao Schlumberger, uma vez que, requer mais tempo e mão de obra durante a aquisição dos dados. Além disso, o deslocamento de todos os eletrodos a cada medida implica em maior susceptibilidade à ocorrência do chamado Efeito estático na curva de resistividade aparente.

A profundidade teórica de investigação da SEV é estimada em aproximadamente $AB/5$ para os arranjos Wenner e Schlumberger (Kirsch, 2006). Na prática, essa profundidade máxima será limitada não apenas pela distância entre os eletrodos de corrente, mas também pela intensidade da corrente elétrica e pela variação das resistividades em subsuperfície.

Caminhamento Elétrico (CE)

A técnica de caminhamento elétrico viabiliza investigar variações verticais e laterais da distribuição de resistividade aparente em subsuperfície. Esse tipo de levantamento, portanto, é adequado para estudar estruturas geológicas nas quais presume-se que ocorra

variação de resistividade na vertical e em uma direção horizontal, paralela ao perfil. Os contextos geológicos nos quais a técnica de CE é bastante utilizada são: mapear descontinuidades como cavidades, falhas e/ou fraturas, contatos geológicos, diques, soleiras, bem como, mapear plumas de contaminação e nível d'água (Telford et al. 1990; Kearey et al., 2009; Kirsch, 2006). A partir dos dados de CEs é possível obter seções 2D de resistividade aparente.

Na aquisição de dados a partir de CE, os eletrodos de corrente e de potencial são deslocados progressivamente ao longo de um perfil. Todos os arranjos mencionados na Tabela 4.1 podem ser empregados em um CE, mas os mais utilizados são os arranjos Dipolo-dipolo e Pólo-dipolo, em virtude, de fornecerem boa resolução lateral. Uma desvantagem do arranjo Dipolo-dipolo consiste na possibilidade da amplitude do sinal ser baixa. Por isso, segundo Dentith e Mudge (2014), em contextos com muito ruído elétrico, os arranjos Schlumberger ou Wenner são os mais indicados por favorecerem o aumento da intensidade do sinal.

No arranjo Dipolo-dipolo, o espaçamento entre o par de eletrodos A e B, de corrente, e entre os eletrodos M e N de potencial é constante. Durante o levantamento do caminhamento elétrico com tal arranjo, a distância entre o par de eletrodos de corrente e os pares de eletrodos de potencial aumenta em um fator múltiplo do espaçamento (X) entre os eletrodos de corrente e potencial, ou seja, um fator $R = nX$ (Figura 4.8). O centro do arranjo Dipolo-dipolo é o ponto médio entre os eletrodos de corrente e potencial. Desse modo, a aquisição de dados com eletrodos de potencial em distâncias crescentes dos eletrodos de corrente implica que, durante um CE, há uma série de pontos médios de referência em superfície que permitem, em teoria, um aumento gradativo na profundidade investigada. O deslocamento lateral de todo o conjunto de eletrodos, por sua vez, viabilizará a investigação da variação lateral da resistividade aparente em diferentes níveis teóricos (n) de profundidade. A profundidade teórica máxima de investigação para tal arranjo é estimada em $2R/5$ (Kirsch, 2006).

Em um levantamento de CE, considerando as distâncias relativas (nX) entre os pares de eletrodos de corrente e de potencial, o fator geométrico do arranjo Dipolo-dipolo genericamente é expresso do seguinte modo:

$$k = \pi n(n+1)(n+2)X. \quad (4.18)$$

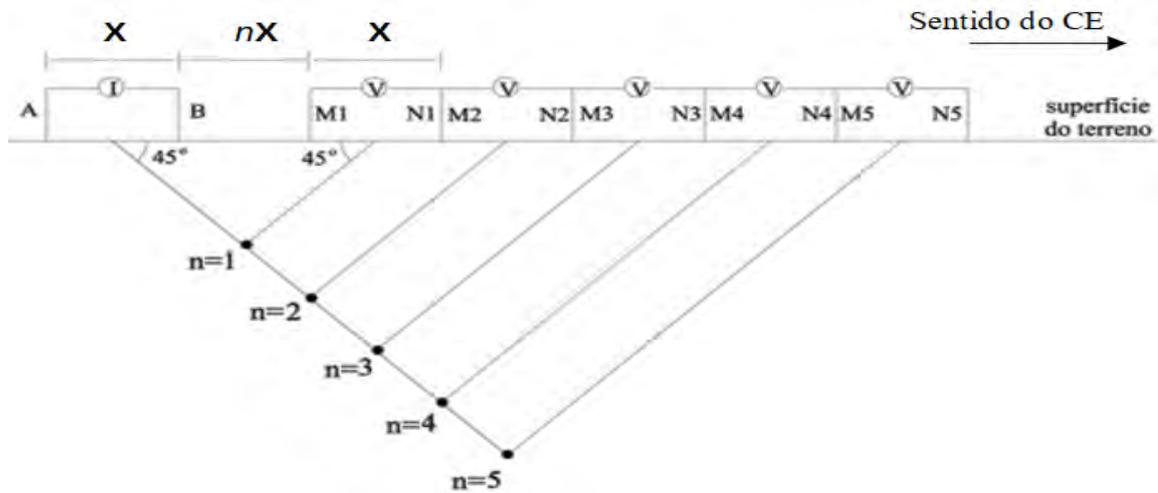


Figura 4.8. Caminhamento elétrico com arranjo Dipolo-dipolo. Modificado de Gandolfo e Gallas (2007).

O arranjo Pólo-dipolo apresenta uma configuração de eletrodos similar ao arranjo Dipolo-dipolo. As diferenças entre os dois arranjos são que: 1) no arranjo Pólo-dipolo somente três eletrodos são deslocados durante uma aquisição e 2) desses três eletrodos somente um eletrodo é de corrente (Figura 4.9). O outro eletrodo de corrente é mantido a uma distância muito grande (geralmente, uma distância que compreenda cerca de dez vezes a distância entre o eletrodo de corrente e o eletrodo de potencial mais externo na linha), de modo que, sua localização seja considerada a uma distância infinita e sua influência sobre o arranjo possa ser desconsiderada (Keller e Frischknecht, 1966; Telford et al., 1990).

Conforme apresentado na Tabela 4.1 o fator geométrico associado ao arranjo Pólo-dipolo é calculado a partir da seguinte expressão:

$$k = 2\pi n(n+1)X. \quad (4.19)$$

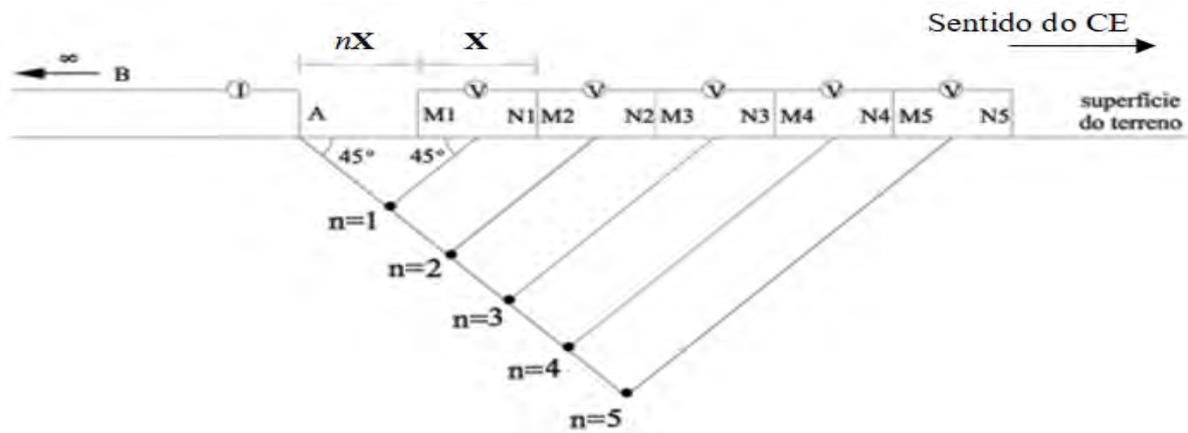


Figura 4.9. Caminhamento elétrico com arranjo Pólo-dipolo. Modificado de Gandolfo e Gallas (2007).

4.2 Resistividade capacitiva (RC)

A Resistividade capacitiva (RC) é um método de resistividade elétrica no qual o acoplamento entre sensores e a superfície, como a nomenclatura sugere, é predominantemente capacitivo. O desenvolvimento desse método está associado a necessidade de realizar medidas de resistividade elétrica para mapear solos congelados nos Estados Unidos e Rússia, no final do século XX (Cook, 1956; Timofeev, 1978). A Resistividade capacitiva, portanto, tem sua origem associada à busca por uma alternativa às limitações do método de Eletroresistividade (ER).

Diferente do método de eletroresistividade tradicional (ER), no qual há necessidade de acoplamento galvânico e portanto, há eletrodos cravados na superfície, o método de Resistividade capacitiva utiliza, como transmissores e receptores do sinal elétrico, cabos coaxiais. Os equipamentos de Resistividade capacitiva, por exemplo, o OhmMapper, desenvolvido pela GEOMETRICS, utilizam um arranjo de cabos coaxiais com transmissor e receptores não aterrados e, atrelados a esses, um registrador de dados (Figura 4.10). O transmissor transmite uma corrente alternada (CA) em dois cabos coaxiais (dipolo transmissor). A corrente transmitida é acoplada à superfície por capacitância a partir do cabo coaxial: a blindagem de cobre (condutor) atua como uma placa do capacitor, a superfície do terreno como a outra placa e o material isolante que compõe o esqueleto externo do cabo e os

separa, funciona como um dielétrico do capacitor (modelo conceitual na Figura 4.11). Assumindo que os efeitos indutivos possam ser negligenciados, já que, a corrente elétrica é transferida do condutor para a superfície predominantemente por capacitância, o acoplamento ocorre a partir do campo elétrico (Kuras et al., 2006; Cavenaghi, 2017; Carmona et al. 2018). Receptores sintonizados na frequência do transmissor medem a diferença de potencial nos dois cabos a eles conectados (dipolo receptor) e enviam os valores medidos para o console. A resistividade aparente é calculada a partir de uma metodologia similar a metodologia adotada no método de Eletroresistividade (ER). Conforme expresso em (4.17), a resistividade aparente é função do valor da corrente, dos valores de diferença de potencial medidos e de um fator geométrico associado ao arranjo de dipolos transmissor e receptores associados em linha.

A substituição dos eletrodos por cabos coaxiais viabiliza que o método resistivo capacitivo seja aplicado em superfícies rígidas (como asfaltos ou outro tipo de pavimentação, solos congelados: *permafrost*, etc) e meios altamente resistivos, contextos nos quais a aplicação do método ER é limitada (Osella et al., 2012). Além disso, como não há necessidade de cravar eletrodos, o sistema de aquisição da metodologia RC viabiliza uma aquisição contínua de dados e isso torna o processo de aquisição mais simples e rápido.

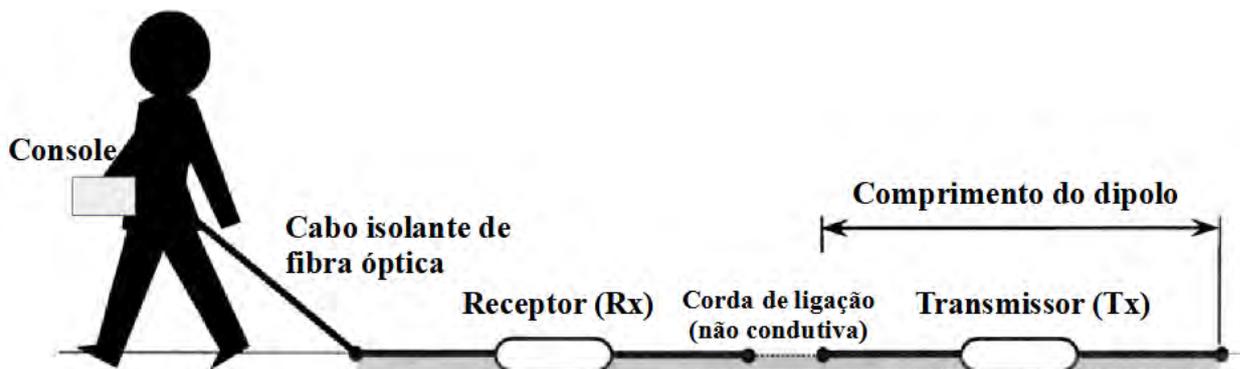


Figura 4.10. Ilustração de arranjo simples do equipamento de Resistividade capacitiva OhmMapper. Modificado de Walker e Houser (2002).

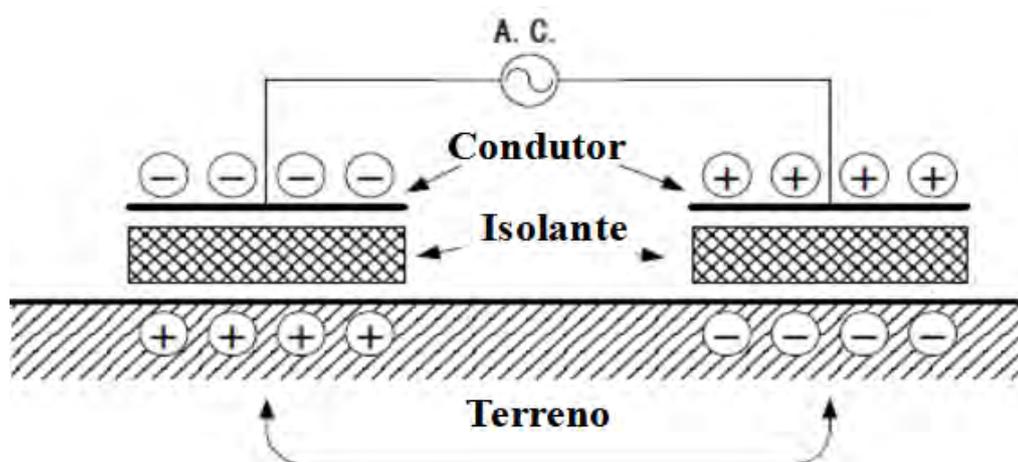


Figura 4.11. Modelo conceitual de medida de resistividade por acoplamento capacitivo. Modificado de Yamashita et al. (2004).

Conforme destacado por Cavenaghi (2017) e Carmona et al. (2018), outras vantagens do método de Resistividade capacitiva consistem na utilização de corrente alternada e uma frequência moderada na faixa de áudio: 16,5 KHz. A corrente alternada e o uso de uma frequência de operação evitam interferências de cabos elétricos e de correntes telúricas. Além disso, a frequência de operação é o parâmetro que determina se os efeitos indutivos podem ser desprezados (Kuras et al., 2006).

Quando há uma aproximação para um regime com baixo número de indução, ou seja, aproximação para a chamada condição quase-estática, as medidas de resistividade pelo método RC são equivalentes àquelas obtidas pelo método ER, com a técnica de caminhamento elétrico. Assim, em tais condições nas quais o efeito indutivo pode ser considerado desprezível, a interpretação dos dados de RC pode ser igual à interpretação dos perfis de ER.

Segundo McNeil (1980), o número de indução (N_B) é definido como a razão entre um comprimento característico (L) da escala e a profundidade máxima de investigação (δ , o chamado *Skin depth* que será descrito nas próximas seções):

$$N_B = \frac{L}{\delta} = L \sqrt{\frac{\omega \mu_o \sigma}{2}}, \quad (4.20)$$

onde ω é frequência angular, μ_0 é permeabilidade magnética no vácuo e σ é a condutividade elétrica do meio.

Aproximação para regimes quase-estáticos é considerada válida quando $N_B^2 \ll 1$ (Benderitter et al.,1994; Kuras et al., 2006). Uma vez que, $\omega = 2\pi f$ e L é a distância de separação entre o transmissor e o receptor do arranjo, a seguinte inequação, expressa um limite para a frequência de operação (f) viabilizar que o efeito indutivo possa ser considerado desprezível:

$$f \ll \frac{\rho}{\pi \mu_0 L^2}. \quad (4.21)$$

Conforme pode ser observado na inequação (4.21), a frequência limite para operação em condições quase-estáticas é função da resistividade do meio (ρ) e do quadrado da distância entre transmissor-receptor (L).

4.3 Método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM)

Os métodos eletromagnéticos (EMs) são fundamentados nas Equações de Maxwell e podem ser classificados como métodos EMs no domínio da frequência (FEM) ou métodos EMs no domínio do tempo (TEM). A diferença entre essas duas classes de métodos consiste no domínio da aquisição. Os métodos com fontes artificiais (ou indutivas) utilizam uma bobina para transmitir um campo magnético variável no tempo em subsuperfície, o campo primário. A variação desse campo primário, de acordo com a Lei de Faraday, induz correntes elétricas nos condutores em subsuperfície e, segundo a Lei de Ampère, um campo magnético secundário também é induzido. Uma bobina receptora é utilizada para medir a variação do campo magnético. Os métodos eletromagnéticos no domínio da frequência utilizam, tradicionalmente, uma fonte com um sinal harmônico como corrente alternada (uma corrente contínua com variação senoidal) e os receptores medem o campo magnético total, ou seja, a soma dos campos magnéticos primário e secundário. Uma vez que, o campo magnético secundário contém as informações sobre as propriedades eletromagnéticas dos materiais em subsuperfície e tal campo apresenta magnitude consideravelmente menor do que o campo

primário, o grande desafio dos métodos geofísicos que medem o campo total consiste em separar os dois campos (Nabighian e Macnae, 1991; Kirsch, 2006; Dentith e Mudge, 2014).

O método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) surgiu em meados do século XX, na então União Soviética, e foi aprimorado a partir da década de 80 como uma alternativa aos métodos no domínio da frequência (Nabighian e Macnae, 1991). O método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) utiliza uma fonte com corrente contínua, que transmite um pulso, e as medidas são realizadas quando a corrente é desligada, ou seja, na ausência do campo primário. Desse modo, no método TDEM, o sinal registrado em função do tempo é associado somente ao campo magnético secundário e portanto, à resposta eletromagnética da geologia em subsuperfície.

De acordo com Kirsch (2006), o desenvolvimento tardio do método TDEM, em comparação com os métodos eletromagnéticos no domínio da frequência (FDEM) e métodos elétricos, ocorreu devido a dois fatores: 1) a resposta do método compreende uma faixa dinâmica muito ampla, a amplitude do sinal varia muito, o que tornava difícil a medição sem equipamentos eletrônicos sofisticados e 2) a interpretação dos dados em um computador exige entre 50 e 100 vezes mais cálculos do que dados de métodos geoeletrônicos ou FDEM.

O surgimento de computadores modernos, com maior capacidade de processamento, e o desenvolvimento de equipamentos eletrônicos capazes de realizar medidas mais acuradas do sinal eletromagnético tornaram viável a utilização do método TDEM em pesquisas geofísicas. A priori, o TDEM foi majoritariamente utilizado em pesquisas na área de mineração e destacou-se pela grande profundidade de investigação e boa resolução (McNeill, 1994). Em decorrência dos muitos resultados que indicavam a eficiência do método em mapear zonas condutoras, o TDEM passou a ser bastante utilizado não apenas em estudos de exploração mineral (McNeill, 1994; Couto Junior et al., 2019), mas também em estudos hidrogeológicos (Krivochieva e Choutau, 2003; Almeida, 2011; Bortolozzo, 2011; Porsani et al., 2012a, 2012b; Campaña et al., 2017; Rangel et al., 2018), pesquisas de contaminação ambiental (Rocha e La Terra, 2011), entre outros.

4.3.1 Princípio físico do método TDEM

Durante a aquisição com o método TDEM, normalmente um *loop* (fio em laço) é utilizado como bobina transmissora. Esse *loop* transmissor é percorrido por uma corrente contínua e associado, segundo a Lei de Ampère, há um fluxo magnético: o campo magnético primário. A força desse campo magnético primário é função da intensidade da corrente (I), do número de voltas do fio (n) e da área do *loop* (A), ou seja, é determinada pelo chamado momento de dipolo ($M = nIA$). Quando a corrente contínua é desligada, o fluxo magnético não é interrompido instantaneamente, há um intervalo de tempo τ , da ordem de alguns microsegundos, para que a magnitude do campo magnético chegue a zero. A aplicação de uma corrente transiente faz o campo magnético primário variar no tempo e, de acordo com a Lei de Faraday, induz simultaneamente uma força eletromotriz (f.e.m) e corrente elétrica nos condutores ao redor. A força eletromotriz induzida faz oposição à mudança do campo primário, por isso, sua polaridade é alterada ao ligar e desligar da corrente. As correntes induzidas no interior dos materiais condutores são chamadas de corrente *eddy* e têm um campo magnético secundário associado (Figura 4.12).

Utilizar *loops* grandes viabiliza aumentar o momento de dipolo (M) e assim, a intensidade do campo magnético primário. Quanto mais forte for o campo primário, mais intensas serão as correntes induzidas e conseqüentemente, melhor a razão sinal/ruído dos dados obtidos. Além disso, quando maior a área do *loop*, maior o volume do material investigado (Dentith e Mudge, 2014). Logo após a ativação ou desativação do campo magnético primário, o fluxo das correntes *eddy* é concentrado essencialmente na superfície do condutor. Com o passar do tempo, ocorre atenuação das correntes *eddy* causada pela perda de energia na forma de calor (Efeito Joule) devido à resistência dos materiais. Com a mudança no campo magnético induzido nos condutores e regiões adjacentes, verifica-se um processo de difusão das correntes *eddy* no interior do condutor, o chamado Efeito “*smoke rings*” (Figura 4.13), a partir do qual, em um condutor eletricamente homogêneo, as correntes irão se difundir em áreas crescentes, no formato do *loop* disposto na superfície.

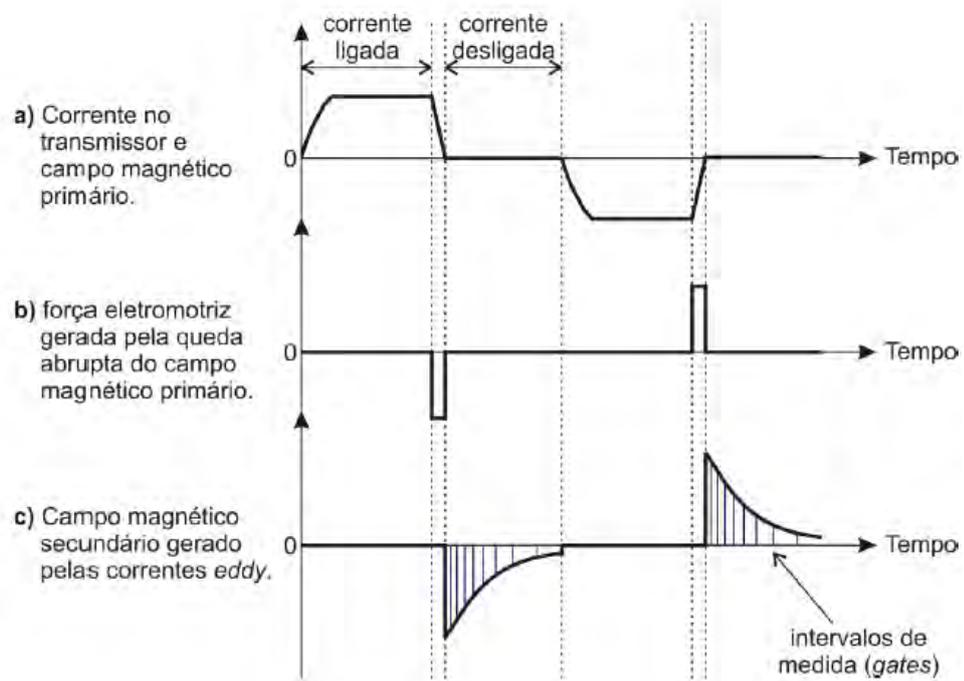


Figura 4.12. Princípios básicos do método TDEM. Modificado de Christiansen et al. (2006) por Almeida (2011).

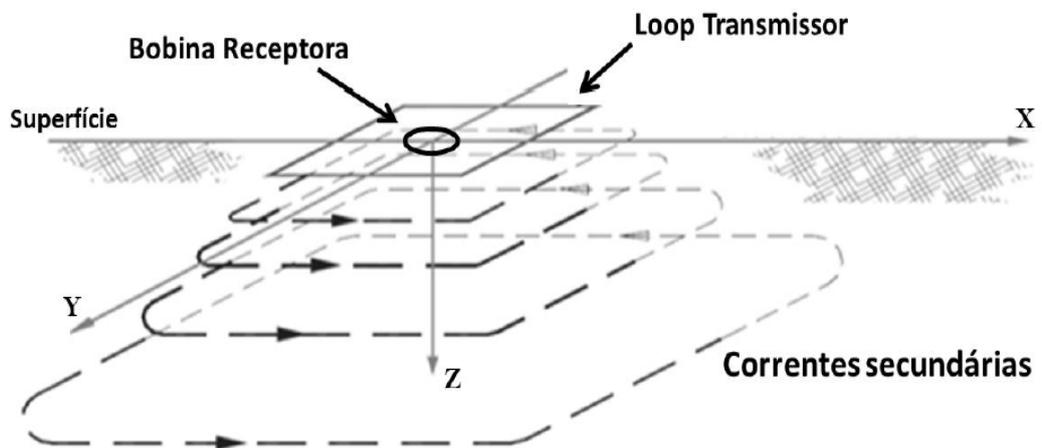


Figura 4.13. Difusão de correntes secundárias em subsuperfície. Modificado de McNeil (1994) por Hamada (2018).

A difusão das correntes *eddy* depende da geometria e das propriedades eletromagnéticas do corpo. Quando a corrente elétrica é desligada, como já mencionado, o fluxo das correntes secundárias é concentrado na superfície do condutor, assim, tal fluxo é determinado a priori pela forma do condutor e não por suas propriedades elétricas. Mais tarde, quando inicia a migração das correntes secundárias para o interior do condutor, o fluxo da corrente será função principalmente da condutividade do material: quanto mais condutivo, menor será a perda de energia pelo Efeito Joule e assim, mais lenta será a atenuação das correntes secundárias. Por isso, o campo magnético associado às correntes secundárias é o objeto de interesse nas pesquisas geofísicas com métodos eletromagnéticos: a variação temporal do campo magnético secundário é função das propriedades físicas e eletromagnéticas dos materiais em subsuperfície. A bobina receptora usada no método TDEM consiste em um sensor que registra a variação do campo magnético secundário no tempo.

O método TDEM tem a capacidade de investigar centenas de metros de profundidade e tem alta sensibilidade para detectar camadas condutoras, devido à alta densidade de corrente nessas camadas (Almeida, 2011; Bortolozzo, 2016; Hamada, 2018).

4.3.2 Princípios matemáticos do método TDEM

O Método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM), como todo fenômeno eletromagnético, está fundamentado nas Equações de Maxwell. No domínio do tempo, essas equações diferenciais lineares de primeira ordem são dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = 0 \quad (\text{Lei de Faraday}) \quad (4.22)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = \mathbf{J} \quad (\text{Lei de Ampère}) \quad (4.23)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0. \quad (4.24)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_c. \quad (4.25)$$

As Equações de Maxwell envolvem cinco funções vetoriais. Abaixo segue a definição dos vetores apresentados nas relações de (4.22) a (4.25) e as suas unidades:

E: Intensidade do campo elétrico em Volts/metro (V/m).

B: Indução magnética em Weber/ metro quadrado (Wb/m²).

H: Intensidade do campo magnético em Ampère/metro (A/m).

D: Indução elétrica em Coulomb/ metro quadrado (C/m²).

J: Densidade de corrente elétrica em Ampère/ metro quadrado (A/m²).

Na equação (4.25), ρ_c é a densidade volumétrica de carga em Coulomb/ metro cúbico (C/m³).

As Equações de Maxwell são equações desacopladas que explicitamente não apresentam informações sobre as propriedades elétricas e magnéticas dos meios onde os campos eletromagnéticos propagam-se. O acoplamento das Equações de Maxwell pode ser realizado a partir das chamadas Relações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \boldsymbol{\varepsilon}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, P, T, \dots) \cdot \mathbf{E}. \quad (4.26)$$

$$\mathbf{B} = \boldsymbol{\mu}(\omega, \mathbf{H}, \mathbf{r}, t, P, T, \dots) \cdot \mathbf{H}. \quad (4.27)$$

$$\mathbf{J} = \boldsymbol{\sigma}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, P, T, \dots) \cdot \mathbf{E}. \quad (\text{Lei de Ohm}) \quad (4.28)$$

Nas relações (4.26), (4.27) e (4.28), $\boldsymbol{\varepsilon}$, $\boldsymbol{\mu}$ e $\boldsymbol{\sigma}$ são: permissividade dielétrica, permeabilidade magnética e condutividade elétrica, respectivamente, e consistem em tensores complexos, funções da frequência angular (ω), do campo elétrico (\mathbf{E}) ou do campo magnético (\mathbf{H}), da posição (\mathbf{r}), do tempo (t) e das condições de temperatura (T) e pressão (P).

Com a finalidade de simplificar a análise, as seguintes premissas normalmente são impostas (Ward e Hohmann, 1987):

I. A Terra é linear, isotrópica, homogênea e as propriedades elétricas são independentes do tempo, da temperatura e da pressão.

II. A permeabilidade magnética (μ) da maioria das rochas é igual à permeabilidade magnética no vácuo (μ_0).

A partir dessas suposições, as relações constitutivas podem ser reescritas do seguinte modo:

$$\mathbf{D} = \varepsilon(\omega) \cdot \mathbf{E}, \quad (4.29)$$

$$\mathbf{B} = \mu_0 \cdot \mathbf{H}, \quad (4.30)$$

$$\mathbf{J} = \sigma(\omega) \cdot \mathbf{E}, \quad (4.31)$$

onde: ε e σ são funções complexas da frequência angular e μ_0 é real e independente da frequência.

No Sistema Internacional (SI), as unidades das propriedades elétricas e magnéticas dos meios são:

ε : Permissividade dielétrica em Faraday/metro (F/m). No vácuo: $\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ F/m.

μ : Permeabilidade magnética em Henry/metro (H/m). No vácuo: $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m.

σ : Condutividade elétrica em Siemens/metro (S/m), já mencionado. No vácuo: $\sigma_0 = 0$ S/m.

Nessa seção, serão apresentadas as equações básicas utilizadas na prática pelo método TDEM em um meio unidimensional (1D), no qual a fonte consiste em um dipolo magnético vertical.

Para obter as Equações de Maxwell no domínio da frequência, é necessário aplicar a Transformada de Fourier:

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial^n f}{\partial t^n} \right] = (i\omega)^n \mathcal{F} [f(t)]. \quad (4.32)$$

Substituindo as relações constitutivas (4.29), (4.30) e (4.31) nas equações (4.22), (4.23), (4.24) e (4.25), resulta:

$$\nabla \times \mathbf{E} + \mu_o \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0. \quad (4.33)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \sigma \mathbf{E} = 0. \quad (4.34)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0. \quad (4.35)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho_c}{\varepsilon}. \quad (4.36)$$

Estabelecendo a condição de contorno de que não há acúmulo de cargas na superfície do condutor, ou seja, $\rho_c = 0$, a equação (4.36) deve ser reescrita como:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0. \quad (4.37)$$

Aplicando a Transformada de Fourier expressa em (4.32) nas equações (4.33) e (4.34):

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{z} \mathbf{H} = 0, \quad (4.38)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{y} \mathbf{E} = 0, \quad (4.39)$$

onde: $\hat{z} = i\omega\mu_o$ e $\hat{y} = \sigma + i\omega\varepsilon$. Conforme apresentado por Harrington (1961), \hat{z} e \hat{y} são chamados de impeditividade e admitividade, respectivamente.

As equações (4.38) e (4.39) são as Equações de Maxwell homogêneas, sendo assim, válidas para regiões livres de fontes. Para regiões com fontes, as equações (4.38) e (4.39) são substituídas pelas equações não homogêneas de Maxwell (Ward e Hohmann, 1987; Kirsch, 2006):

$$\nabla \times \mathbf{E} + \hat{z} \mathbf{H} = -\mathbf{J}_m^s, \quad (4.40)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - \hat{y} \mathbf{E} = \mathbf{J}_e^s, \quad (4.41)$$

onde: \mathbf{J}_m^s é a corrente da fonte magnética e \mathbf{J}_e^s é a corrente da fonte elétrica.

Se for possível definir as correntes da fonte magnética \mathbf{J}_m^s e da fonte elétrica \mathbf{J}_e^s , as equações (4.40) e (4.41) podem ser resolvidas para regiões homogêneas. Um caminho para obter uma solução para tais equações consiste em expressar o campo elétrico \mathbf{E} e o campo magnético \mathbf{H} a partir de funções nas quais esses campos possam ser derivados por diferenciação. Os chamados potenciais de Schelkunoff, designados por \mathbf{A} e \mathbf{F} , são utilizados para obter os campos elétrico e magnético a partir da diferenciação (Ward e Hohmann, 1987; Kirsch, 2006).

Em cada região homogênea, os campos elétrico e magnético são descritos como uma superposição de fontes elétrica e magnética:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_m + \mathbf{E}_e. \quad (4.42)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_e. \quad (4.43)$$

Se não há fonte magnética \mathbf{J}_m^s , significa que o campo elétrico (\mathbf{E}_m) e o campo magnético (\mathbf{H}_m) devido a fonte magnética são nulos. Por outro lado, se $\mathbf{J}_e^s = 0$, as equações (4.42) e (4.43) são substituídas por: $\mathbf{E} = \mathbf{E}_m$ e $\mathbf{H} = \mathbf{H}_m$.

Como o método TDEM utiliza uma fonte magnética (\mathbf{J}_m^s) produzida a partir da transmissão de um campo elétrico transversal, as equações (4.40) e (4.41) são reescritas do seguinte modo (Ward e Hohmann, 1987):

$$\nabla \times \mathbf{E}_m = -\mathbf{J}_m^s - \hat{z} \mathbf{H}_m. \quad (4.44)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}_m = \hat{y} \mathbf{E}_m. \quad (4.45)$$

Aplicando o divergente nas equações (4.44) e (4.45), tem-se:

$$\nabla \cdot \mathbf{H}_m = -\frac{\nabla \cdot \mathbf{J}_m^s}{\hat{z}}. \quad (4.46)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}_m = 0. \quad (4.47)$$

A equação (4.47) sugere que o campo \mathbf{E}_m pode ser representado como o rotacional de uma função vetorial. Assim, o campo elétrico \mathbf{E}_m pode ser expresso apenas a partir do potencial de Schelkunoff F dado por (Ward e Hohmann, 1987; Kirsch, 2006):

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F}. \quad (4.48)$$

Substituindo a expressão (4.48) de \mathbf{E}_m na equação (4.45), tem-se:

$$\nabla \times \mathbf{H}_m = -\hat{y} \nabla \times \mathbf{F}. \quad (4.49)$$

A igualdade expressa em (4.49) pode ser satisfeita definindo o campo \mathbf{H}_m do seguinte modo:

$$\mathbf{H}_m = -\hat{y} \mathbf{F} - \nabla U, \quad (4.50)$$

onde: U é uma função escalar contínua e duplamente diferenciável, uma vez que, $\nabla \times (\nabla U) = 0$.

Substituindo as expressões (4.48) e (4.50) na expressão (4.44), tem-se:

$$-\nabla X(\nabla X \mathbf{F}) = -\mathbf{J}_m^s + \hat{z} \hat{y} \mathbf{F} + \nabla U. \quad (4.51)$$

Uma vez que se conhece a propriedade abaixo:

$$\nabla X(\nabla X \mathbf{F}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) - \nabla^2 \mathbf{F}, \quad (4.52)$$

tem-se que:

$$\nabla^2 \mathbf{F} - \nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) = -\mathbf{J}_m^s + \hat{z} \hat{y} \mathbf{F} + \hat{z} \nabla U. \quad (4.53)$$

Para simplificar a equação (4.53), uma vez que, a função U é arbitrária, pode-se impor a seguinte condição (Ward e Hohmann, 1987):

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = -\hat{z} U. \quad (4.54)$$

A condição expressa acima é conhecida como condição de Lorentz. Aplicando o gradiente em ambos os lados da equação (4.54) tem-se que:

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{F}) = -\hat{z} \nabla U. \quad (4.55)$$

Assim, a imposição da condição de Lorentz permite que a equação (4.53) seja resumida a:

$$\nabla^2 \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = -\mathbf{J}_m^s, \quad (4.56)$$

onde k^2 é o número de onda dado por:

$$k^2 = -\hat{z} \hat{y} \quad (4.57)$$

ou

$$k^2 = \mu_0 \varepsilon \omega^2 - i \mu_0 \sigma \omega. \quad (4.58)$$

A expressão (4.56) consiste na equação não homogênea de Helmholtz, aplicável para regiões homogêneas com fonte elétrica ou magnética (Ward e Hohmann, 1987).

O método TDEM utiliza um faixa de frequência (f), normalmente, entre 1 Hz e 10^5 Hz. Para tal intervalo de frequência, o efeito da corrente de deslocamento ($\partial \mathbf{D} / \partial t$) pode ser negligenciado, uma vez que, apresenta valores muito menores do que a corrente de condução (\mathbf{J}). Como o campo elétrico varia harmonicamente com o tempo ($\mathbf{E} \propto e^{i\omega t}$), a partir das relações constitutivas (4.29) e (4.31), o módulo da razão entre a corrente de deslocamento e a corrente de condução pode ser escrito do seguinte modo (Porsani, 1991):

$$\left| \frac{\partial \mathbf{D} / \partial t}{\mathbf{J}} \right| \approx \frac{\omega \varepsilon}{\sigma}, \quad (4.59)$$

onde $\omega = 2\pi f$. A partir da equação (4.59), é possível inferir que para frequências baixas, tem-se que $\omega \varepsilon \ll \sigma$. Por exemplo, para $f = 10^5$ Hz e $\varepsilon = \varepsilon_0$:

$$\omega \varepsilon = 2\pi \times 10^5 \times 8.854 \times 10^{-12} = 5.56 \times 10^{-6} \approx 10^{-7}.$$

A aproximação realizada nos cálculos acima explicita porque, no processo de propagação do sinal eletromagnético emitido pela fonte TDEM, considerando a condutividade dos principais materiais geológicos na Terra e a utilização de frequências menores do que 10^5 Hz, o efeito da corrente de deslocamento torna-se desprezível.

Já que, para o método TDEM, somente as correntes de condução devem ser consideradas, a indução eletromagnética na Terra pode ser descrita como um processo de difusão de campos quase estáticos (Porsani, 1991; Kirsch, 2006) e a equação (4.58) do número de onda pode ser reescrita como:

$$k^2 \approx -i \mu_0 \sigma \omega. \quad (4.60)$$

Supor uma terra estratificada e unidimensional (1D), na qual a condutividade elétrica varia somente na direção z , implica em um potencial de Schelkunoff \mathbf{F} com apenas uma componente:

$$\mathbf{F} = F_z \mathbf{u}_z, \quad (\text{Modo TE}_z) \quad (4.61)$$

onde: \mathbf{u}_z é um vetor unitário na direção z e F_z é uma função escalar de x , y e z .

O TE_z descreve um modo de transmissão do sinal eletromagnético no qual o campo elétrico é transversal a z , ou seja, o campo elétrico se propaga no plano xy , de modo que, $E_z = 0$. Substituindo a expressão (4.61) do potencial \mathbf{F} nas equações (4.48) e (4.50), bem como, utilizando nessa última equação a igualdade expressa em (4.55), oriunda da condição de Lorentz, obtém-se as seguintes expressões para os componentes dos campos \mathbf{E} e \mathbf{H} :

$$E_x = -\frac{\partial F_z}{\partial y}. \quad (4.62)$$

$$E_y = \frac{\partial F_z}{\partial x}. \quad (4.63)$$

$$E_z = 0. \quad (4.64)$$

$$H_x = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial x \partial z}. \quad (4.65)$$

$$H_y = \frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial^2 F_z}{\partial y \partial z}. \quad (4.66)$$

$$H_z = \frac{1}{\hat{z}} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k^2 \right) F_z. \quad (4.67)$$

O método TDEM utiliza como fonte, normalmente, um *loop* transmissor quadrado ou circular. O campo vertical no centro do *loop* pode ser calculado a partir da integração de

dipolos magnéticos verticais sobre a área do *loop* (Kirsch, 2006). O potencial de Schelkunoff F de um dipolo magnético vertical que satisfaz a equação diferencial (4.56) e portanto, permite obter a solução particular do campo magnético na direção z na superfície da terra, pode ser expresso do seguinte modo (Ward e Hohmann, 1987; Kirsch, 2006):

$$F(r, z) = \frac{\hat{z}_o M}{4\pi} \int_0^\infty \left[e^{-u_o|z+h|} + r_{TE} e^{u_o(z-h)} \right] \frac{\lambda}{u_o} J_o(\lambda r) d\lambda, \quad (4.68)$$

onde:

M é o momento magnético do dipolo;

$\hat{z} = \hat{z}_o = i\omega\mu_o$ é a impeditividade do espaço livre;

J_o é a função de Bessel de ordem zero;

h é a altura do *loop* transmissor em relação à superfície;

r_{TE} é o chamado coeficiente de reflexão, uma variável que expressa como o material em subsuperfície modifica o campo primário;

$r = \sqrt{x^2 + y^2}$ é a distância radial da fonte ao receptor;

$\lambda = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ é a variável de integração, sendo k_x e k_y frequências espaciais nas direções x e y , respectivamente;

$u_n = \sqrt{\lambda^2 - k_n^2}$, sendo k_n o número de onda na camada n . Considerando a difusão de campos quase estáticos, o número de onda é dado pela expressão (4.58):

$$k_n^2 = -i\mu_o\sigma_n\omega.$$

Substituindo a expressão (4.68) do potencial F na equação (4.67) e aplicando a seguinte relação:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k_o^2 = u_o^2 + k_o^2 = \lambda^2, \quad (4.69)$$

o campo magnético vertical é expresso do seguinte modo:

$$H_z = \frac{M}{4\pi} \int_0^\infty \left[e^{-u_o|z+h|} + r_{TE} e^{u_o(z-h)} \right] \frac{\lambda^3}{u_o} J_o(\lambda r) d\lambda. \quad (4.70)$$

Para simplificar essa expressão do campo magnético vertical, pode-se impor que a fonte e o receptor estão na superfície da terra ($z = h = 0$), aplicar a aproximação de campos quase estáticos em um semiespaço homogêneo ($k_o \approx 0$) e considerar que a distância entre fonte e receptor é menor do que um comprimento de onda no espaço livre, de modo que, o coeficiente de reflexão pode ser expresso do seguinte modo (Ward e Hohmann, 1987):

$$r_{TE} = \frac{\lambda - u}{\lambda + u}. \quad (4.71)$$

A aquisição com bobinas transmissora e receptora a uma pequena distância é uma situação comum no método TDEM: a configuração de bobinas chamada *Loop* central é muito utilizada e nessa configuração, a bobina receptora está localizada no centro do *loop* transmissor, por isso, as aproximações estabelecidas a partir da suposição de fonte-receptor próximos são razoáveis e aplicáveis.

Aplicando as simplificações sugeridas e substituindo a expressão (4.71) do coeficiente de reflexão na equação (4.70), obtém-se:

$$H_z = \frac{M}{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\lambda^3}{\lambda + u} J_o(\lambda r) d\lambda. \quad (4.72)$$

Resolvendo a integral da equação (4.72), tem-se que o componente vertical do campo magnético do dipolo magnético será dado por (Ward e Hohmann, 1987):

$$H_z = \frac{M}{2\pi k^2 r^5} [9 - (9 + 9ikr - 4k^2 r^2 - ik^3 r^3) e^{-ikr}]. \quad (4.73)$$

A expressão do campo magnético vertical (4.73) está no domínio da frequência, para obter a resposta no domínio do tempo é necessário aplicar a Transformada inversa de Laplace (\mathcal{L}^{-1}).

As seguintes mudanças de variáveis são realizadas antes de aplicar a Transformada inversa de Laplace na equação (4.73):

$$s=i\omega \text{ e } \alpha=(\mu\sigma)^{1/2}r, \quad (4.74)$$

de modo que:

$$-ikr=\alpha s^{1/2}. \quad (4.75)$$

$$-k^2r^2=-\alpha^2s. \quad (4.76)$$

$$-ik^3r^3=-\alpha^3s^{3/2}. \quad (4.77)$$

Usando as mudanças de variáveis apresentadas nas expressões (4.74) a (4.77) na expressão (4.73) tem-se:

$$H_z=-\frac{M}{2\pi\mu_o\sigma r^5}\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{9}{s^2}-\left(\frac{9}{s^2}+\frac{9\alpha}{s^{3/2}}+\frac{4\alpha^2}{s}+\frac{\alpha^3}{s^{1/2}}\right)e^{-\alpha s^{1/2}}\right\}. \quad (4.78)$$

Como:

$$\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{1}{s^2}\right\}=t, \quad (4.79)$$

$$\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{e^{-\alpha s^{1/2}}}{s^2}\right\}=t(1+2\theta^2r^2)\operatorname{erfc}(\theta r)-\frac{2t}{\pi^{1/2}}\theta r e^{-\theta^2r^2}, \quad (4.80)$$

$$\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{e^{-\alpha s^{1/2}}}{s^{3/2}}\right\}=\frac{2t^{1/2}}{\pi^{1/2}}e^{-\theta^2r^2}-\alpha\operatorname{erfc}(\theta r), \quad (4.81)$$

$$\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{e^{-\alpha s^{1/2}}}{s}\right\}=\operatorname{erfc}(\theta r) \quad (4.82)$$

e

$$\mathcal{L}^{-1}\left\{\frac{e^{-\alpha s^{1/2}}}{s^{1/2}}\right\}=\frac{1}{(\pi t)^{1/2}}e^{-\alpha^2/4t}, \quad (4.83)$$

onde: $\theta = \left(\frac{\mu_o \sigma}{4t} \right)^{1/2}$, (4.84)

o campo magnético vertical devido ao dipolo magnético no domínio do tempo é expresso do seguinte modo:

$$H_z = -\frac{M}{4\pi r^3} \left[\frac{9}{2\theta^2 r^2} \operatorname{erfc}(\theta r) + \operatorname{erfc}(\theta r) - \frac{1}{\pi^{1/2}} \left(\frac{9}{\theta r} + 4\theta r \right) e^{-\theta^2 r^2} \right], \quad (4.85)$$

onde $\operatorname{erfc}(\theta r)$ é a função erro.

A resposta transiente (ou resposta impulso, $h(\tau)$) do campo magnético é obtido a partir da derivada no tempo do campo magnético vertical do dipolo ($\partial H_z / \partial t$).

No método TDEM, mede-se a resposta do decaimento do campo magnético quando a corrente elétrica é desligada: $f(-t)$. Uma vez que:

$$f(t) = \int_0^t h(\tau) d\tau, \quad (4.86)$$

e

$$f(-t) = f(\infty) - f(t), \quad t \geq 0, \quad (4.87)$$

a derivada de $f(-t)$ com relação ao tempo é o negativo da resposta impulso $h(\tau)$. Desse modo, aplicando a equação (4.87) na expressão (4.85), o decaimento do campo magnético vertical, quando o dipolo magnético é desligado abruptamente, é expresso do seguinte modo (Ward e Hohmann, 1987):

$$H_z = \frac{M}{4\pi r^3} \left[\frac{9}{2\theta^2 r^2} \operatorname{erfc}(\theta r) - \operatorname{erfc}(\theta r) - \frac{1}{\pi^{1/2}} \left(\frac{9}{\theta r} + 4\theta r \right) e^{-\theta^2 r^2} \right]. \quad (4.88)$$

A resposta impulsiva do campo magnético vertical, portanto, é a derivada no tempo da expressão do campo magnético (4.88):

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{M}{2\pi\mu_o\sigma r^5} \left[9 \operatorname{erfc}(\theta r) - \frac{20r}{\pi^{1/2}} (9 + 6\theta^2 r^2 + 4\theta^4 r^4) e^{-\theta^2 r^2} \right]. \quad (4.89)$$

Na aquisição do método TDEM, por limitações instrumentais, as medidas não são realizadas logo após o desligamento da corrente elétrica. Assim, os dados medidos em campo são associados aos chamados tempos tardios (quando $\theta \rightarrow 0$, ou seja, quando $t \rightarrow \infty$). Nos tempos tardios (ou *late time*), a resposta impulsiva do componente vertical do campo magnético (4.89) é aproximada para (Ward e Hohmann, 1987):

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} \approx \frac{-M}{20} \left(\frac{\sigma \mu_o}{\pi} \right)^{3/2} t^{-5/2}. \quad (4.90)$$

Como pode ser observado na expressão (4.90), a magnitude da variação do campo magnético vertical é diretamente proporcional a condutividade do meio ($\sigma^{3/2}$) e inversamente proporcional ao tempo ($t^{5/2}$).

A bobina receptora é um sensor de $\partial B/\partial t$. Como $\mathbf{B} = \mu_o \mathbf{H}$:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \mu_o \frac{\partial H_z}{\partial t}, \quad (4.91)$$

temos que:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} \approx \frac{-M}{20} \left(\frac{\sigma}{\pi} \right)^{3/2} \left(\frac{\mu_o}{t} \right)^{5/2}. \quad (4.92)$$

Os dados do método TDEM são apresentados e interpretados em termos de resistividade aparente, assim, reescrevendo a expressão (4.92) em função do tempo e da variação da indução magnética na direção z, tem-se:

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left(\frac{M}{20 \cdot \frac{\partial B_z}{\partial t}} \right)^{2/3} \left(\frac{\mu_o}{t} \right)^{5/3}, \quad (4.93)$$

onde ρ_a é a resistividade aparente.

4.3.3 Profundidade de investigação do método TDEM

A profundidade máxima de investigação do método TDEM é conhecida como profundidade de difusão e corresponde ao chamado *skin depth* no domínio do tempo. O *skin depth* consiste na profundidade na qual a amplitude da onda é atenuada em um fator de $1/e$, ou seja, a amplitude da onda eletromagnética corresponde a aproximadamente 63% da amplitude inicial (Nabighian e Macnae, 1991; Dentith e Mudge, 2014).

O *skin depth* no domínio do tempo (δ_{TD}) é expresso do seguinte modo (Spies, 1989; Nabighian e Macnae, 1991; Kirsch, 2006; Dentith e Mudge, 2014):

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\mu_o \sigma}}. \quad (4.94)$$

$$\delta_{TD} \approx 1.26 \sqrt{t \rho}. \quad (4.95)$$

As expressões (4.94) e (4.95) foram deduzidas para ondas eletromagnéticas planas que se propagam em um meio condutor uniforme (Nabighian e Macnae, 1991; Kirsch, 2006). Segundo Kirsch (2006), para *loops* transmissores na superfície da Terra, a profundidade de difusão é aproximadamente 1.8 vezes menor do que aquela calculada a partir da equação (4.95).

A profundidade de investigação do método TDEM, como explicitado na equação (4.95), é função do intervalo de medida e da resistividade das camadas investigadas. No entanto, além do tempo e da resistividade, a profundidade de difusão depende do momento magnético do *loop* transmissor e dos níveis de ruído locais.

A dependência da profundidade de investigação em função dos níveis de ruído e momento magnético do *loop* transmissor, conforme apresentado em Kirsch (2006), pode ser demonstrada utilizando a relação sinal ruído ($S_{ruído}$):

$$S_{ruído} = \frac{\partial B_z}{\partial t}. \quad (4.96)$$

Para tempos tardios (t_L), a variação do componente z da indução magnética é expressa conforme a equação (4.92). Desse modo:

$$S_{ruído} = \frac{-M}{20} \left(\frac{\sigma}{\pi}\right)^{3/2} \left(\frac{\mu_0}{t_L}\right)^{5/2}. \quad (4.97)$$

Reescrevendo a equação (4.97), isolando a variável tempo (t_L):

$$t_L = \mu_0 \left(\frac{M}{20 S_{ruído}}\right)^{2/5} \left(\frac{\sigma}{\pi}\right)^{3/5}. \quad (4.98)$$

Substituindo a expressão do tempo (4.98) na equação da profundidade de difusão (4.94):

$$\delta_{TD} = \left(\frac{2}{25\pi^3}\right)^{1/10} \left(\frac{M}{\sigma S_{ruído}}\right)^{1/5}, \quad (4.99)$$

logo:

$$\delta_{TD} \approx 0.551 \left(\frac{M}{\sigma S_{ruído}}\right)^{1/5}. \quad (4.100)$$

A equação (4.100) explicita duas informações relevantes a respeito do método TDEM:
 1) durante a aquisição, há duas formas de aumentar a profundidade de investigação: aumentando o momento magnético (corrente elétrica x área) do *loop* transmissor e/ou

reduzindo o nível de ruído presente nos dados e 2) a profundidade de difusão é maior para meios mais resistivos.

Referente à primeira observação, uma forma de aumentar a razão entre sinal e ruído é, durante a aquisição ou processamento dos dados, realizar o empilhamento de medições equivalentes na série temporal (Kirsch, 2006; Dentith e Mudge, 2014). Já referente à segunda afirmação, em meios resistivos, a profundidade de investigação é maior porque a difusão da corrente é mais rápida. Como já mencionado, a difusão das correntes secundárias em meios condutivos é mais lenta e, conseqüentemente, a densidade de corrente elétrica nesses meios é maior. Por isso, afirma-se que o método TDEM é altamente sensível a camadas condutoras.

4.3.4 Principais fontes de ruídos do método TDEM

As principais fontes de ruídos do método TDEM são antropogênicas: redes de transmissão de energia, equipamentos de comunicação, fios, cabos e tubulações de instalações ativas ou desativadas enterrados. Ruídos eletromagnéticos naturais oriundos de variações do campo magnético da Terra, associados às interações do campo magnético terrestre com os ventos solares, apresentam frequências tão baixas (< 1 Hz) que normalmente são desprezíveis durante a aquisição do método TDEM. Por outro lado, em regiões tropicais, principalmente durante o dia, uma possível fonte de ruídos aleatórios são atividades atmosféricas: tempestades associadas a relâmpagos.

As fontes de ruído de natureza antropogênica podem ser associadas aos chamados ruídos de acoplamento e serem classificadas como fontes de acoplamento Galvânico ou acoplamento Capacitivo. O acoplamento Galvânico é caracterizado por um circuito indutor-resistor (circuito LR), onde as correntes elétricas têm um caminho galvânico de retorno ao solo (Kirsch, 2006). Esse tipo de acoplamento pode ser observado em áreas com linhas de alta-tensão com torres aterradas, ou mesmo onde há cercas/barreiras elétricas: o campo magnético transmitido a partir da fonte TDEM induz correntes elétricas nas linhas de transmissão e as correntes induzidas nessas estruturas produzem interferências nos dados de indução magnética medidos na bobina. Nos dados medidos, a identificação da interferência gerada pelo acoplamento Galvânico não é simples, uma vez que, a interferência resultante do

acoplamento do tipo LR é associado a um decaimento exponencial em fase com o decaimento do campo magnético induzido nas estruturas geológicas em subsuperfície e assim, o efeito desse tipo de acoplamento consiste em deslocar toda curva $\partial B/\partial t$ (Figura 4.14).

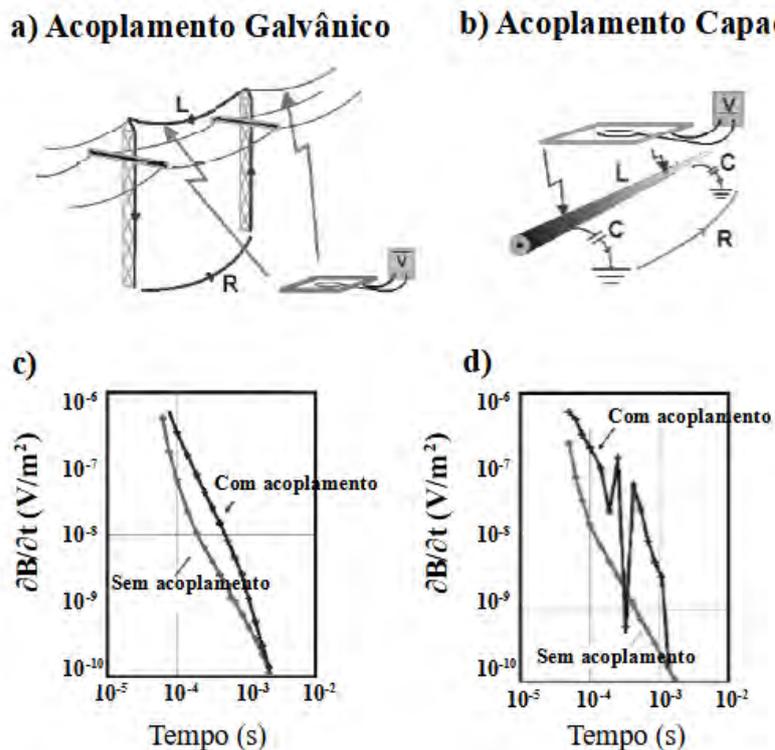


Figura 4.14. Ilustração de a) acoplamento Galvânico e b) acoplamento Capacitivo. Efeito dos acoplamentos c) galvânico e d) capacitivo sobre os dados medidos. Modificado de Christiansen et al. (2006).

Por outro lado, os efeitos do acoplamento Capacitivo nas curvas de variação da indução magnética são mais fáceis de serem identificados: o sinal eletromagnético associado a tal acoplamento é oscilante e tende a descaracterizar a curva de decaimento da indução magnética (Figura 4.14). Conforme descrito em Kirsch (2006), o acoplamento capacitivo é caracterizado por um circuito resistor-indutor-capacitor (RLC) e pode ser observado em áreas onde há material condutor não natural, como cabos ou tubulações enterradas, envolto por algum material isolante. Esses cabos e/ou tubulações envolvidos por um material isolante quando em contato com o meio adjacente atuam como indutores/capacitores associados a um resistor. Quando a fonte transmissora do método TDEM é ligada, o capacitor do circuito é

carregado. Quando a corrente elétrica é abruptamente desligada, o capacitor descarrega-se. Desse modo, a corrente transiente da fonte TDEM induz também correntes oscilantes nos materiais antropogênicos enterrados que têm capacidade de armazenar energia e essas correntes oscilantes, por sua vez, são associadas a um campo magnético secundário, por isso, geram interferências (ruídos) nos dados medidos.

4.3.5 Tipos de arranjos da aquisição TDEM

O método TDEM possui variadas configurações entre fonte e receptor (Figura 4.15). Conforme destacado em Nabighian e Macnae (1991), Telford et al. (1990), Kirsch (2006) e Dentith e Mudge (2014), a configuração escolhida depende dos objetivos da pesquisa, pois o posicionamento relativo entre transmissor e receptor determina a resolução lateral do sistema. O método TDEM pode ser utilizado em levantamentos aéreos ou terrestres. Nessa pesquisa, o levantamento realizado foi com fonte e receptor na superfície da Terra. Desse modo, nessa seção, as configurações mais utilizadas em levantamentos terrestres serão descritas.

As principais configurações de *loop* transmissor e bobina receptora do método TDEM em superfície são (Nabighian e Macnae, 1991; Kirsch, 2006; Dentith e Mudge, 2014):

- *Single Loop*: Um único *loop* é utilizado como transmissor e receptor. Quando a corrente flui na bobina, ela é transmissora. Quando a corrente é desligada, a bobina é conectada ao receptor para realização das medidas. Essa configuração também é chamada de *One loop* (Figura 4.15a).
- *Loop* transmissor-receptor coincidente: Esse arranjo tem a mesma geometria e resposta do arranjo *Single loop*. A diferença consiste no fato de que transmissor e receptor são *loops* separados e sobrepostos (Figura 4.15b).
- *In Loop* ou *Loop central*: Esse arranjo é uma variação do *Loop* transmissor-receptor coincidente. Nele a bobina receptora é pequena, com muitas voltas e localizada no centro do *loop* transmissor (Figura 4.15c).

- *Loops separados (Loop-loop)*: Nessa configuração os *loops* transmissor e receptor são separados por uma distância fixa. Esse arranjo é utilizado em substituição ao *Loop central* quando o comprimento lateral do *loop* transmissor (T_x) é menor do que aproximadamente 40 m. Conforme ressaltado em Kirsch (2006), a bobina receptora não pode ser colocada no centro do *loop* transmissor quando esse é relativamente pequeno porque o campo primário torna-se muito grande e interfere nos componentes eletrônicos da bobina receptora (Figura 4.15d).
- *Dual Loop*: Tal arranjo utiliza duas bobinas conectadas em paralelo com a finalidade de melhorar o acoplamento com corpos condutores verticais. A configuração pode ser utilizada com um único *loop* transmissor-receptor ou com *loops* transmissor e receptor separados. Esse arranjo pode contribuir para redução de ruídos, desde de que o meio seja homogêneo (Figura 4.15e).
- *Loop* transmissor fixo e receptor móvel: Nesse arranjo, há um grande *loop* transmissor fixo e uma bobina receptora pequena e móvel (Figura 4.15f). A bobina receptora realiza medidas ao longo de linhas perpendiculares ao *loop* transmissor: consistiria em uma espécie de caminhamento TDEM. Configuração de aquisição normalmente utilizada para investigar grandes profundidades em locais onde a geometria ou mergulho do corpo condutor é conhecido (Dentith e Mudge, 2014).
- *Loops* transmissor e receptor móveis: Nessa configuração, tanto o *loop* transmissor, quanto a bobina receptora, são deslocados ao longo de uma linha de pesquisa. A distância relativa entre o *loop* transmissor e a bobina receptora são fixas e a configuração com o receptor no centro do *loop* transmissor (*In Loop*) é comumente utilizada. Conforme destacado em Dentith e Mudge (2014), essa configuração fornece alta resolução, além de que, ela é adequada para detectar condutores cujo mergulho e orientações não são conhecidos. Anomalias com formas complexas e dificuldades logísticas associadas ao deslocamento dos *loops* são desvantagens.

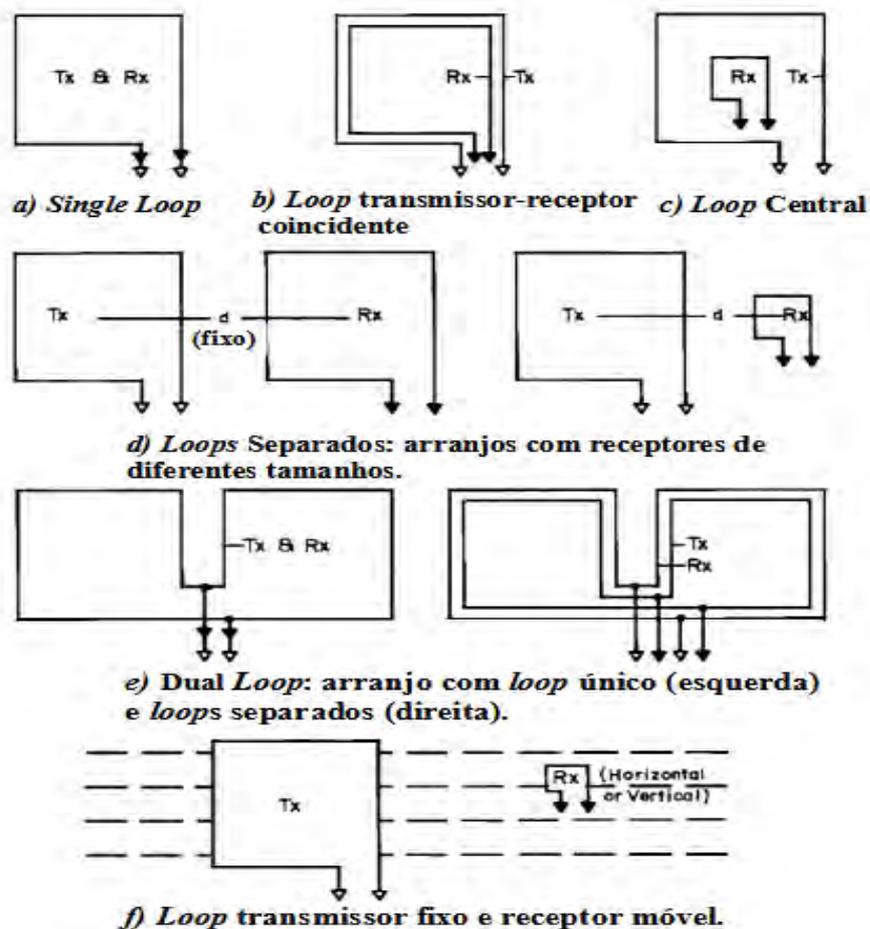


Figura 4.15. Principais configurações do método TDEM. Modificado de Nabighian e Macnae (1991).

Vale destacar que a fonte transmissora do método TDEM mais comum em levantamentos terrestres consiste em um *loop* transmissor retangular e com uma única volta de fio. Segundo Kirsch (2006), o *loop* transmissor disposto no plano horizontal e com eixo na vertical é bastante utilizado porque favorece o acoplamento com rochas hospedeiras, camadas horizontais e condutores com diferentes mergulhos.

4.4 Radar de penetração no solo (GPR)

O Radar de penetração no solo (GPR, do inglês *Ground Penetrating Radar*) é um método geofísico que utiliza ondas eletromagnéticas de alta frequência, normalmente entre 10 MHz e 2600 MHz, para investigar objetos e estruturas geológicas em subsuperfície. Em

decorrência da faixa de frequências empregada, o GPR é caracterizado como um método eletromagnético de alta resolução voltado para investigações geofísicas superficiais (Porsani, 1999; Annan, 2001; Kirsch, 2006).

Inicialmente, a tecnologia GPR foi utilizada para determinar espessura de camadas de gelo no Ártico e na Antártica (Scaife e Annan, 1991; Kirsch, 2006). Na década de 70, o método foi testado na superfície da Lua e forneceu informações sobre estruturas geológicas em até 1,5 km de profundidade (Daniels et al., 1988). Somente a partir de 1980, com advento do desenvolvimento tecnológico que viabilizou aquisição de dados com registros digitais, a construção de equipamentos mais leves e mais baratos, o GPR consolidou-se como um método de exploração geofísica (Porsani, 1999). A otimização dos equipamentos de aquisição permitiu que o GPR fosse empregado em estudos de diferentes naturezas: geologia básica, hidrogeologia, engenharia, exploração mineral, arqueologia, aplicações militares, estudos ambientais, entre outros (Scaife e Annan, 1981; Annan et al., 1984; Benson et al., 1984; Annan, 1991; Young e Leon, 1994; Rodrigues e Porsani, 1995; Porsani, 1999). Os bons resultados alcançados em diferentes campos de pesquisa tornaram a versatilidade uma característica associada ao método GPR. No campo das geociências, a tecnologia GPR tem sido empregada em mapeamentos de interferências de redes de utilitários no subsolo (Porsani et al., 2006, 2010, 2012; Rodrigues et al., 2006), estudos de contaminação ambiental (Porsani et al., 2004; Ortega, 2005; Oliveira, 2009), estudos hidrogeológicos, exploração mineral (Porsani et al., 2006a, Rey et al., 2015; Martinez et al., 2017; Elkarmoty et al., 2018), estudo de sítios arqueológicos (Rodrigues et al., 2009; Porsani et al., 2010a), dentre outras (Benson, 1995; Cardarelli et al., 2003; Urban, 2014 e Curioni et al., 2017).

O princípio físico do método GPR é similar ao método sísmico de reflexão. A principal diferença entre os métodos consiste que na sísmica as ondas refletidas são ondas mecânicas, enquanto que, o GPR é pautado na reflexão de ondas eletromagnéticas. Uma antena transmissora colocada sobre a superfície emite um pulso de alta frequência com duração de algumas dezenas de nanossegundos que é radiado para o interior da Terra. Conforme destacado em Dentith e Mudge (2014), o GPR opera em uma dada faixa de frequência, entretanto, o pulso transmitido é definido em função de uma frequência central da antena e, normalmente, a largura de banda do sinal compreende frequências de 0,5 a 1,5 vezes

a frequência central. A capacidade de penetração do sinal eletromagnético dependerá das propriedades elétricas (permissividade dielétrica e condutividade elétrica) dos materiais em subsuperfície, bem como, da frequência do sinal emitido pela antena. A reflexão e a difração das ondas eletromagnéticas ocorrem em interfaces que separam materiais com propriedades elétricas contrastantes. Assim, em interfaces planas que separam dois meios com diferentes valores de permissividade dielétrica e/ou condutividade, uma fração do sinal eletromagnético será refletida e outra refratada. O sinal eletromagnético reemitido em direção à superfície será registrado em função do tempo duplo de percurso por uma antena receptora também localizada sobre a superfície da Terra (Figura 4.16).

Para obtenção de um perfil de reflexão GPR, as antenas transmissora e receptora devem ser mantidas a uma distância fixa e movidas ao longo de uma dada linha. Durante a aquisição, a antena transmissora emite o pulso eletromagnético repetidamente, as medições na antena receptora são quase contínuas no tempo e repetidas muitas vezes. Os dados eletromagnéticos registrados são empilhados para aumentar a razão sinal/ruído. A amplitude e a qualidade do sinal registrado são determinadas pela quantidade da energia transmitida no meio, pela velocidade de propagação da onda eletromagnética, pelo contraste de propriedades elétricas entre os meios, pela geometria e profundidade dos corpos, bem como, pela intensidade da atenuação do sinal eletromagnético (Porsani, 1999; Dentith e Mudge, 2014).

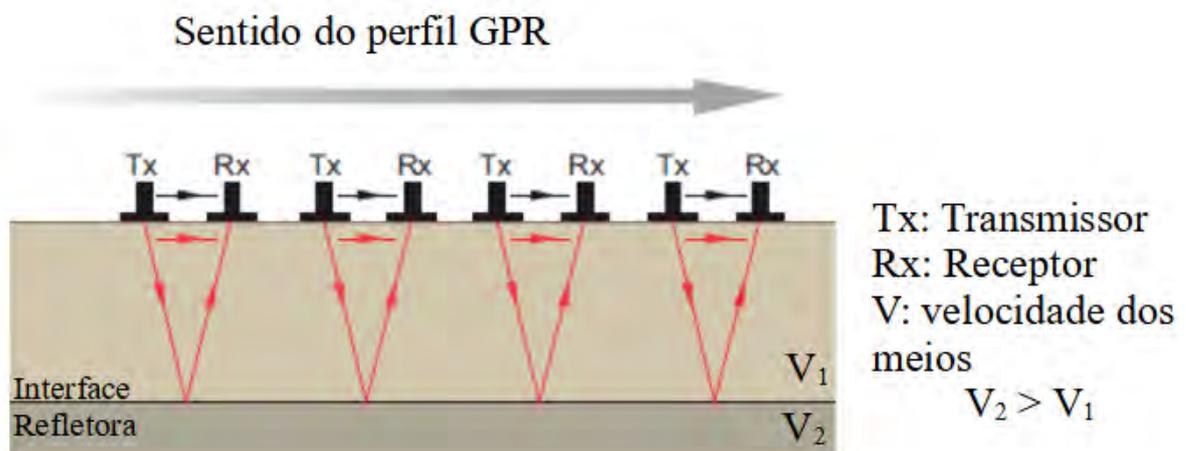


Figura 4.16. Modelo esquemático de aquisição GPR: antenas transmissora e receptora são deslocadas ao longo do perfil. Modificado de Dentith e Mudge (2014).

Como destacado por Annan (2001), o termo “Radar” é sinônimo de “rádio de alcance e detecção”, portanto, na nomenclatura do método estão explícitos seus objetivos: identificar objetos distantes, determinar a direção de tais objetos, bem como, a distância relativa desses corpos em relação à fonte eletromagnética. Os perfis de reflexão do método GPR são denominados de Radargramas e neles os dados geralmente são exibidos como uma pseudo-seção de tempo de percurso. Para converter os dados dos perfis GPR de tempo para profundidade é necessário ter informações sobre a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas nos materiais em subsuperfície. A velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas pode ser estimada a partir da análise de dados GPR adquiridos com uma das seguintes configurações de aquisição (Kirsch, 2006): Ponto médio comum (CMP, do inglês *Common Mid Point*) ou Reflexão e refração com ângulo amplo (WARR, do inglês *Wide Angle Reflection and Refraction*). Informações provenientes de poços também podem ser utilizadas para estimar a velocidade de propagação da onda eletromagnética. Mais informações sobre as técnicas de aquisição CMP e WARR serão descritas posteriormente.

4.4.2 Princípios matemáticos do método GPR

O método GPR, assim como o método TDEM, é um método eletromagnético, logo, também é fundamentado nas Equações de Maxwell. No entanto, o método TDEM é um método que utiliza baixas frequências e em decorrência disso, as correntes de deslocamento são desprezíveis. No método GPR, que emprega altas de frequências, tanto as correntes de condução, quanto as correntes de deslocamento, precisam ser consideradas. Por isso, a teoria de difusão do campo eletromagnético na Terra, que foi descrita anteriormente associada ao método TDEM, não é adequada para descrever o processo de reflexão da onda eletromagnética associado ao método GPR. A equação de propagação das ondas eletromagnéticas é aplicável ao método GPR.

As Equações de Maxwell no domínio do tempo foram apresentadas nas expressões (4.22), (4.23), (4.24) e (4.25). Para simplificar a solução de tais equações, as mesmas condições impostas no início da seção da derivação da equação do campo magnético transiente serão utilizadas:

I. A Terra é linear, isotrópica, homogênea e as propriedades elétricas são independentes do tempo, da temperatura e da pressão.

II. A permeabilidade magnética (μ) da maioria das rochas é igual à permeabilidade magnética no vácuo (μ_0).

Novamente, a partir das condições impostas em (I) e (II), as relações constitutivas do meio apresentadas nas equações (4.26), (4.27) e (4.28) podem ser reescritas conforme apresentado nas expressões (4.29), (4.30) e (4.31).

Como visto na seção “Princípios matemáticos do método TDEM”, substituindo as relações constitutivas (4.29), (4.30) e (4.31) nas equações de Maxwell (4.22), (4.23), (4.24) e (4.25), bem como, utilizando a condição de contorno de que não há acúmulos de cargas na superfície do condutor (equação (4.37)) e aplicando a Transformada de Fourier apresentada na equação (4.32), as Equações de Maxwell no domínio da frequência são expressas conforme as equações (4.35), (4.37), (4.38) e (4.39), ou seja:

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0. \quad (4.35)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0. \quad (4.37)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} + i \omega \mu_0 \mathbf{H} = 0. \quad (4.38)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i \omega \epsilon) \mathbf{E} = 0. \quad (4.39)$$

Para obter a equação da onda para o campo elétrico a partir das equações de Maxwell, aplica-se o rotacional na equação (4.38):

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -i \omega \mu_0 (\nabla \times \mathbf{H}), \quad (4.101)$$

isolando o rotacional do campo magnético na equação (4.39) e substituindo sua expressão na equação (4.101):

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -i\omega \mu_o (\sigma + i\omega \varepsilon) \mathbf{E}. \quad (4.102)$$

Fazendo uso da seguinte identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E}, \quad (4.103)$$

temos:

$$\nabla (\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = -i\omega \mu_o (\sigma + i\omega \varepsilon) \mathbf{E}. \quad (4.104)$$

Substituindo a equação (4.37) na expressão (4.104):

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\omega \mu_o (\sigma + i\omega \varepsilon) \mathbf{E} = 0 \quad (4.105)$$

ou

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0, \quad (4.106)$$

onde $k^2 = \mu_o \varepsilon \omega^2 - i\mu_o \sigma \omega$ é o número de onda.

As equações (4.105) e (4.106) são conhecidas como Equações homogêneas de Helmholtz para o campo elétrico. Para obter a equação de onda no domínio da frequência referente ao campo magnético basta aplicar o rotacional na equação (4.39) e seguir por analogia os procedimentos aplicados acima.

As equações de Helmholtz para os campos elétrico e magnético têm exatamente a mesma forma, ou seja, são equações diferenciais lineares homogêneas de segunda ordem. Desse modo, as soluções de tais equações também são da mesma forma. O método GPR utiliza um dipolo elétrico horizontal como fonte de ondas eletromagnéticas (Annan e Cosway, 1992). Por isso, somente a solução da equação diferencial do campo elétrico será apresentada.

Uma vez que, a fonte das ondas eletromagnéticas é um dipolo elétrico horizontal, as seguintes condições podem ser impostas:

I. O fluxo de corrente elétrica ocorre somente na direção x, de modo que, $E_y = E_z = 0$.

II. As propriedades eletromagnéticas variam somente na direção vertical (z).

Considerando as condições acima, a equação de Helmholtz (4.106) pode ser reescrita do seguinte modo:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = k^2 E_x. \quad (4.107)$$

A solução básica da equação diferencial de Helmholtz de E_x (4.107) é uma onda plana que varia senoidalmente com o tempo na forma $e^{i\omega t}$ (Ward e Hohmann, 1987):

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-kz + i\omega t} + E_0^- e^{kz + i\omega t}, \quad (4.108)$$

onde:

E_x é a magnitude do campo elétrico na direção x;

E_0^+ é a magnitude do campo elétrico inicial ($t = 0$) se propagando a partir da superfície ($z = 0$) para baixo, no sentido de z (+);

E_0^- é a magnitude do campo elétrico inicial ($t = 0$) se propagando a partir da superfície ($z = 0$) para cima, no sentido de z (-);

k é o número de onda complexo, que em altas frequências pode ser expresso do seguinte modo:

$$k = \alpha + i\beta \quad (4.109)$$

Na expressão (4.109) do número de onda, α e β são números reais e dados por (Stratton, 1941; Ward e Hohmann, 1987):

$$\alpha = \omega \left\{ \frac{\mu \varepsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 \omega^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (4.110)$$

e

$$\beta = \omega \left\{ \frac{\mu \varepsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 \omega^2} \right)^{1/2} + 1 \right] \right\}^{1/2}. \quad (4.111)$$

Como nas explorações geofísicas somente a resposta associada à propagação do campo eletromagnético em subsuperfície interessa, a expressão (4.108) pode ser reescrita em função somente do primeiro termo da equação, ou seja, da solução na qual o campo elétrico se propaga no sentido positivo do eixo z :

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-kz + i\omega t}. \quad (4.112)$$

Substituindo a expressão do número de onda complexo (4.109) na equação (4.112):

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (4.113)$$

ou

$$E_x(z, t) = E_0^+ e^{-\alpha z} e^{-i\beta z} e^{i\omega t}. \quad (4.114)$$

A expressão (4.114) explicita que:

- i. O campo elétrico varia senoidalmente com o tempo ($e^{i\omega t}$);
- ii. O campo elétrico varia senoidalmente com a profundidade ($e^{-i\beta z}$);
- iii. O campo elétrico simultaneamente sofre também uma atenuação ($e^{-\alpha z}$).

Uma vez que, a propagação da onda eletromagnética em profundidade está associada ao termo β e a atenuação do campo ao termo α do número de onda, tais constantes receberam os nomes de constante de propagação e constante de atenuação, respectivamente.

Nos pontos onde a fase da onda é constante, as frentes de onda são planos nos quais (Ward e Hohmann, 1987; Porsani, 1999):

$$\omega t - \beta z = \text{constante.} \quad (4.115)$$

A velocidade de propagação da onda eletromagnética (velocidade de fase, V) é obtida a partir da derivação da expressão da profundidade em relação ao tempo ($\partial z/\partial t$). Assim, isolando a variável profundidade (z) na expressão (4.115) e derivando tal equação em relação ao tempo, temos que:

$$V(\omega) = \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\omega}{\beta}. \quad (4.116)$$

De acordo com a expressão (4.116), a velocidade de fase depende da frequência, portanto, o meio é dispersivo.

Para frequências baixas, situações nas quais as correntes de condução prevalecem sobre as correntes de deslocamento ($\omega\varepsilon \rightarrow 0$ e assim, $\omega\varepsilon \ll \sigma$), temos que as equações (4.110) e (4.111) das constantes de atenuação e propagação são reduzidas a seguinte expressão (Ward e Hohmann, 1987):

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}, \quad (4.117)$$

desse modo, substituindo a expressão (4.117) da constante de propagação β na equação (4.116), temos que, a velocidade de fase da onda eletromagnética para baixas frequências é dada por:

$$V(\omega) = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}}. \quad (4.118)$$

As equações (4.117) e (4.118) demonstram que, para baixas frequências, a propagação e a atenuação da onda eletromagnética dependem da condutividade do material e da frequência. Como já mencionado na seção do método TDEM, para baixas frequências, a propagação da onda eletromagnética é corretamente descrita como um processo de difusão.

Já para altas frequências ($\omega\varepsilon \rightarrow \infty$), quando as correntes de deslocamento predominam sobre as correntes de condução ($\omega\varepsilon \gg \sigma$), conforme demonstrado por Porsani (1999), a partir da expansão em série de potências das expressões (4.110) e (4.111), a constante de atenuação α e a constante de propagação β são expressas do seguinte modo:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (4.119)$$

e

$$\beta = \omega \sqrt{\mu\varepsilon}. \quad (4.120)$$

Substituindo a expressão da constante de propagação β (4.120) na equação (4.116), a velocidade de propagação da onda para altas frequências é dada por:

$$V = \sqrt{\frac{1}{\mu\varepsilon}}. \quad (4.121)$$

Normalmente, utiliza-se o conceito de permissividade dielétrica relativa (ε_r) ao invés da permissividade dielétrica absoluta dos materiais. A permissividade dielétrica relativa é definida do seguinte modo:

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}, \quad (4.122)$$

onde ε e ε_0 são, respectivamente, a permissividade dielétrica do material e do vácuo.

Uma vez que, para a maioria dos materiais na Terra vale a aproximação $\mu = \mu_o$ e a velocidade de propagação da luz (c) é dada por:

$$c = \sqrt{\frac{1}{\mu_o \epsilon_o}} = 2.997 \times 10^8 \text{ m/s}, \quad (4.123)$$

a velocidade de propagação da onda eletromagnética para altas frequências (4.121) pode ser reescrita em função da velocidade da luz (4.123) e da permissividade dielétrica relativa (4.122):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}. \quad (4.124)$$

Como pode ser observado nas expressões (4.121) e (4.124), a velocidade de propagação da onda eletromagnética para frequências muito altas não é função da frequência. Além disso, segundo a equação (4.119), quando as correntes de deslocamento prevalecem sobre as correntes de condução, a atenuação da onda eletromagnética tende a não ser determinada pela frequência. Para materiais geológicos com baixa perda ($\sigma \rightarrow 0$), ou seja, materiais dielétricos, o comprimento de onda é expresso do seguinte modo:

$$\lambda = \frac{V}{f} = \frac{c}{f \sqrt{\epsilon_r}}. \quad (4.125)$$

Referente à amplitude do campo elétrico, a partir da primeira função exponencial da expressão (4.114), é possível notar que em uma profundidade $z = 1/\alpha$, a amplitude do campo elétrico é atenuada por um fator de $1/e$. Essa profundidade na qual a amplitude do campo elétrico E_x corresponde a aproximadamente 67% do campo elétrico inicial, como já mencionado na seção do método TDEM, corresponde ao denominado “*Skin depth*” (Ward e Hohmann, 1987; Telford et al., 1990).

No planejamento de aquisições com o método GPR, segundo Sheriff (1991) e Kirsch (2006), o comportamento da amplitude do campo elétrico em função da profundidade deve

ser investigado a partir da utilização da seguinte expressão para calcular a constante de atenuação:

$$\alpha = 1.636 \frac{\sigma_c}{\sqrt{\epsilon_r}}, \quad (4.127)$$

onde: a constante de atenuação (α) tem unidade de decibel por m (dB/m) e σ_c é a condutividade do material em corrente contínua cuja unidade é mS/m.

A equação (4.127) explicita como o processo de atenuação da onda eletromagnética está diretamente relacionada à condutividade dos materiais: quanto maior a condutividade, maior a atenuação do sinal eletromagnético emitido pela antena GPR. Por sua vez, já que a propagação do sinal em profundidade é inversamente proporcional a constante de atenuação ($\delta = 1/\alpha$), a profundidade máxima de investigação do método geofísico é limitada principalmente pela presença de materiais muito condutivos em subsuperfície.

4.4.3 Coeficientes de reflexão e de transmissão

A reflexão e a refração das ondas eletromagnéticas ocorrem em interfaces planas que separam meios com contrastes de propriedades elétricas (condutividade elétrica e permissividade dielétrica). A Lei de Snell e as equações de Fresnel governam o processo de reflexão e refração de ondas planas. A Lei de Snell fornece a relação entre os ângulos de incidência e os ângulos de reflexão e refração da onda eletromagnética. Enquanto que, as equações de Fresnel viabilizam estabelecer uma relação entre as amplitudes dos campos elétrico e magnético incidente, refletido e refratado (Ward e Hohmann, 1987; Porsani, 1999).

A Lei de Snell expressa como as frentes de onda mudam de direção quando o campo eletromagnético se propaga em meios com propriedades elétricas distintas, nos quais a velocidade de propagação da onda não é constante. Conforme ilustrado na Figura 4.17, considerando uma interface plana que separa dois meios com diferentes propriedades elétricas, o meio 1 e o meio 2, a onda eletromagnética incidente (K_i) é refletida no meio 1 (K_r) e refratada no meio 2 (K_t). A Lei de Snell para a refração estabelece a seguinte relação entre os

ângulos da onda incidente (θ_i) e da onda transmitida no meio 2 (θ_t) (Ward e Hohmann, 1987; Annan, 2001; Kirsch, 2006):

$$k_1 \text{sen}(\theta_i) = k_2 \text{sen}(\theta_t), \quad (4.128)$$

onde: k_1 e k_2 são, respectivamente, o número de onda do meio 1 e do meio 2.

Referente à reflexão, como a onda incidente (K_i) e a onda refletida (K_r) se propagam no mesmo meio, a Lei de Snell se resume a seguinte expressão:

$$\text{sen}(\theta_i) = \text{sen}(\theta_r), \quad (4.129)$$

onde θ_r é o ângulo de reflexão, que segundo a igualdade estabelecida acima, é igual ao ângulo de incidência.

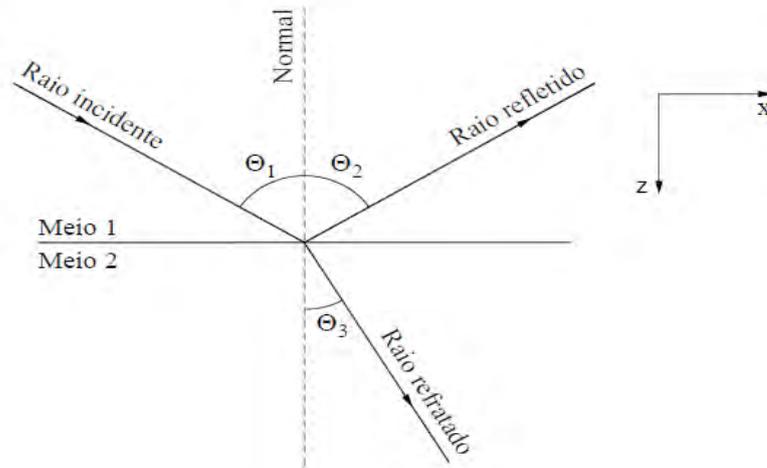


Figura 4.17. Ilustração de incidência de uma onda eletromagnética em uma interface plana, gerando uma onda refletida e uma onda refratada. Modificado de IFSC (2022).

Para meios com baixa perda ($\sigma \rightarrow 0$), o módulo do número de onda complexo será equivalente a constante de propagação: $|k| = \beta$. Utilizando as equações da constante de propagação (4.120) e da velocidade de propagação da onda (4.121), o módulo do número de onda para meios dielétricos pode ser expresso da seguinte maneira (Annan, 2001):

$$|k| = \frac{\omega}{V}. \quad (4.130)$$

Considerando que a frequência angular da onda eletromagnética é constante e substituindo a expressão do módulo do número de onda (4.130) na equação (4.128), obtém-se a expressão da Lei de Snell para a refração em função dos ângulos de incidência e transmissão, bem como, em função das velocidades de propagação da onda eletromagnética nos meios 1 (V_1) e 2 (V_2):

$$\frac{\text{sen}(\theta_i)}{V_1} = \frac{\text{sen}(\theta_t)}{V_2}. \quad (4.131)$$

A expressão da Lei de Snell (4.131) pode ser utilizada para obter uma importante informação referente a transmissão da onda eletromagnética em subsuperfície. A partir dela, é possível estimar o chamado ângulo crítico (θ_c). Se o ângulo de incidência da onda eletromagnética for maior do que o ângulo crítico, não ocorrerá refração da onda, mas reflexão total. Fazendo $\theta_t = 90^\circ$ na expressão (4.131), o ângulo crítico é dado por:

$$\theta_c = \text{arcsen}\left(\frac{V_1}{V_2}\right). \quad (4.132)$$

Como $\text{sen}(\theta_c) \leq 1$, a partir da expressão (4.132), observamos que a refração da onda eletromagnética somente pode ocorrer se a velocidade de propagação no meio 2 for maior do que a velocidade no meio 1. Portanto, considerando a propagação de ondas eletromagnéticas planas, aproximação estabelecida para simplificar as deduções e válida a priori para campos eletromagnéticos distantes da antena GPR transmissora, é necessário que a distribuição da velocidade em função da profundidade seja crescente para haver refração e transmissão do sinal eletromagnético ao longo das interfaces de separação dos meios.

Conforme destacado em Annan e Cosway (1992), uma fonte dipolar sobre a superfície da Terra, como a fonte do sinal GPR, tem frentes de ondas esféricas. Ondas esféricas podem ser descritas como uma superposição de ondas planas, por isso, as informações derivadas a

partir de aproximações para ondas planas são importantes para discussão e interpretação da resposta do método GPR (Annan, 2001; Kirsch, 2006).

Quando uma onda eletromagnética incide sobre uma interface, uma parte da onda é refletida e outra é transmitida. As Equações de Fresnel são utilizadas para avaliar como as amplitudes dos campos elétrico e magnético variam na interface plana que separa meios com propriedades eletromagnéticas contrastantes (Annan, 2001). Como a fonte utilizada no método GPR consiste em um dipolo elétrico, novamente, somente serão apresentadas as Equações de Fresnel, ou seja, os coeficientes de reflexão e transmissão associados ao campo elétrico. Além disso, a solução apresentada considera que o campo elétrico incidente é perpendicular ao plano de incidência, ou seja, compreende ao chamado modo campo elétrico transversal (modo TE, Figura 4.18).

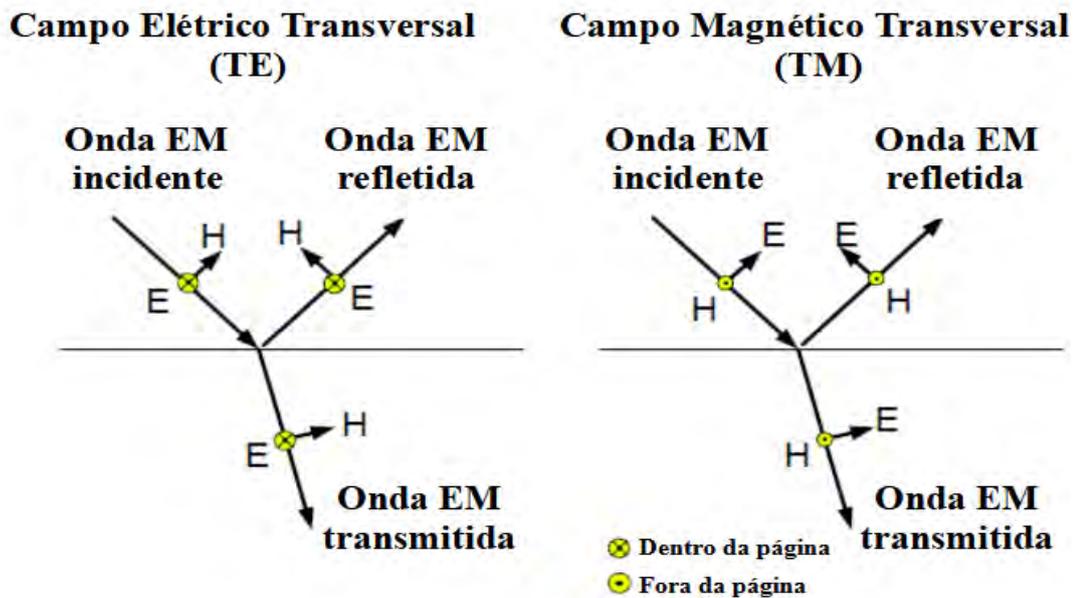


Figura 4.18. Modos de propagação da onda eletromagnética: disposição dos campos elétrico e magnético nos chamados modo Transversal elétrico (TE) e Transversal Magnético (TM). Modificado de Annan (2001).

O coeficiente de reflexão do campo elétrico consiste na razão da amplitude entre o campo elétrico incidente (E_i) e o campo elétrico refletido (E_r). No modo TE, o coeficiente de reflexão (r_{TE}) é dado pela seguinte expressão (Ward e Hohmann, 1987):

$$r_{TE} = \frac{\mathbf{E}_r}{\mathbf{E}_i} = \frac{\mu_2 k_1 \cos \theta_i - \mu_1 k_2 \cos \theta_t}{\mu_2 k_1 \cos \theta_r - \mu_1 k_2 \cos \theta_t}, \quad (4.133)$$

onde μ_1 e μ_2 são, respectivamente, a permeabilidade magnética do meio 1 e do meio 2

Já o coeficiente de transmissão (t_{TE}), que consiste na razão entre a amplitude do campo elétrico incidente (\mathbf{E}_i) e o campo elétrico transmitido (\mathbf{E}_t), é dado por (Ward e Hohmann, 1987):

$$t_{TE} = \frac{\mathbf{E}_t}{\mathbf{E}_i} = \frac{\mu_2 k_1 (\cos \theta_r + \cos \theta_i)}{\mu_2 k_1 \cos \theta_r + \mu_1 k_2 \cos \theta_t}. \quad (4.134)$$

Uma vez que:

$$\cos^2 \theta_t = 1 - \sin^2 \theta_t, \quad (4.135)$$

utilizando essa identidade trigonométrica (4.135) nas equações (4.133) e (4.134), bem como, expressando o ângulo de transmissão em função do ângulo de incidência a partir da Lei de Snell (4.128) e aplicando os resultados da Lei de Snell para reflexão (4.129) para substituir o ângulo de reflexão pelo ângulo de incidência, os coeficientes de reflexão e transmissão podem ser reescritos do seguinte modo:

$$r_{TE} = \frac{\mu_2 k_1 \cos \theta_i - \mu_1 (k_2^2 - k_1^2 \sin^2 \theta_i)^{1/2}}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 (k_2^2 - k_1^2 \sin^2 \theta_i)^{1/2}}. \quad (4.136)$$

$$t_{TE} = \frac{2 \mu_2 k_1 \cos \theta_i}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 (k_2^2 - k_1^2 \sin^2 \theta_i)^{1/2}}. \quad (4.137)$$

Normalmente, em estudos do método GPR, supõe-se que as ondas eletromagnéticas se propagam com incidência normal à superfície (Annan, 1992), desse modo, fazendo $\theta_i = 0$, as equações (4.136) e (4.137) tornam-se:

$$r_{TE} = \frac{\mu_2 k_1 - \mu_1 k_2}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2}. \quad (4.138)$$

$$t_{TE} = \frac{2\mu_2 k_1}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2}. \quad (4.139)$$

Como para a maioria dos materiais vale a aproximação $\mu = \mu_0$, a amplitude do coeficiente de reflexão (4.138) pode ainda ser reescrito do seguinte modo:

$$r_{TE} = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2}, \quad (4.140)$$

como $k^2 = \mu_0 \varepsilon \omega^2 - i \mu_0 \sigma \omega = -i \omega \mu_0 (\sigma + i \omega \varepsilon)$, temos:

$$r_{TE} = \frac{\sqrt{\sigma_1 + i \omega \varepsilon_1} - \sqrt{\sigma_2 + i \omega \varepsilon_2}}{\sqrt{\sigma_1 + i \omega \varepsilon_1} + \sqrt{\sigma_2 + i \omega \varepsilon_2}}. \quad (4.141)$$

A partir dessa equação (4.141), é possível notar que a amplitude do coeficiente de reflexão da onda eletromagnética, princípio da aplicação do método GPR, é função essencialmente das propriedades elétricas dos meios (condutividade elétrica e permissividade dielétrica) e da frequência da antena GPR. Para altas frequências ($\omega \rightarrow \infty$), quando as correntes de condução podem ser consideradas desprezíveis (materiais dielétricos, $\sigma \rightarrow 0$), o coeficiente de reflexão pode ser reduzido a seguinte expressão:

$$r_{TE} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}. \quad (4.142)$$

Conforme destacado por Porsani (1999), a análise do coeficiente de reflexão permite prever a resposta do GPR em diferentes contextos. Quanto mais próximo o valor do coeficiente de reflexão estiver de 1, ou seja, quanto maior o contraste entre as propriedades elétricas dos meios, melhor será a definição do refletor GPR (Tabela 4.2).

De:	Para:	Coefficiente de Reflexão
Solo Seco ($\epsilon_r = 5$)	Água ($\epsilon_r = 81$)	-0,80
Solo Seco ($\epsilon_r = 5$)	Ar ($\epsilon_r = 1$)	0,38
Solo ($\sigma_o = 15$ mS/m)	Ferro ($\sigma_o = 10^9$ mS/m)	-1,00

Tabela 4.2. Coeficiente de Reflexão teóricos em interfaces refletoras que separam materiais comuns em contextos geológicos. Modificado de Porsani (1999).

4.4.4 Técnicas de aquisição de dados GPR

Os levantamentos do método GPR podem ser aéreos, em poços e terrestres (Annan, 1992; Porsani, 1999). As principais técnicas de aquisição de dados GPR utilizadas em levantamentos terrestres serão descritas nesse tópico: 1) perfis de reflexão com afastamento constante, os chamados perfis “common offset” e 2) sondagens de velocidade: CMP e WARR.

Nos perfis *Common offset*, as antenas transmissora e receptora são mantidas a uma distância fixa e movidas ao longo da linha de pesquisa. Segundo Kirsch (2006), a distância mínima entre as antenas (distância entre os centros das antenas) para não haver interferências deve ser de cerca de um comprimento de onda no vácuo para antenas não blindadas e cerca de meio comprimento de onda para antenas blindadas. Os levantamentos normalmente são realizados com as antenas perpendiculares à direção do perfil, ou seja, no chamado modo TE, com o campo elétrico transversal à direção do perfil. Se uma única antena é utilizada como transmissor e receptor, a configuração é denominada monostática e a seção adquirida é de deslocamento zero (“zero offset”) (Porsani, 1999; Kirsch, 2006).

Com a finalidade de estimar a velocidade de propagação da onda eletromagnética em subsuperfície, duas configurações de aquisição são comuns em levantamentos GPR: ponto médio comum (CMP, do inglês *Common Mid Point*) e Reflexão e refração com ângulo amplo (WARR, do inglês *Wide Angle Reflection and Refraction*). Nas medições CMP, as antenas transmissora e receptora são deslocadas em sentidos opostos afastando-se de um ponto médio fixo simultaneamente e gradativamente. Já nas sondagens WARR, o transmissor é mantido em

um ponto fixo, enquanto que, o receptor é gradativamente deslocado para longe do ponto fixo. Os dados das sondagens consistem em um gráfico de distância x (“*offset*”) versus tempo de percurso (t). O tempo de percurso das reflexões (t_r) em subsuperfície são hipérbolas no gráfico x - t (Telford et al., 1990; Kirsch, 2006):

$$t_r^2(x) = \frac{1}{V^2}(x^2 + 4h^2), \quad (4.143)$$

onde x é distância relativa entre as antenas transmissora e receptora, V é a velocidade e h é a profundidade do refletor. Assim, como pode ser observado na equação (4.143), a partir da análise de gráficos $t_r^2(x)$, a velocidade de propagação da onda pode ser estimada a partir da linearização dos dados e ajustes da curva hiperbólica: o coeficiente angular da função é inversamente proporcional ao quadrado da velocidade de propagação da onda.

5. Aquisição e processamento dos dados

A aquisição dos dados geofísicos foi dividida em duas etapas: a primeira ocorreu entre os dias 2 e 5 de fevereiro de 2022, voltada para os métodos de Eletrorresistividade (ER) e Resistividade capacitiva (RC), e a segunda ocorreu entre os dias 26 e 30 de abril do mesmo ano, voltada exclusivamente para aquisição de dados a partir dos métodos Radar de penetração no solo (GPR) e Eletromagnético no domínio do tempo (TDEM). Nessa seção, serão descritas as metodologias de aquisição e processamento dos dados referentes aos quatro métodos geofísicos na seguinte ordem: ER, RC, GPR e TDEM.

5.1 Eletrorresistividade

Aquisição dos dados

Os dados de resistividade foram adquiridos a partir do método de Eletrorresistividade com a utilização do equipamento Syscal Pro, desenvolvido pela *Iris Instrument*. Esse equipamento desempenha tanto a função de transmissor de corrente elétrica quanto de registrador das medidas de resistividade aparente. Cabos de injeção de corrente e de medidas de potencial, além de conectores (“jacarés”), foram utilizados para estabelecer a conexão entre o Syscal Pro e os eletrodos metálicos cravados no solo. Uma solução de sulfato de cobre foi colocada na extremidade final dos eletrodos de corrente e de potencial com a finalidade de reduzir a resistência de contato do solo e assim, otimizar o acoplamento galvânico antes das medidas efetivas de resistividades. O valor máximo de resistência de contato observado durante a aquisição dos dados foi 13 Ω . Predominantemente, foram observados valores de resistência de contato inferior a 5 Ω .

Dados de resistividade foram adquiridos a partir das técnicas de caminhamento elétrico (CE) e sondagem elétrica vertical (SEV). A área estudada foi dividida em sete subáreas que foram denominadas de Linha 1, Linha 2, Linha 3, Linha 4, Linha 5, Área A e Área B (Figura 5.1). Caminhamentos elétricos foram realizados em cinco subáreas: linhas 1, 2, 3, 4 e 5. Duas sondagens elétricas verticais foram adquiridas, uma sondagem na Linha 1 e outra sondagem na Linha 5.

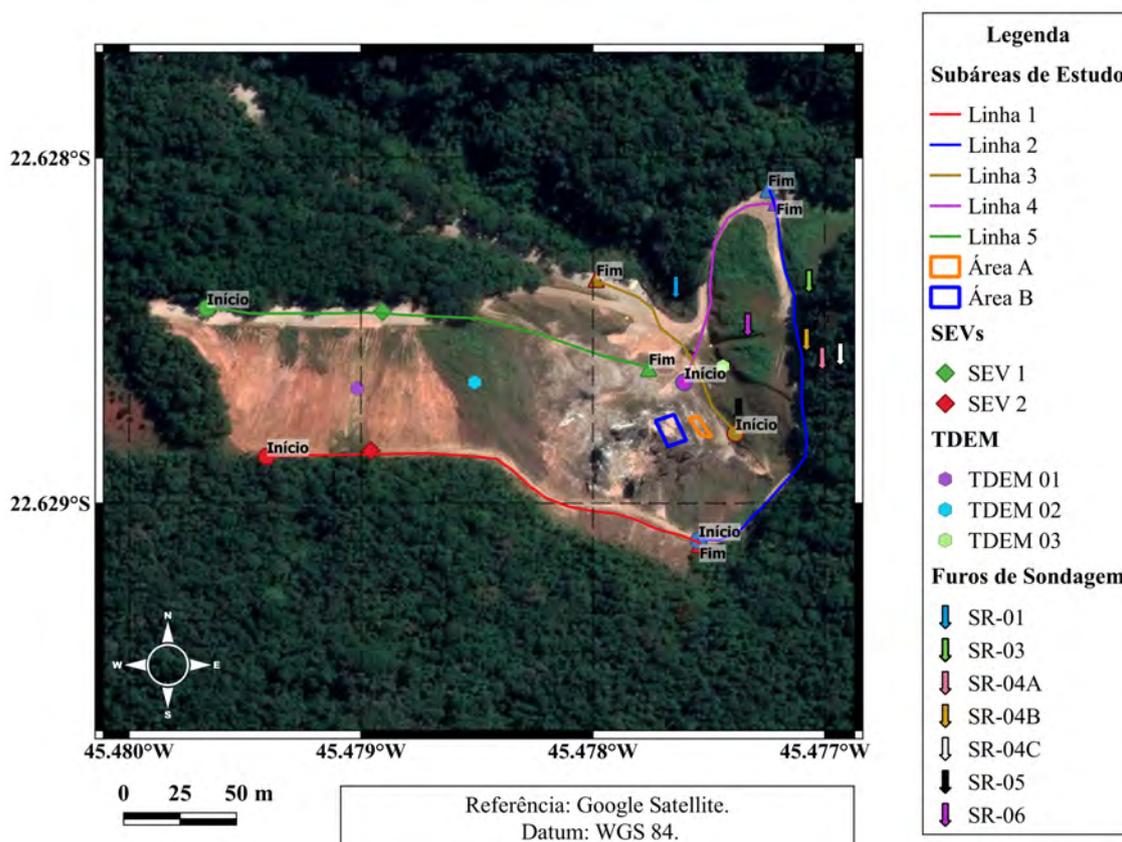


Figura 5.1. Subáreas de aquisição de dados.

O arranjo Dipolo-dipolo foi utilizado nos caminhamentos elétricos. Como já descrito, a área estudada está incluída em uma unidade estrutural complexa (Terreno Embu) que compreende zonas de cisalhamento. O arranjo Dipolo-dipolo foi escolhido porque consiste em um arranjo que apresenta uma boa resolução lateral e portanto, sensibilidade horizontal para investigar ocorrência de falhas/fraturas e variações de litofácies. Vale destacar também que o processo de montar e deslocar o arranjo Dipolo-dipolo durante o caminhamento elétrico é mais fácil quando comparado a outros arranjos.

A Tabela 5.1 apresenta as características associadas à aquisição dos dados a partir dos métodos de Eletrorresistividade e Resistividade capacitiva. As chamadas linhas 1, 2 e 5 têm 200 m de comprimento, enquanto que, as linhas 3 e 4 têm 100 m de comprimento. Nas linhas 1, 2 e 5 foram realizados dois caminhamentos elétricos que diferiram entre si em relação ao espaçamento entre os eletrodos de corrente (eletrodos AB): realizou-se aquisições com

espaçamentos de 10 m e 20 m. Nas linhas com 100 m de comprimento, foram realizados em cada uma das linhas dois caminhamentos elétricos: um com espaçamento de eletrodos AB igual a 5 m e o segundo com espaçamento de eletrodos AB igual a 10 m.

Métodos/ Subáreas	Eletrorresistividade		Resistividade capacitiva
	CE	SEV	
Linha 1	L=200 m 2 caminhamentos elétricos: AB= 10 m e 20 m.	1 sondagem com $AB/2_{\text{máx}}=150$ m	L= 200 m 6 caminhamentos: -Com dipolo Tx e Rx de 5 m: 3 perfis para $L_{\text{corda}}= 2,5; 5$ e 10 m. -Com dipolo Tx e Rx de 10 m: 3 perfis para $L_{\text{corda}}= 2,5; 5$ e 10 m.
Linha 2	L=200 m 2 caminhamentos elétricos: AB= 10 m e 20 m.	0	0
Linha 3	L=100 m 2 caminhamentos elétricos: AB= 5 m e 10 m	0	0
Linha 4	L=100 m 2 caminhamentos elétricos: AB= 5 m e 10 m	0	0
Linha 5	L=200 m 2 caminhamentos elétricos: AB= 10 m e 20 m.	1 sondagem com $AB/2_{\text{máx}}=150$ m	0
Área A	0	0	0
Área B	0	0	0
Total	10	2	6

Tabela 5.1. Características das aquisições com os métodos de Eletrorresistividade e Resistividade capacitiva.

Referente às sondagens elétricas verticais, o arranjo Schlumberger foi utilizado para realização dessas sondagens. Como já mencionado na seção de fundamentos teóricos da Eletrorresistividade, com esse arranjo não há necessidade de deslocar constantemente os

quatro eletrodos: a priori, somente os eletrodos de corrente precisam ser afastados gradativamente em sentidos opostos. Essa característica torna a aquisição mais rápida e menos susceptível ao efeito estático, quando comparado ao arranjo Wenner, no qual todos os eletrodos são constantemente deslocados, por isso, o arranjo Schlumberger foi o escolhido.

Com a finalidade de aumentar a razão sinal/ruído, o processo de “embreagem” foi utilizado durante a aquisição dos dados com o arranjo Schlumberger, ou seja, medidas de resistividade aparente foram realizadas alternando o deslocamento entre os eletrodos de corrente e os eletrodos de potencial. As distâncias $AB/2$ mínima e máxima foram, respectivamente, 1,5 m e 150 m. Já as distâncias mínima e máxima entre os eletrodos de potencial (eletrodos M e N) foram, respectivamente, 0,5 m e 10 m.

Processamento dos dados

A Figura 5.2 apresenta o fluxograma com as etapas do processamento as quais os dados de resistividade aparente adquiridos a partir de caminhamentos elétricos (Figura 5.2a) e sondagens elétricas verticais (Figura 5.2b) foram submetidos.

Os dados de resistividade aparente adquiridos a partir de caminhada elétrica foram exportados do Syscal Pro em arquivos com extensão BIN. Esses dados foram lidos no software Prosys III, versão 1.6.4, desenvolvido pela *Iris Instrument*. No Prosys III, os dados de resistividade foram editados: medidas nas quais houve problemas técnicos durante a aquisição (por exemplo, desligamento acidental do equipamento ou erro na disposição de cabos de conexão) foram excluídas e os dados de topografia foram adicionados.

Outra edição que o Prosys III permite realizar consiste em associar dados de resistividade aparente adquiridos com diferentes espaçamentos de eletrodos de corrente. Essa associação viabiliza realizar uma inversão única e simultânea de dados adquiridos em uma mesma linha a partir de caminhamentos elétricos com distintos parâmetros de aquisição. Com a finalidade de obter modelos de resistividade que combinasse a melhor resolução lateral, associada aos dados de resistividade adquiridos com menores espaçamentos entre os eletrodos de corrente, com maior capacidade de investigação em profundidade, relacionada aos dados

adquiridos com o maior espaçamento entre os eletrodos de corrente, essa ferramenta do Prosys III foi utilizada nessa pesquisa. Nas linhas 1, 2 e 5, foram associados os dados de resistividade aparente adquiridos com espaçamentos de 10 m e 20 m. Nas linhas 3 e 4, foram associados em um único arquivo os dados adquiridos com espaçamentos de eletrodos de corrente de 5 m e 10 m.

Os arquivos exportados do Prosys III têm extensão DAT, adequada para leitura no software de inversão RES2DINV, desenvolvido por *Geotomo Software*, versão 3.4. Nesse software, a inversão dos dados de resistividade aparente adquiridos a partir dos caminhamentos elétricos consiste em um processo iterativo baseado no método dos Mínimos quadrados com suavização. O RES2DINV utiliza um modelo de células retangulares para representar a subsuperfície, as células têm posições fixas, os parâmetros do modelo são os valores de resistividade das células e os dados que norteiam o processo de inversão são os valores de resistividade aparente medidos (Loke, 2004; *Geotomo Software*, 2020). A cada iteração o software busca reduzir a diferença entre o modelo calculado (dados sintéticos) e o modelo observado (valores medidos). A diferença entre os modelos é expressa a partir do Erro médio quadrático (RMS, do inglês *Root mean square*). Em teoria, quanto menor o erro, maior a semelhança entre o modelo geoeletrico resultante da inversão e o modelo geológico verdadeiro. Como modelos com erro médio quadrático baixo podem apresentar discrepâncias significativas em relação ao modelo geológico verdadeiro, outro critério utilizado no RES2DINV para avaliar a qualidade dos modelos obtidos é a convergência do processo de inversão (Loke, 2004). A convergência do processo é avaliada a partir da observação do percentual de alteração no erro médio quadrático a cada iteração. Nessa pesquisa, o percentual de alteração relativa do RMS escolhido como limite foi 5% e o número máximo de iterações foi 10.

A respeito dos dados das sondagens elétricas verticais, conforme resumido na Figura 5.2b, a inversão foi realizada no software IPI2WIN, desenvolvido por *Geoscan-M LTDA*. O processo de inversão realizado por esse software é também baseado na redução do RMS e caracterizada como semiautomática, uma vez que, o usuário precisa determinar apenas o número mínimo de camadas. O deslocamento estático associado à “embreagem” foi corrigido a partir da interpolação dos dados de resistividade aparente medidos. O software fornece ao

usuário cinco opções de curva de interpolação. Na inversão dos dados das duas sondagens realizadas, a curva de interpolação dos dados identificada pelo número 1 no software foi escolhida, uma vez que, fornecia um melhor ajuste para a maioria dos pontos.

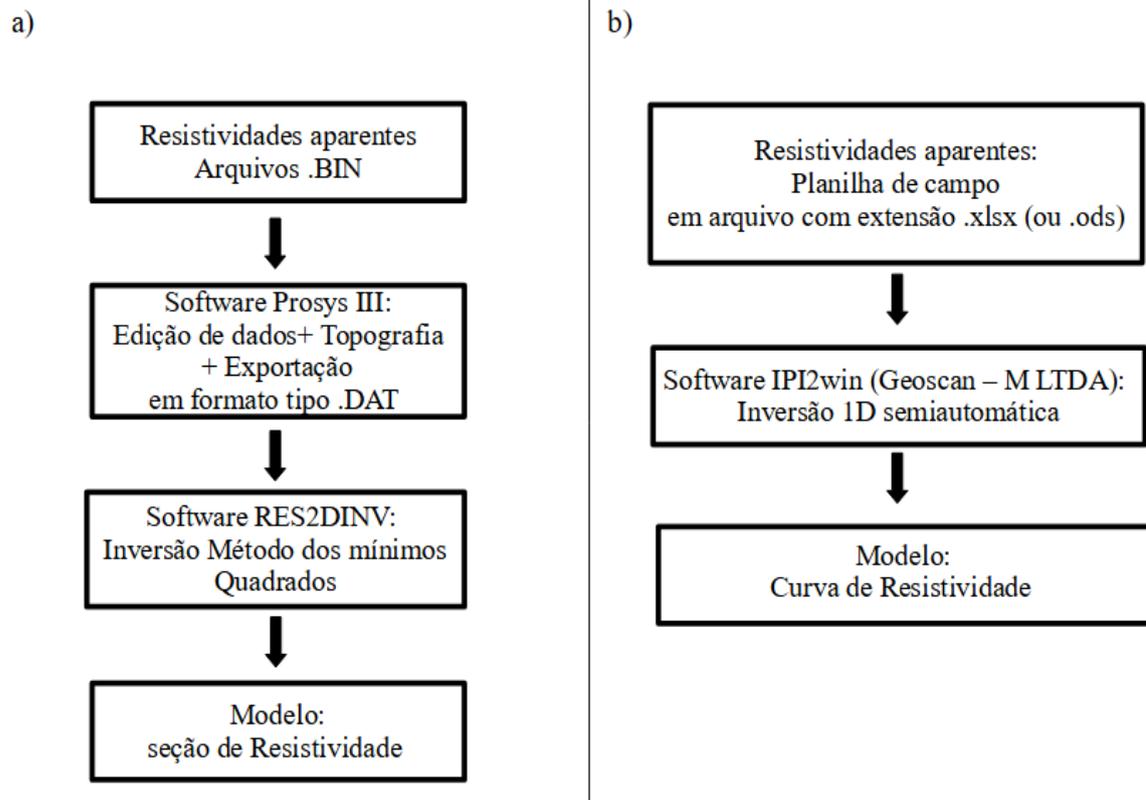


Figura 5.2. Fluxograma de processamento de dados de resistividade oriundos de a) Caminhamento elétrico e b) Sondagem elétrica vertical.

5.2 Resistividade capacitiva

Aquisição dos dados

Os dados de resistividade aparente associados ao método de Resistividade capacitiva foram adquiridos com o uso do equipamento OhmMapper, fabricado pela *Geometrics*. Similar a ilustração apresentada na Figura 4.10, o equipamento utilizado tem um transmissor conectado por uma corda não condutiva e um cabo dipolar a dois receptores, também

associados por cabos dipolares. O arranjo é finalizado por um registrador conectado ao último receptor. Na Figura 5.3, é possível observar o arranjo utilizado na aquisição.

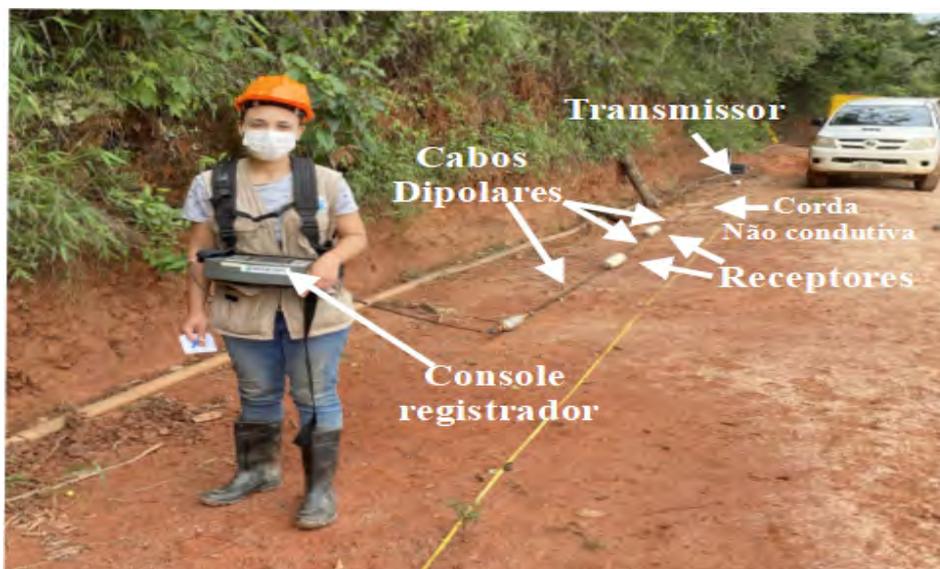


Figura 5.3. Arranjo do OhmMapper utilizado na aquisição de dados.

Conforme descrito na Tabela 5.1, somente na Linha 1 foram realizados caminhamentos com o OhmMapper. Seis caminhamentos foram adquiridos: três aquisições com dipolos transmissor e receptor com 5 m de comprimento e três aquisições com tais dipolos com 10 m de comprimento. O comprimento da corda não condutiva consistiu no parâmetro variável nas três aquisições realizadas com os dois diferentes comprimentos de dipolos. Os seguintes comprimentos de corda foram utilizados nas aquisições: 2,5 m; 5 m e 10 m. Os diferentes parâmetros de aquisição do OhmMapper foram utilizados com a finalidade de associar os dados de resistividade aparente e obter um modelo com a melhor resolução lateral possível, bem como, averiguar a profundidade máxima de investigação viabilizada pelo equipamento de Resistividade capacitiva utilizado.

Processamento dos dados

Os dados de resistividade aparente adquiridos com o OhmMapper são exportados com extensão de arquivo do tipo BIN. A Figura 5.4 apresenta o fluxograma de processamento

desses dados. O arquivo com extensão BIN foi lido no software Magmap, versão 5.04, desenvolvido pela *Geometrics*. Nesse software, os dados de resistividade aparente adquiridos nos seis caminhamentos de Resistividade capacitiva foram associados em um único arquivo, posteriormente, exportado com extensão DAT. A inversão dos dados de resistividade aparente foi realizada no RES2DINV, utilizando os mesmos critérios aplicados aos dados adquiridos a partir do método de Eletroresistividade para avaliação do modelo de resistividade.

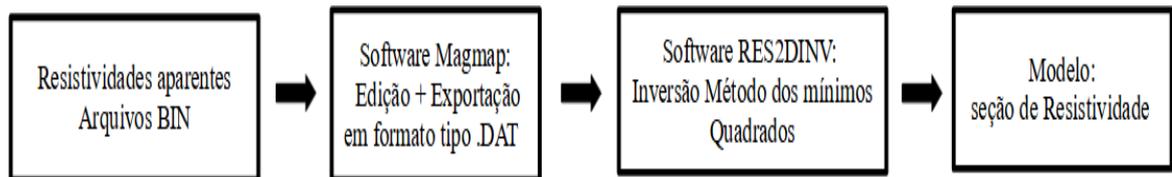


Figura 5.4. Fluxograma de processamento dos dados de resistividade aparente adquiridos com o equipamento de Resistividade capacitiva.

5.3 GPR

Aquisição dos dados

Os dados GPR foram adquiridos com antenas de 40 MHz, 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz. Os módulos de aquisição SIR 3000 e SIR 4000 foram utilizados durante a aquisição. Todos os equipamentos foram desenvolvidos pela empresa Geophysical Survey Systems Inc (GSSI). A antena MLF (do inglês, *Multi Low frequency*) utilizada na frequência de 40 MHz é não blindada, já as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz são blindadas. Os dados GPR foram adquiridos em todas as subáreas. A Tabela 5.2 apresenta um resumo das características dos perfis GPR adquiridos.

Nas linhas 1, 2, 3, 4 e 5, perfis GPR foram adquiridos sobrepostos aos perfis de Eletroresistividade, assim, têm o mesmo sentido e comprimento. Nessas linhas, os dados foram adquiridos com as antenas de 40 MHz e 200 MHz, um perfil com cada antena. Os perfis GPR foram realizados sobrepostos aos perfis de caminhada elétrico com a finalidade de comparar os resultados alcançados a partir dos diferentes métodos geofísicos. A antena de 200 MHz tem menor capacidade de investigação vertical, quando comparado à

antena de 40 MHz, no entanto, tem maior resolução e menor susceptibilidade às interferências aéreas, por isso, também foi utilizada na aquisição de perfis 2D nessas linhas.

Subáreas/Método	GPR
Linha 1	2 perfis: 1 com antena de 40 MHz e 1 com antena de 200 MHz
Linha 2	2 perfis: 1 com antena de 40 MHz e 1 com antena de 200 MHz
Linha 3	2 perfis: 1 com antena de 40 MHz e 1 com antena de 200 MHz
Linha 4	2 perfis: 1 com antena de 40 MHz e 1 com antena de 200 MHz
Linha 5	2 perfis: 1 com antena de 40 MHz e 1 com antena de 200 MHz
Área A	72 perfis: Antena de 200 MHz (6 perfis): 2 // x e 4 // y Antena de 270 MHz (66 perfis): 53 // x e 13 // y
Área B	232 perfis: Antena de 200 MHz (4 perfis): 2 // x e 2 // y Antena de 270 MHz (114 perfis): 53 // x e 61 // y Antena de 350 MHz (114 perfis): 53 // x e 61 // y
Total	314 perfis

Tabela 5.2. Resumo dos perfis GPR adquiridos na área de estudo.

As chamadas subáreas A e B são áreas de bancadas na frente de exploração de mármore nas quais dados GPR foram adquiridos, predominantemente, no modo pseudo 3D. Uma vez que, a finalidade era caracterizar o corpo de mármore que compõe as bancadas da pedreira em função da heterogeneidade da rocha (identificar nos futuros blocos de mármore possíveis variações de litofácies, falhas, fraturas, cavidades, etc), as antenas de maior resolução foram utilizadas: 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz. A Figura 5.5 apresenta uma ilustração do modo de aquisição dos perfis nas duas bancadas da pedreira de mármore.

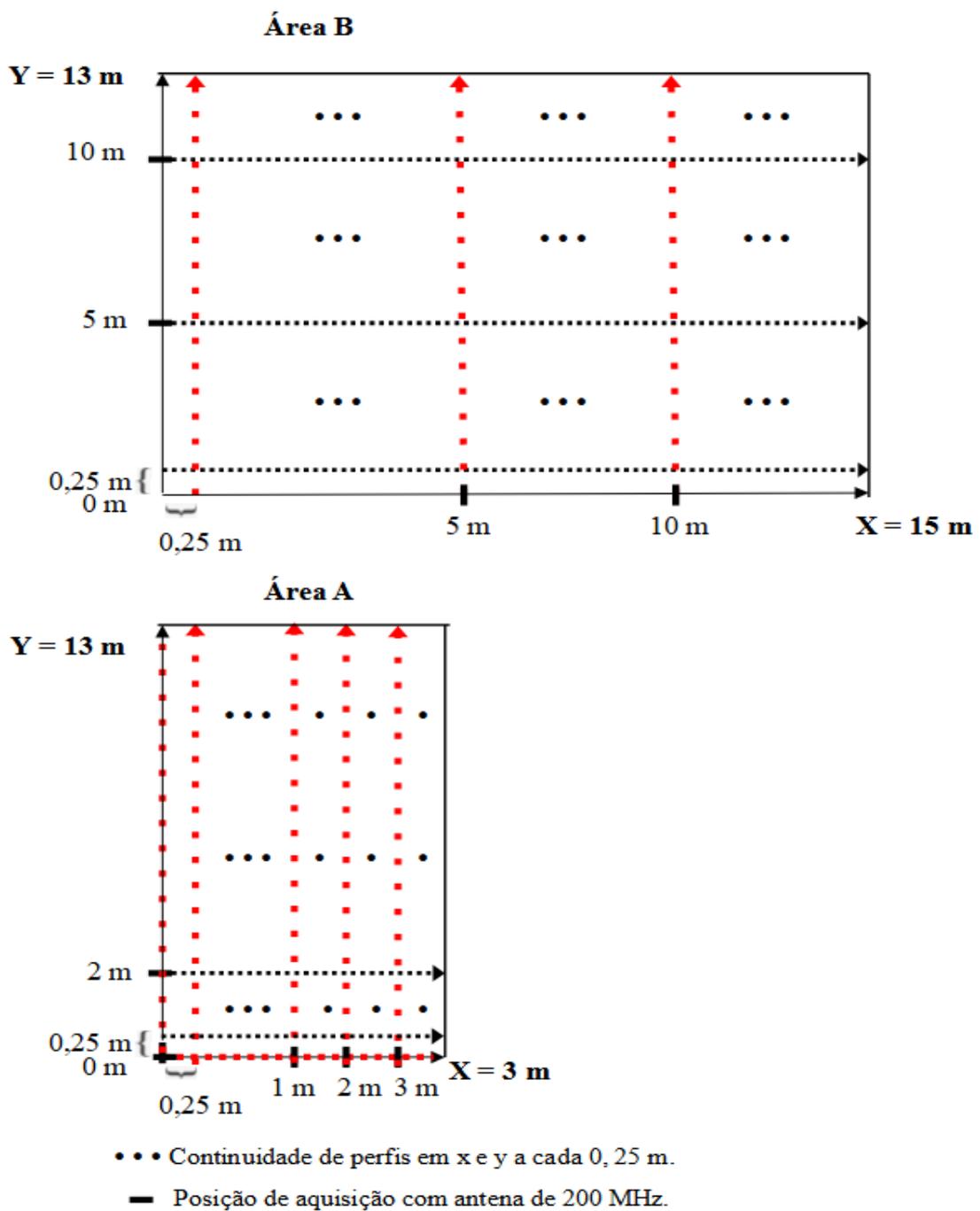


Figura 5.5. Ilustração de modo de aquisição GPR nas áreas A e B.

A chamada Área A corresponde a uma parcela da primeira bancada, vista da base para o topo, da pedreira de mármore e consiste em um retângulo com lados de 13 m e 3 m de comprimento. A área associada à segunda bancada da pedreira foi chamada de Área B e consiste em um retângulo com lados com os seguintes comprimentos: 13 m e 15 m. Voltados

para o processamento 3D, nessas duas bancadas, perfis GPR foram adquiridos nas duas direções horizontais (x e y) e com espaçamento regular de 0,25 m. A antena de 270 MHz foi utilizada nas aquisições no modo pseudo 3D na Área A, enquanto que, na Área B, foram utilizadas as antenas de 270 MHz e 350 MHz nesse modo de aquisição. A antena de 200 MHz foi utilizada nas duas bancadas de mármore somente para aquisição de alguns perfis voltados para análise padrão (2D). Os perfis com a antena de 200 MHz foram realizados sobrepostos a alguns perfis adquiridos com as antenas de 270 MHz e 350 MHz para comparar os resultados adquiridos com as diferentes antenas.

Na Área A, para o processamento 3D dos dados GPR, foram adquiridos com a antena de 270 MHz, com o espaçamento regular de 0,25 m, 66 perfis: 53 perfis na direção x e 13 perfis na direção y. Nessa área, com a antena de 200 MHz, foram adquiridos 6 perfis: 2 na direção x (posições 0 m e 2 m) e 4 na direção y (posições 0 m, 1 m, 2 m e 3 m). Desse modo, na Área A, foram adquiridos 72 perfis GPR. Na Área B, foram adquiridos, tanto com a antena de 270 MHz, quanto com a antena de 350 MHz, 53 perfis na direção x e 61 perfis na direção y, com o espaçamento regular de 0,25 m. Com a antena de 200 MHz, foram adquiridos 4 perfis GPR: 2 na direção x e 2 na direção y (posições 5 m e 10 m). Assim, na totalidade, na Área B, foram adquiridos 232 perfis.

Processamento dos dados

Os perfis GPR foram processados a partir do software RADAN 7, versão 7.6, desenvolvido pela GSSI. A Figura 5.6 apresenta o fluxograma com as etapas de processamento dos perfis GPR.

A primeira etapa do processamento consistiu na correção do chamado tempo-zero: um ajuste na posição vertical de todos os traços do perfil. A correção tempo-zero remove o tempo em nanossegundos que não contém informações úteis e ajusta o tempo zero de cada traço à primeira reflexão na interface ar/solo. O tempo-zero corretamente ajustado é essencial para tornar mais preciso o cálculo de profundidade na etapa de conversão do tempo em profundidade.

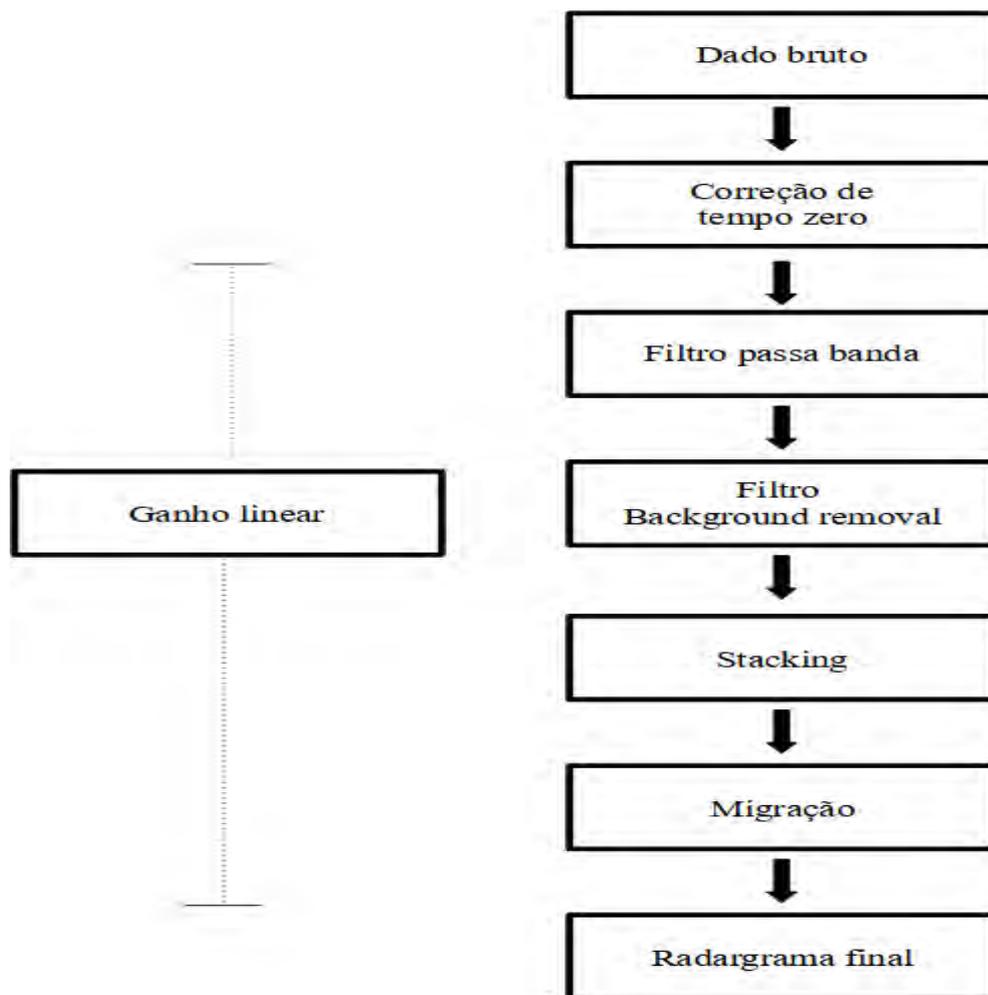


Figura 5.6. Fluxograma de processamento dos dados GPR.

A segunda etapa consistiu na aplicação de filtros de frequência. Os filtros de frequências utilizados correspondem a um filtro do tipo passa banda, uma vez que, aplica-se simultaneamente um filtro passa baixa e um filtro passa alta. Os objetivos da aplicação desses filtros de frequências consistem em remover ruídos de alta e baixa frequência: o filtro passa baixa rejeita as frequências acima de uma faixa na qual dados significativos são observados e o filtro passa alta rejeita as frequências abaixo da referida faixa na qual os dados significativos são observados. A faixa com os denominados dados significativos é função da frequência central da antena: estima-se que tais dados são observados em frequências superiores a $1/4$ da frequência central e abaixo de um valor equivalente a 2 vezes a frequência central (GSSI, 2017).

A terceira etapa consistiu na aplicação de um filtro temporal chamado de Remoção de fundo (em inglês, *Background removal*). Esse filtro é utilizado para remover bandas de ruídos horizontais de baixa frequência, para isso, calcula-se a amplitude média dos traços em uma janela temporal e subtrai essa média de todos os traços (GSSI, 2017). Após o filtro de Remoção de fundo, foi aplicado um filtro horizontal de empilhamento (em inglês, *Stacking*). Esse filtro é um filtro espacial que aplica uma média móvel para empilhar dados e assim, suavizar ruídos pontuais e realçar refletores.

A última etapa do processamento consistiu na aplicação da migração Kirchhoff. A migração tem como objetivo mover os refletores para posições verdadeiras e colapsar hipérbolas associadas às reflexões em corpos de dimensões finitas. Para realizar a migração, faz-se necessário conhecer a velocidade de propagação da onda eletromagnética em subsuperfície. A metodologia do RADAN 7 viabiliza que a velocidade de propagação da onda eletromagnética seja obtida de modo interativo a partir do ajuste de uma curva hiperbólica sintética à hipérbole real observada no radargrama. Os radargramas adquiridos sobre as bancadas de mármore, nos quais foram observadas reflexões hiperbólicas associadas às fraturas, viabilizaram que a velocidade de propagação da onda eletromagnética em subsuperfície e, conseqüentemente, o valor da permissividade dielétrica relativa do mármore investigado fossem estimados ($V = 0,106$ m/ns e $\epsilon_r = 8$). Esse valor de permissividade dielétrica relativa obtido a partir dos radargramas migrados foi utilizado para ajustar a conversão de dados de tempo para profundidade nos radargramas sem reflexões hiperbólicas e também naqueles apresentados sem migrar em virtude do objetivo de destacar a forma das anomalias relacionadas às estruturas investigadas.

Vale destacar que entre as etapas do processamento descritas anteriormente, “ganhos” foram aplicados com a finalidade de aumentar a amplitude de reflexões em função da profundidade e desse modo, compensar efeitos de atenuação e do espalhamento geométrico da onda eletromagnética, que enfraquecem o sinal propagado em subsuperfície. As funções “ganho” aplicadas nos perfis GPR foram lineares e os pontos de ganho foram variáveis, estabelecidos de acordo com critérios visuais.

5.4 TDEM

Aquisição dos dados

As sondagens com o método TDEM foram realizadas em três localidades entre as linhas 1 e 5, como pode ser observado no mapa da Figura 5.1. As sondagens foram chamadas de TDEM 01, TDEM 02 e TDEM 03. Os dados foram adquiridos com o arranjo *Loop* central. O transmissor de corrente TEM57-MK2, uma bobina receptora 3D (bobina que mede as três componentes do campo eletromagnético) e o registrador PROTEM-D, desenvolvidos pela *Geonics Limited*, foram utilizados nas aquisições (Figura 5.7). O *loop* transmissor da corrente elétrica consistiu em um fio de cobre, disposto no solo na forma de um quadrado. Os lados do quadrado em cada uma das aquisições foram distintos. Os comprimentos de lados escolhidos para os *loops* transmissores em cada sondagem correspondem as aberturas máximas possíveis em cada localidade da área estudada. Os *loops* das sondagens TDEM01, TDEM 02 e TDEM 03 tiveram lados com os seguintes comprimentos: 70 m, 60 m e 55 m, respectivamente.

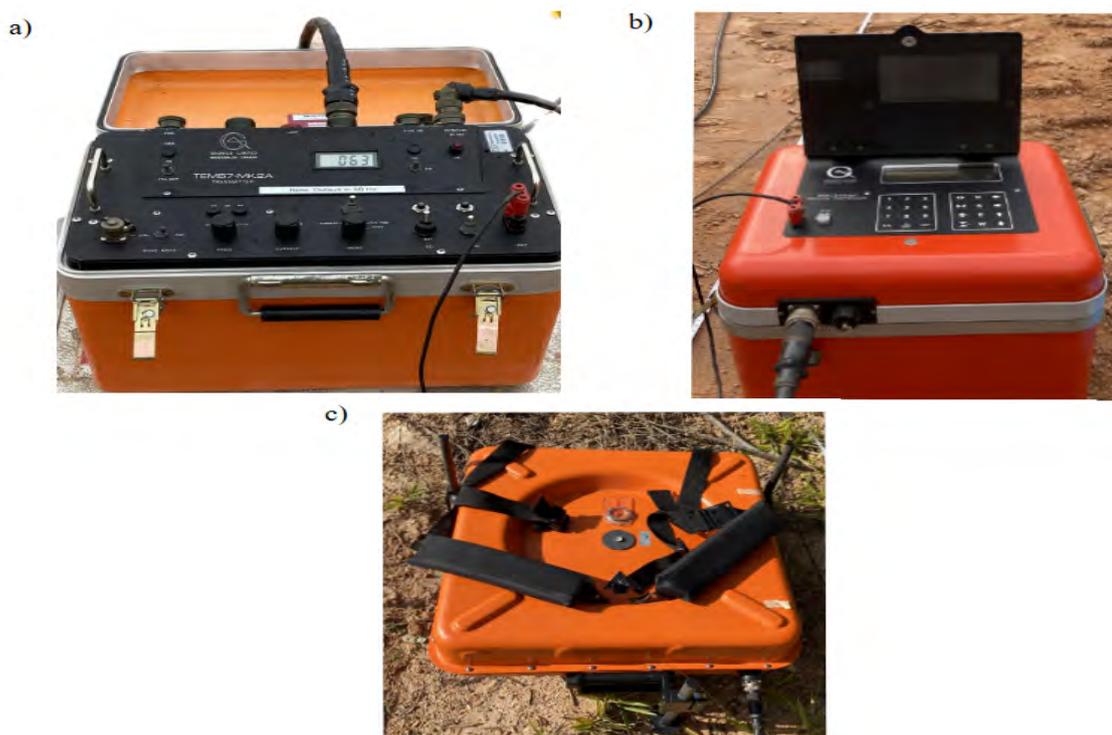


Figura 5.7. Equipamentos utilizados na aquisição de dados de resistividade a partir do TDEM: a) transmissor de corrente TEM57-MK2, b) registrador PROTEM-D e c) bobina receptora 3D.

O transmissor TEM57-MK2 possibilita a aquisição de dados em três frequências: 30 Hz, 7,5 Hz e 3 Hz. Com a finalidade de melhorar a razão sinal/ruído, as medidas são repetidas três vezes em um dado intervalo de tempo, de modo que, há três curvas associadas a cada frequência. As curvas das três frequências são empilhadas e a análise do espalhamento das medidas é utilizado como critério para averiguar a qualidade dos dados. Nas sondagens realizadas, os dados foram adquiridos nas três frequências de operação do transmissor.

Processamento dos dados

A análise e inversão dos dados de resistividade aparente adquiridos a partir do método TDEM foi realizada com a utilização do software comercial IX1D, versão 3.60, desenvolvido pela *Interpex Ltd.*

As curvas de resistividade aparente e, principalmente, o decaimento da variação temporal da componente vertical do campo magnético foram analisadas com a finalidade de identificar pontos espúrios, associados às instabilidades relacionadas ao registro de dados com sinal eletromagnético enfraquecido ou a ruídos externos. Nas três sondagens realizadas, as curvas dos dados adquiridos com as frequências de 7,5 Hz e 3 Hz, associadas aos maiores níveis de investigação, apresentaram muitos pontos e/ou tendências discrepantes, por isso, na inversão optou-se por utilizar preferencialmente os dados associados à frequência de 30 Hz (Figura 5.8). Tubulações desativadas e mantidas em subsuperfície, próximo à frente de lavra, possivelmente, consistiram nas principais fontes de ruídos observados nos dados adquiridos.

Os modelos geoeletricos foram gerados a partir dos três modos de inversão disponíveis no software IX1D: modelos de camadas suaves (ou inversão de Occam), poucas camadas e camadas equivalentes. O critério de avaliação dos modelos consiste no Erro quadrático médio (RMS).

A inversão de Occam no software IX1D é um processo iterativo e interativo, no qual ao usuário são solicitados os seguintes parâmetros iniciais de inversão: número de camadas, resistividade elétrica da primeira camada e profundidades mínima e máxima do modelo. Nos modelos iniciais das inversões realizadas, o número máximo de camadas proposto foi 40, as

profundidades mínima e máxima foram, respectivamente, 1 e 1000 m e a resistividade da primeira camada variou entre 40 Ω .m e 100 Ω .m. O modelo de camadas suaves apresenta muitas camadas porque, no processo de inversão, como a nomenclatura indica, busca-se ajustar os dados observados a um modelo (sintético) no qual há transições suaves entre as resistividades. As dezenas de camadas que compõe o modelo de camadas suaves não são adequadas para descrever a geologia local. Assim, os principais contrastes de resistividade observados no modelo de camadas suaves foram utilizados para orientar o desenvolvimento de um modelo com poucas camadas, mais verossímil, considerando a baixa resolução do método TDEM.

A análise de equivalência é uma ferramenta do IX1D que viabiliza investigar a ambiguidade associada ao modelo de poucas camadas ajustado. Os modelos de camadas equivalentes consistem em opções de modelos com o número de camadas igual ao modelo de poucas camadas que igualmente fornecem bons ajustes aos dados observados. A análise da coesão das curvas dos modelos equivalentes permite realizar inferências sobre a qualidade do modelo de poucas camadas: quanto menor for a variação dos valores de resistividade e da espessura das camadas dos modelos equivalentes em relação ao modelo de poucas camadas ajustado, maior é a probabilidade desse modelo geoeletrico ajustado ser bastante representativo da variação vertical da resistividade em subsuperfície.

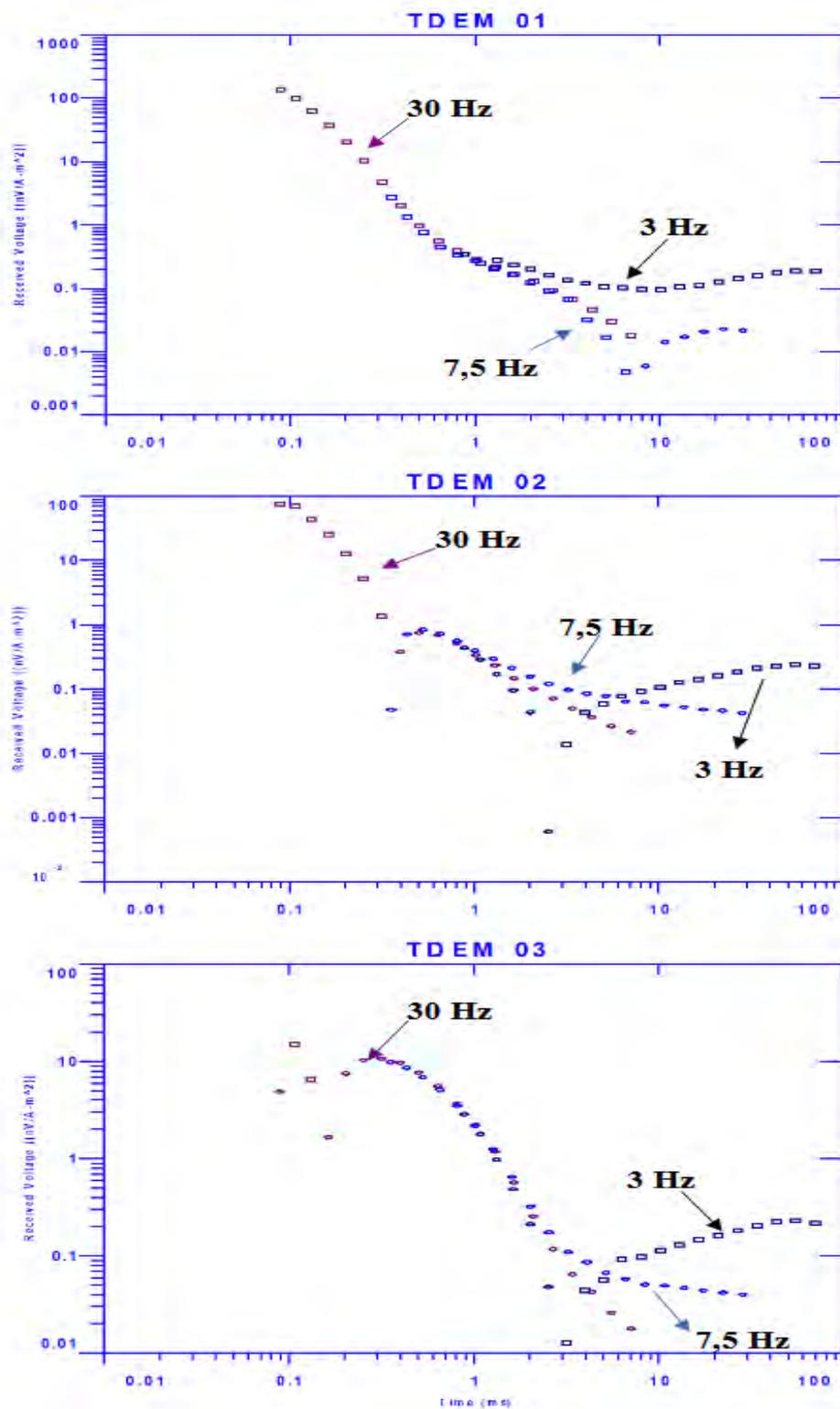


Figura 5.8. Curvas de Voltagens registradas com as três frequências de operação do transmissor TEM57-MK2 nas três sondagens TDEM realizadas.

6. Resultados e Discussão

Essa seção de resultados será dividida em duas partes. A primeira parte será voltada para caracterização da área de estudo a partir dos dados geofísicos. Enquanto que, na segunda parte, será apresentado o modelo geológico 3D desenvolvido a partir da integração entre os dados geofísicos e as informações geológicas disponíveis, bem como, um modelo de cava final ótima para exploração do mármore.

6.1 Caracterização geofísica da área de estudo

Como as subáreas de aquisição podem ser associadas em função das metodologias geofísicas, e conseqüentemente, em função dos objetivos específicos associados à aplicação dos métodos, essa primeira parte da seção de resultados, por sua vez, também foi dividida em duas partes. A primeira parte compreenderá as subáreas identificadas com o prefixo de linha (denominadas de linhas 1 a 5), nas quais foram utilizados os métodos de resistividade, GPR, bem como, as sondagens TDEM. Já a segunda parte compreende os resultados associados às subáreas que correspondem às bancadas de exploração de mármore da pedreira (denominadas de áreas A e B), nas quais somente as antenas GPR de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz foram utilizadas com a finalidade de investigar as heterogeneidades estruturais nos blocos de mármore.

6.1.1 Mapeamento do mármore ornamental

Linha 1

A Linha 1 compreende o segmento de uma estrada de acesso localizada no entorno da pedreira onde a exploração do mármore está em atividade. Abaixo dessa estrada, era possível observar o afloramento de blocos de mármore (Figura 6.1). Desse modo, as aquisições geofísicas sobre essa linha permitiram estabelecer conexão entre os contrastes de propriedades elétricas observados nos dados geofísicos e a ocorrência de mármore.

Como já descrito na seção anterior, na Linha 1, foram adquiridos dados a partir dos métodos de Eletroresistividade (caminhamento elétrico e sondagem elétrica vertical), Resistividade capacitiva e GPR.



Figura 6.1. Ilustração da posição da Linha 1 relativa à localização da pedreira em atividade.

A Figura 6.2 apresenta os modelos resultantes da inversão dos dados de resistividades adquiridos a partir de caminhamentos elétricos realizados com os métodos de Eletroresistividade (Figura 6.2a) e Resistividade capacitiva (Figura 6.2b). O modelo de resistividade associado ao método de Eletroresistividade apresentado nessa figura corresponde aos dados adquiridos com espaçamento de eletrodos AB igual a 10 m. Enquanto que, o modelo cujos dados de resistividade foram adquiridos a partir do equipamento de Resistividade capacitiva é resultante da inversão simultânea dos seis perfis de resistividade adquiridos nessa linha (ou seja, dos três perfis com dipolos transmissor e receptor com 5 m de comprimento e dos outros três perfis com dipolos transmissor e receptor com 10 m de comprimento). Os dois modelos foram obtidos após a quinta iteração no software RES2DINV.

O erro quadrático médio (RMS) do modelo associado ao método de Eletrorresistividade foi de 8,5%, já o erro do modelo referente ao método de Resistividade capacitiva foi de 12,5%.

Os modelos de resistividades apresentados na Figura 6.2 demonstram a eficiência dos dois métodos de resistividade em caracterizar a distribuição dos materiais geológicos em subsuperfície. Comparando os dois modelos geoeletricos, nota-se uma excelente correspondência entre as estruturas mais superficiais: identifica-se um horizonte de alta resistividade, associada à ocorrência de mármore, bem como, uma zona de fratura. Vale destacar que a origem do perfil de Resistividade capacitiva corresponde a posição de aproximadamente 20 m no perfil de caminhamento elétrico com o método de Eletrorresistividade. Por isso, conforme indicado na figura, estruturas observadas em uma dada posição no modelo de Resistividade capacitiva são observadas no modelo de Eletrorresistividade em uma posição deslocada cerca de 20 m.

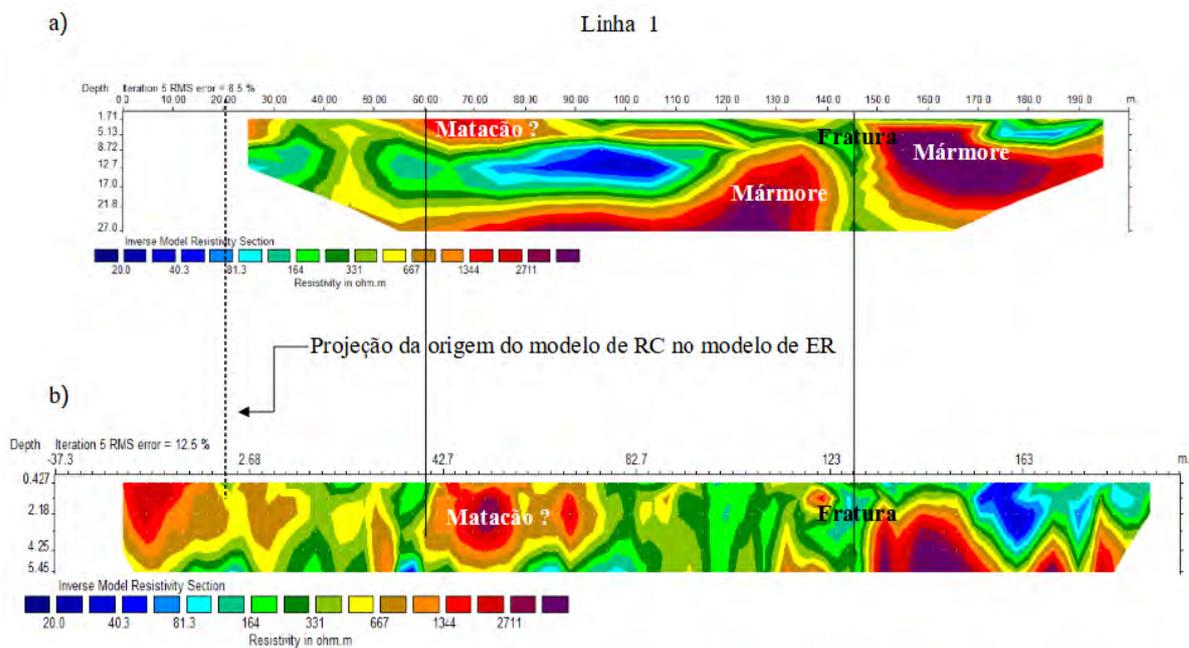


Figura 6.2. Comparação entre os modelos de resistividade da Linha 1: a) modelo de resistividade obtido com o método de Eletrorresistividade a partir de caminhamento elétrico realizado com espaçamento AB de 10 m; b) modelo de resistividade obtido com o método de Resistividade capacitiva a partir da inversão simultânea de seis perfis com diferentes comprimentos de dipolos transmissores e receptores.

As aquisições associadas ao método de Resistividade capacitiva foram incluídas nessa pesquisa com a finalidade de i) contribuir para a divulgação da existência desse método geofísico e ii) avaliar a aplicabilidade do método em estudos voltados para exploração mineral, nesse caso, especificamente, exploração de mármore ornamental. Os resultados apresentados na Figura 6.2 demonstram que a Resistividade capacitiva, assim como o método de Eletroresistividade, consiste em uma metodologia capaz de fornecer informações fidedignas das estruturas geológicas em subsuperfície. Contudo, como também pode ser observado, o modelo de caminhamento elétrico associado ao método de Eletroresistividade, com distância entre os eletrodos de corrente de 10 m, atingiu uma profundidade em torno de 28 m. Enquanto que, o modelo resultante da inversão simultânea de dados de resistividade adquiridos a partir da utilização das combinações de comprimentos de dipolos e corda não condutiva possíveis no arranjo do equipamento OhmMapper apresenta uma profundidade máxima de investigação inferior a 6 m.

A limitada profundidade de investigação do método de Resistividade capacitiva evidencia que a Eletroresistividade é o método de resistividade mais adequado para auxiliar na caracterização do depósito de mármore. Apesar de consistir no método de resistividade cujo processo de aquisição é mais simples e mais rápido, a utilização do método de Resistividade Capacitiva é recomendada somente em contextos nos quais o método de Eletroresistividade não pode ser utilizado (por exemplo, meios com superfícies rígidas ou altamente resistivas) e nos quais o alvo da investigação encontra-se limitado às camadas mais superficiais.

A Figura 6.3 apresenta o modelo resultante da inversão simultânea dos dados de resistividade adquiridos a partir de caminhamentos elétricos realizados com eletrodos de corrente com espaçamentos de 10 m e 20 m. Esse modelo foi obtido após a sétima iteração no software RES2DINV, contém dados de topografia e apresenta erro quadrático médio de 8,8%. Nota-se que, os contrastes de resistividades observados na Figura 6.2a são similares aqueles observados na Figura 6.3, contudo, a inversão com a adição dos dados de resistividade adquiridos com o espaçamento de eletrodos AB igual a 20 m permitiu a obtenção de um modelo com informações sobre a distribuição de resistividade até aproximadamente 55 m de profundidade.

O registro de campo que acompanha o modelo de resistividade na Figura 6.3 evidencia a eficiência do método de Eletrorresistividade em localizar corpos de mármore e zonas de fraturas. A partir da associação entre essa fotografia tirada na base da pedreira e o modelo resultante da inversão, nota-se que a zona de fraturas observada em campo está bem marcada no modelo e que a ocorrência de mármore está relacionada aos valores mais elevados de resistividade observados no modelo.

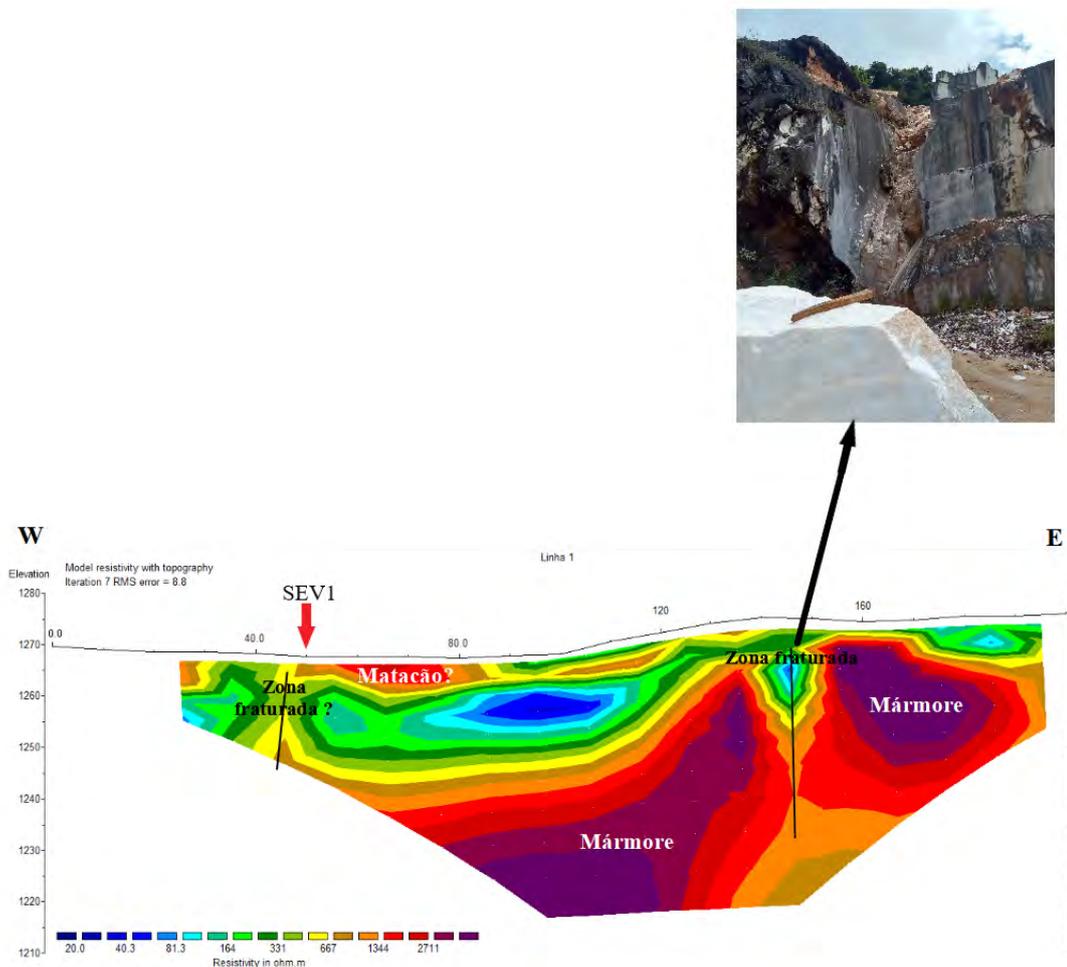


Figura 6.3. Modelo de resistividade da Linha 1 resultante da inversão simultânea de dados de resistividade que foram adquiridos a partir dos caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente iguais a 10 m e 20 m.

A fratura observada no registro de campo separa dois blocos de mármore parcialmente aflorantes na frente de lavra da pedreira. Com base nas informações oriundas do modelo na Figura 6.3, pode-se afirmar que os blocos de mármore aflorantes se estendem em profundidade até aproximadamente 55 m. Além disso, observa-se que o corpo de mármore que aflora parcialmente do lado esquerdo da fratura (sentido oeste no perfil) apresenta continuidade lateral e está majoritariamente localizado abaixo de um manto de intemperismo com espessura variável entre 5 m e 20 m.

Conforme indicado na Figura 6.3, na Linha 1, a sondagem elétrica vertical (SEV) foi realizada em torno da posição de 50 m. A sondagem elétrica realizada foi chamada de SEV1 e a curva resultante da inversão é apresentada na Figura 6.4. Como pode ser observado nessa figura, com base nos dados geofísicos e nas informações geológicas disponíveis, infere-se que no ponto investigado há uma camada de solo com espessura em torno de 0,5 m, seguida por um segundo horizonte com elevada resistividade (em torno de 3500 Ohm.m). A alta resistividade, associada à espessura de dezenas de centímetros desse segundo horizonte, sugere a ocorrência de um matacão de natureza cristalina. Após esse horizonte muito resistivo, o modelo invertido propõe dois horizontes de resistividade inferiores (391 Ohm.m e 151 Ohm.m, respectivamente). Considerando as informações oriundas dos furos de sondagem, é razoável supor que esses dois horizontes podem consistir em uma única camada de rocha (gnaisse, provavelmente) com diferentes texturas e/ou níveis de fraturamento. O quinto horizonte do modelo apresenta espessura de aproximadamente 17 m e estende-se até uma profundidade em torno de 35 m. Tal horizonte destaca-se pela acentuada resistividade (4671 Ohm.m) e assim, possivelmente, estaria associado à ocorrência de mármore. O último horizonte do modelo apresenta uma resistividade muito baixa (10 Ohm.m). A alta condutividade desse último horizonte que compõe o modelo 1D de resistividade sugere uma zona de fratura e/ou saturação em água. A Figura 6.5 apresenta a interpretação do modelo geoeletrico resultante da inversão dos dados da SEV1.

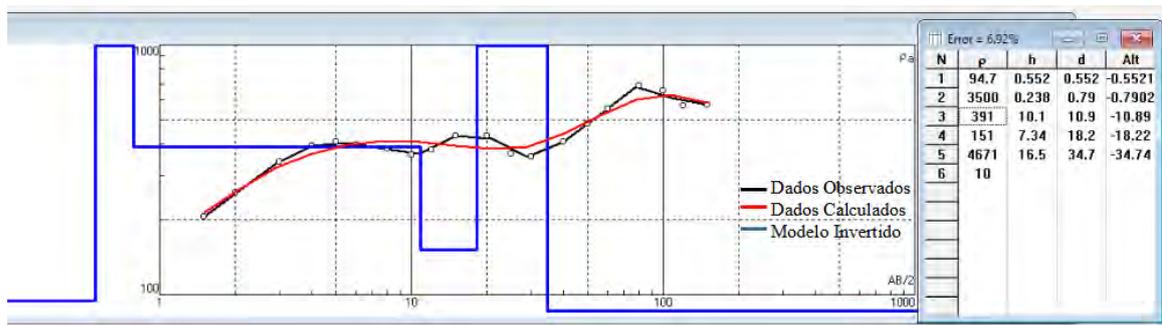


Figura 6.4. Modelo geolétrico da SEV1.

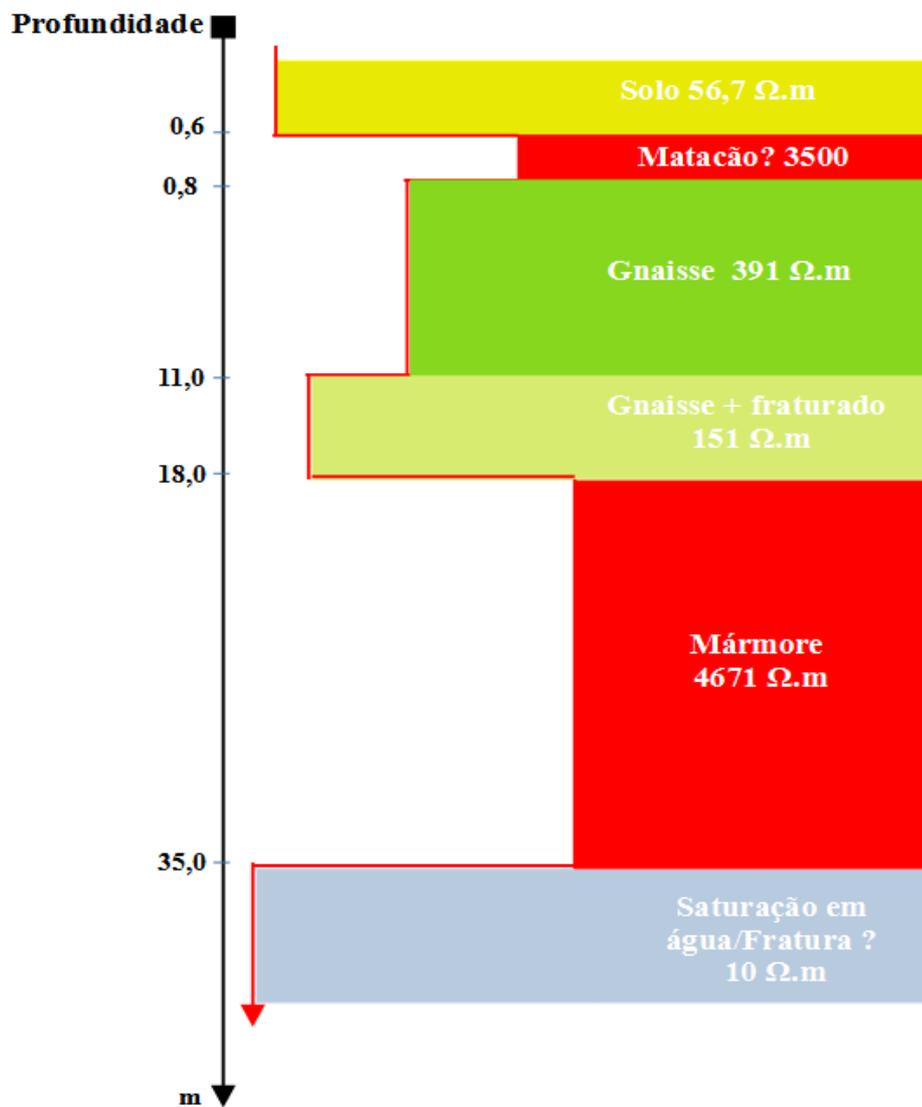


Figura 6.5. Interpretação do modelo de resistividade da SEV1.

Ao associar o modelo geolétrico 1D da SEV1 (Figura 6.5) ao modelo de resistividade 2D da Figura 6.3, nota-se que, em torno da posição de 50 m, na qual a SEV foi realizada, os contrastes de resistividade observados em ambos os modelos são coerentes e assim, reforçam as interpretações geológicas propostas. Além disso, os dados oriundos da SEV1 contribuíram também para complementar a caracterização da Linha 1, uma vez que, o modelo de resistividade oriundo do caminhamento elétrico, nas proximidades do ponto no qual a SEV foi realizada, não fornece informações sobre a distribuição da resistividade além de 25 m e, como mencionado anteriormente, o modelo geolétrico da SEV1 indica a ocorrência de um horizonte condutivo, possivelmente associado a fraturas preenchidas com água, na posição de 50 m da Linha 1, em aproximadamente 35 m de profundidade.

Referente aos dados GPR, os perfis adquiridos na Linha 1 com as antenas de 40 MHz e 200 MHz estão apresentados na Figura 6.6. Os perfis apresentados foram submetidos as etapas de processamento descritas no fluxograma da Figura 5.6, com exceção a migração. A última etapa do processamento desses perfis consistiu na conversão dos dados de tempo para profundidade. Nota-se que, em ambos os perfis, não é possível identificar contrastes que viabilizassem a identificação das estruturas em subsuperfície que foram identificadas a partir dos métodos de resistividade elétrica. Os dados GPRs brutos referentes a essa linha são bastantes ruidosos e essa característica provavelmente contribuiu significativamente para que em tais perfis, mesmo após o processamento, nenhum contraste pudesse ser observado. A acentuada irregularidade do solo, bem como, a presença no solo de muitos fragmentos de rochas, provavelmente, foram fatores que contribuíram para os dados GPR registrados nessa subárea serem bastante ruidosos.

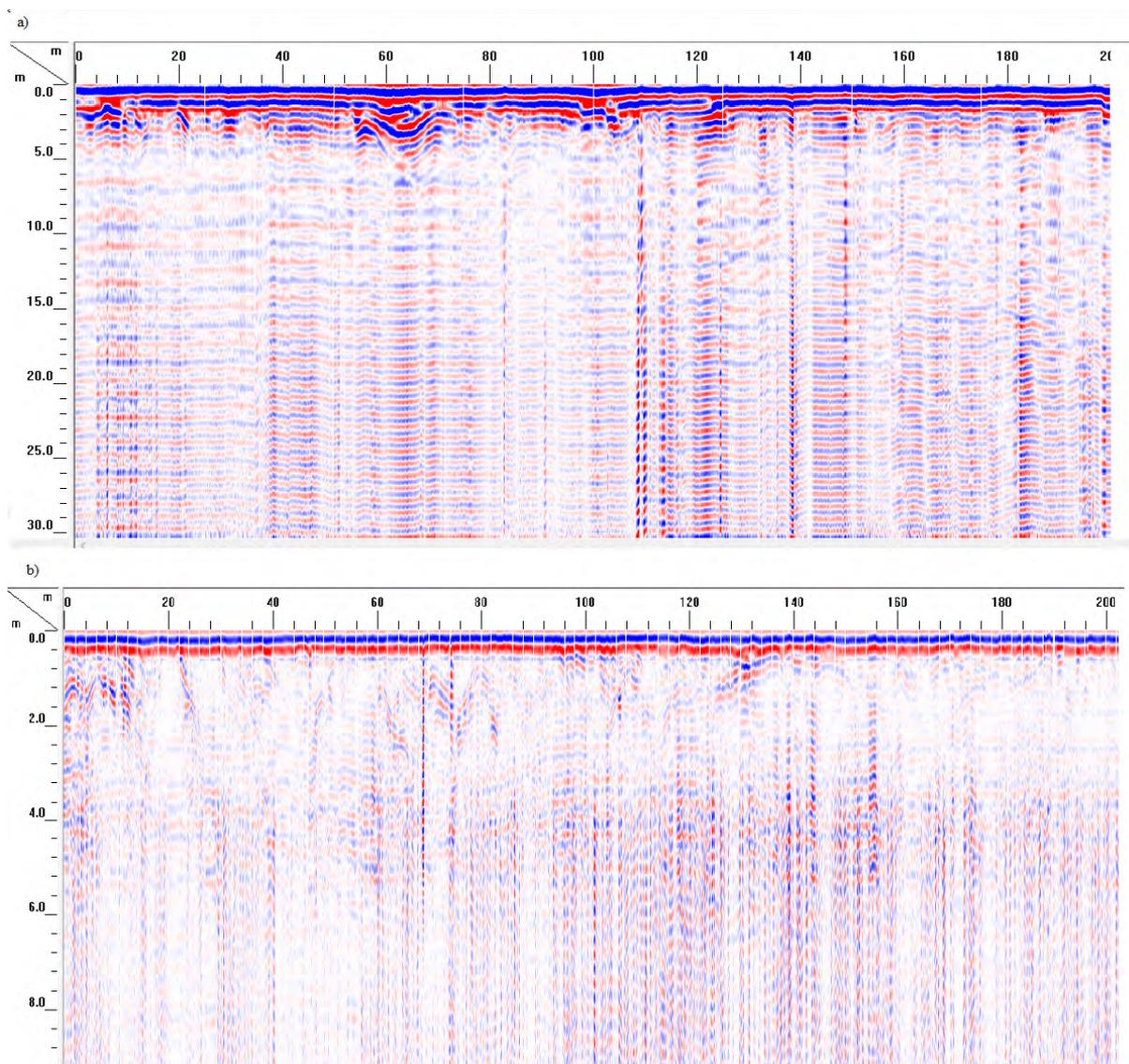


Figura 6.6. Perfis GPR sobre a Linha 1: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.

Linha 2

A Linha 2 tem direção Sul-Norte, de modo que, é aproximadamente perpendicular a Linha 1 (ver mapa da Figura 5.1). Nessa linha, foram adquiridos dados de resistividade a partir de caminhamentos elétricos (Eletrorresistividade) e perfis GPR com as antenas de 40 MHz e 200 MHz.

A Figura 6.7 apresenta o modelo de resistividade, com dados de topografia, resultante da inversão simultânea dos dados de caminhamentos elétricos adquiridos com espaçamento de eletrodos de corrente iguais a 10 m e 20 m. O modelo de resistividade apresentado foi obtido após a quinta iteração no software RES2DINV e apresenta erro quadrático médio de 19,8%. Nessa figura, como pode ser observado, há a indicação da localização de três furos de sondagens próximos à Linha 2, bem como, as tabelas com informações litológicas desses furos de sondagens.

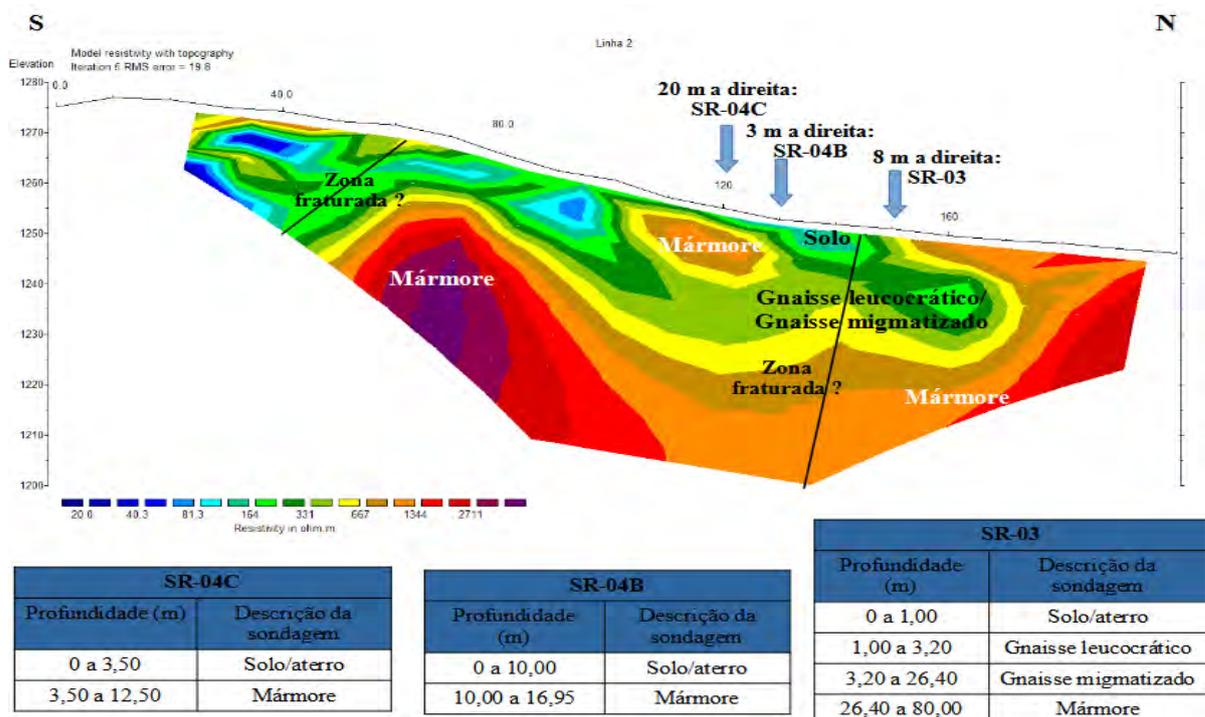


Figura 6.7. Modelo de resistividade da Linha 2, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente iguais a 10 m e 20 m. Na tabela, informações dos furos de sondagem localizados próximos à linha.

Apesar de o erro quadrático médio associado ao modelo de resistividade na Figura 6.7 ser considerado elevado (superior a 10%), nota-se que, os principais contrastes de resistividades observados no modelo apresentam excelente correspondência com as informações litológicas dos furos de sondagem. Apesar dos furos de sondagem não serem tangentes a linha de aquisição, pode-se notar que, nas três posições da linha, aproximadamente, paralelas aos furos de sondagem (posições de 120 m, 130 m e 150 m), as

profundidades nas quais os contrastes de resistividades sugerem transição para o horizonte geoeletrico mais resistivo estão coincidindo com as profundidades nas quais os furos de sondagem indicam a transição do gnaisse para o mármore.

Como os afloramentos de mármore na pedreira sob a Linha 1, os dados dos furos de sondagem próximos a Linha 2 corroboraram a correspondência entre os horizontes mais resistivos (resistividades maiores do que $1344 \Omega \cdot m$) e a ocorrência de mármore. O modelo de resistividade dessa linha, conforme indicado na figura, também permitiu inferir a ocorrência de possíveis zonas de fraturas, bem como, sugestão de posições nas quais provavelmente os corpos de mármore em subsuperfície são mais homogêneos, por exemplo, próximo as posições de 70 m e 200 m, regiões nas quais as maiores resistividades são observadas no modelo resultante da inversão.

A Figura 6.8 apresenta os perfis GPR associados à Linha 2. Como os radargramas referentes à Linha 1, a última etapa do processamento desses radargramas consistiu na conversão dos dados de tempo para profundidade, ou seja, não houve migração. Desse modo, pode-se observar que nos dois radargramas predominam zonas com a ausência de reflexões. Contudo, a partir da posição de 160 m, tanto no perfil de 40 MHz (Figura 6.8.a), quanto no perfil de 200 MHz (Figura 6.8.b), nota-se uma nítida zona de reflexão caótica que se estende até aproximadamente 15 m de profundidade.

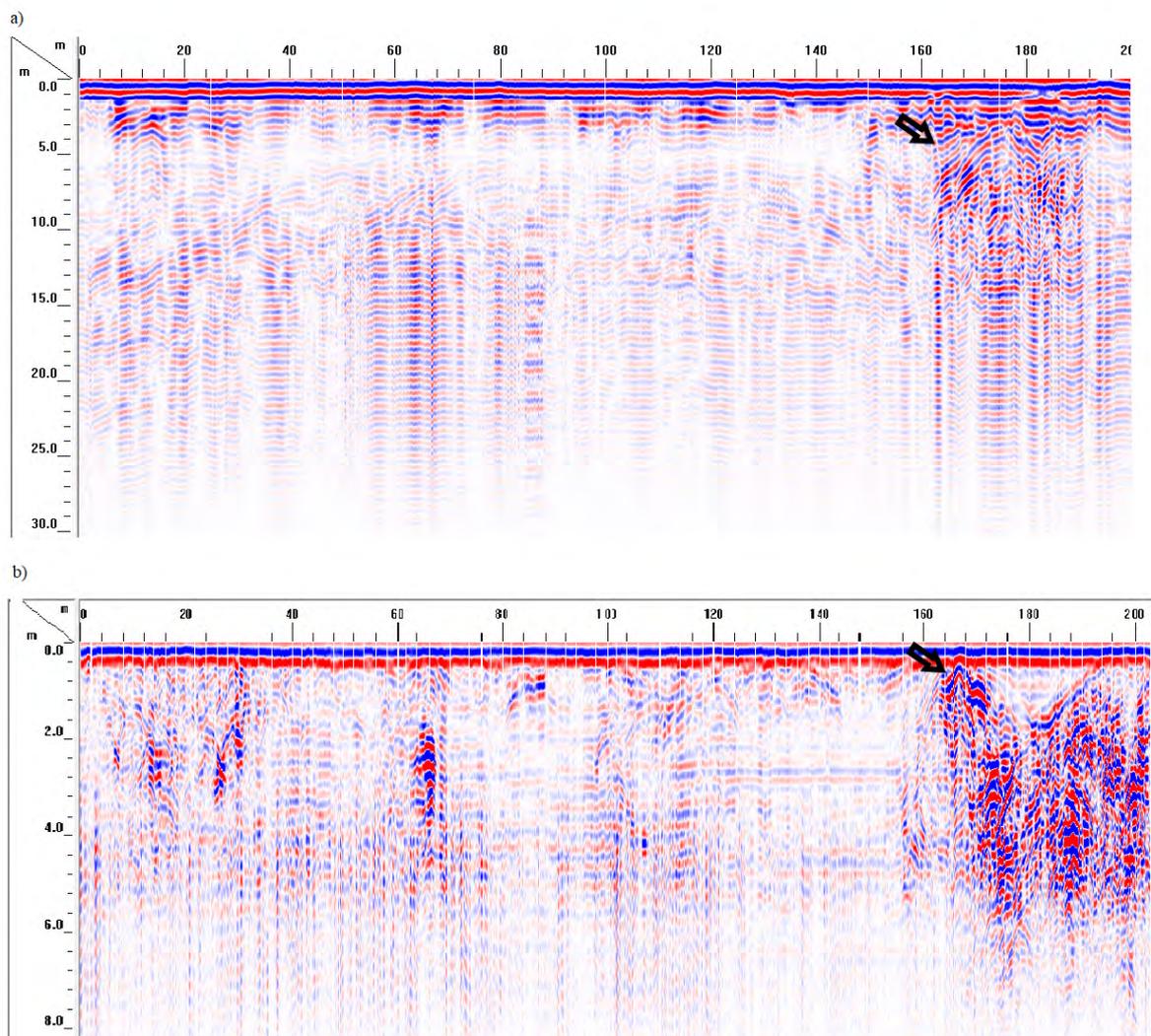


Figura 6.8. Perfis GPR sobre a Linha 2: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.

Comparando os resultados obtidos a partir dos dois métodos geofísicos utilizados, nota-se que a zona na qual verifica-se a variação vertical e lateral brusca no sinal GPR, em ambos os perfis da Figura 6.8, corresponde no modelo de resistividade da Figura 6.7 à zona de transição do gnaisse para o mármore, observado próximo à superfície a partir da posição de aproximadamente 160 m.

Destaca-se também, no perfil GPR da antena de 40 MHz (Figura 6.8.a), algumas reflexões hiperbólicas que são observadas desde a posição de aproximadamente 10 m da Linha 2, entre as profundidades de 5 m e 10 m. O modelo de resistividade da Figura 6.7

sugere que as reflexões observadas, provavelmente, são associadas à ocorrência de zonas de fraturas.

Linha 3

A Linha 3 tem 100 m de comprimento e direção SE-NW. Como pode ser observado no mapa da Figura 5.1, essa linha consistiu em um perfil que passou na frente da pedreira. A Figura 6.9 apresenta o modelo de resistividade resultante da inversão simultânea dos dados de caminhamentos elétricos realizados com eletrodos de corrente com espaçamentos de 5 m e 10 m. O modelo apresentado foi obtido após a quinta iteração no software RES2DINV e apresenta erro quadrático médio de 10,2%.

As informações do furo de sondagem SR-01, localizado próximo a Linha 3, foram utilizadas para auxiliar a interpretação dos contrastes observados no modelo de resistividade. Os dados desse furo de sondagem indicam que em um ponto paralelo a posição de 70 m da linha de aquisição, a uma distância de cerca de 13 m, há um corpo de mármore que se estende verticalmente a partir de 11 m de profundidade. Na Figura 6.9, é possível verificar que, os contrastes de resistividade observados no modelo apresentam boa correlação com as informações do furo de sondagem e permitem identificar o mármore.

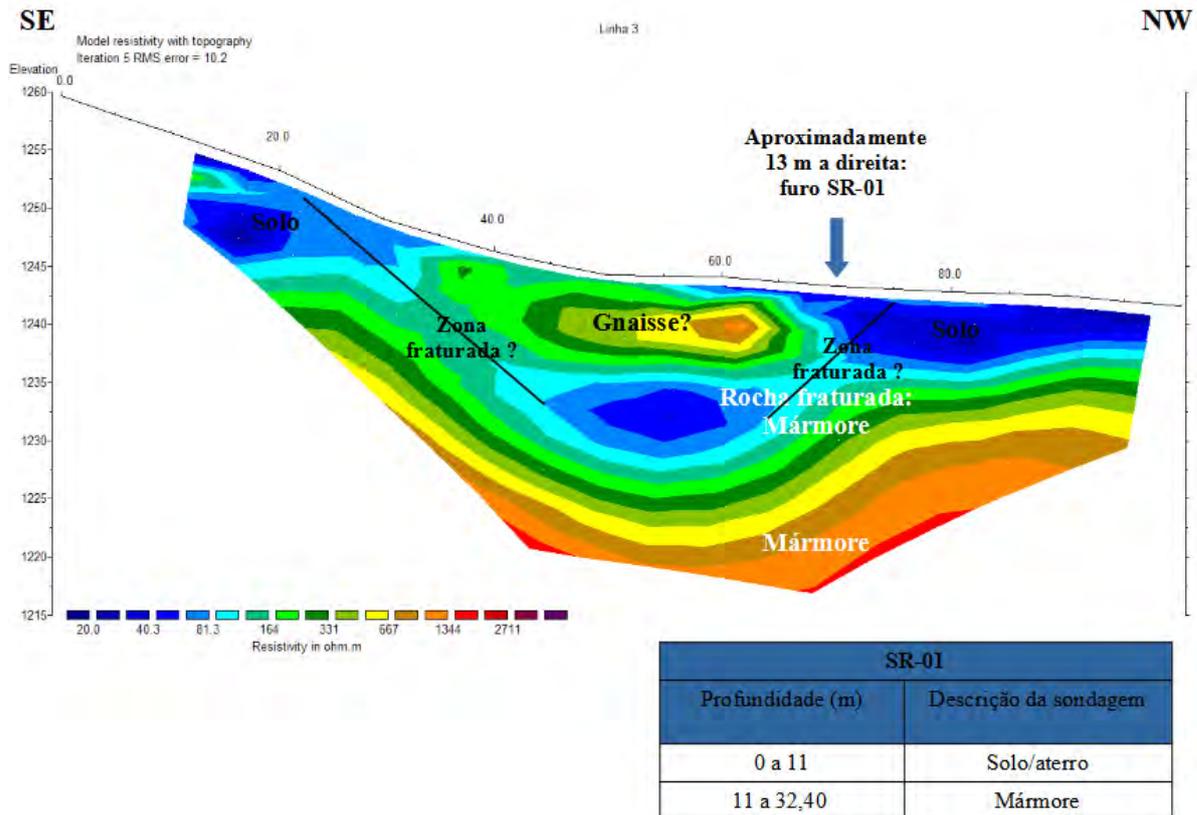


Figura 6.9. Modelo de resistividade da Linha 3, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente de 5 m e 10 m. A tabela apresenta as informações litológicas do furo de sondagem SR-01, localizado próximo a posição de 70 m do perfil.

No modelo de resistividade da Figura 6.9, nota-se que, o topo da camada de mármore está associado a uma zona de baixa resistividade, provavelmente, relacionada à ocorrência de rochas fraturadas. Além disso, os contrastes de resistividades observados no modelo indicam que a profundidade do topo da camada de mármore não é regular ao longo do perfil. Os maiores valores de resistividade são observados no modelo somente a partir de cerca de 23 m de profundidade, o que sugere que rochas mais homogêneas devem ser encontradas a partir de tal profundidade. Nota-se ainda que o modelo de resistividade apresentado estende-se até aproximadamente 27 m, contudo, as informações do furo de sondagem SR-01 indicam que o corpo de mármore identificado nessa linha poderia se estender no mínimo até 32 m, que corresponde à profundidade final do furo de sondagem.

Como nas demais subáreas denominadas de linhas, os perfis GPR foram adquiridos com as antenas de 40 MHz e 200 MHz. A Figura 6.10 apresenta o perfil GPR, não migrado, resultante do processamento dos dados adquiridos com a antena de 200 MHz. Esse radargrama é caracterizado pela ausência de reflexões.

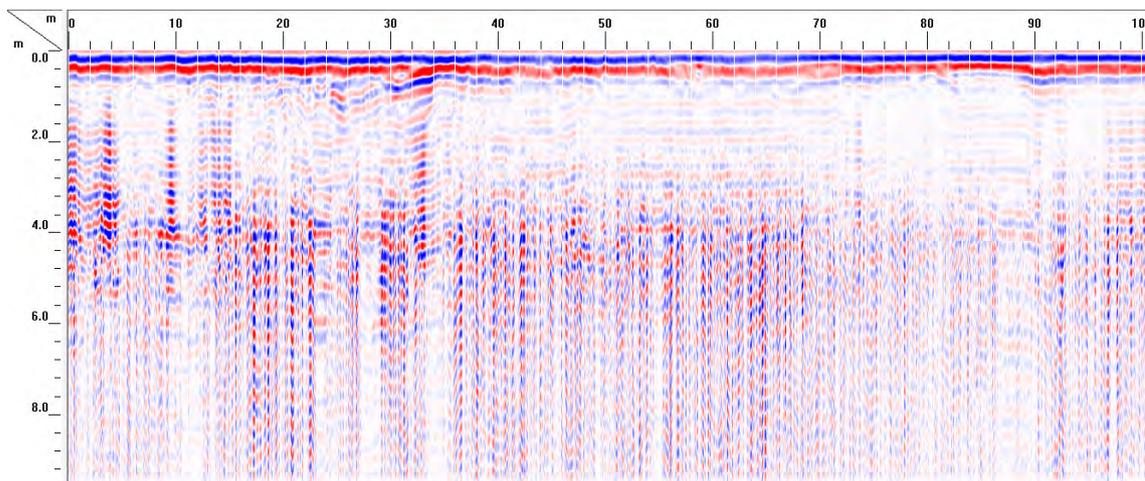


Figura 6.10. Perfil GPR de 200 MHz da Linha 3.

Segundo o modelo de resistividade da Figura 6.9, o horizonte geológico superficial é mais condutivo e estende-se, no mínimo, até 11 m de profundidade. A maior condutividade superficial contribui para atenuação do sinal eletromagnético. A antena de 200 MHz permite investigar contrastes de propriedades eletromagnéticas até aproximadamente 8 m de profundidade. No modelo de resistividade, nota-se que, as estruturas de interesse em subsuperfície (mármore e possíveis zonas de fratura) estão localizadas em profundidades superiores a profundidade máxima investigada com a antena de 200 MHz. Para investigar alvos mais profundo foi adquirido o radargrama com a antena de 40 MHz: perfil que permite investigar estruturas até aproximadamente 30 m.

A Figura 6.11 apresenta o perfil GPR obtido com a antena de 40 MHz associado ao modelo de resistividade da Figura 6.9, sem os dados de topografia. Como pode ser observado nessa figura, o radargrama apresenta reflexões entre as posições de 40 m e 80 m, a partir de 11 m de profundidade. As posições e profundidades nas quais essas fortes reflexões são observadas coincidem, como indicado na figura, com a zona de baixa resistividade do modelo

de Eletroresistividade. O resultado obtido a partir do perfil GPR de 40 MHz corrobora com a possibilidade da anomalia de baixa resistividade entre as posições de 40 m e 80 m estar relacionada a uma zona de fraturas.

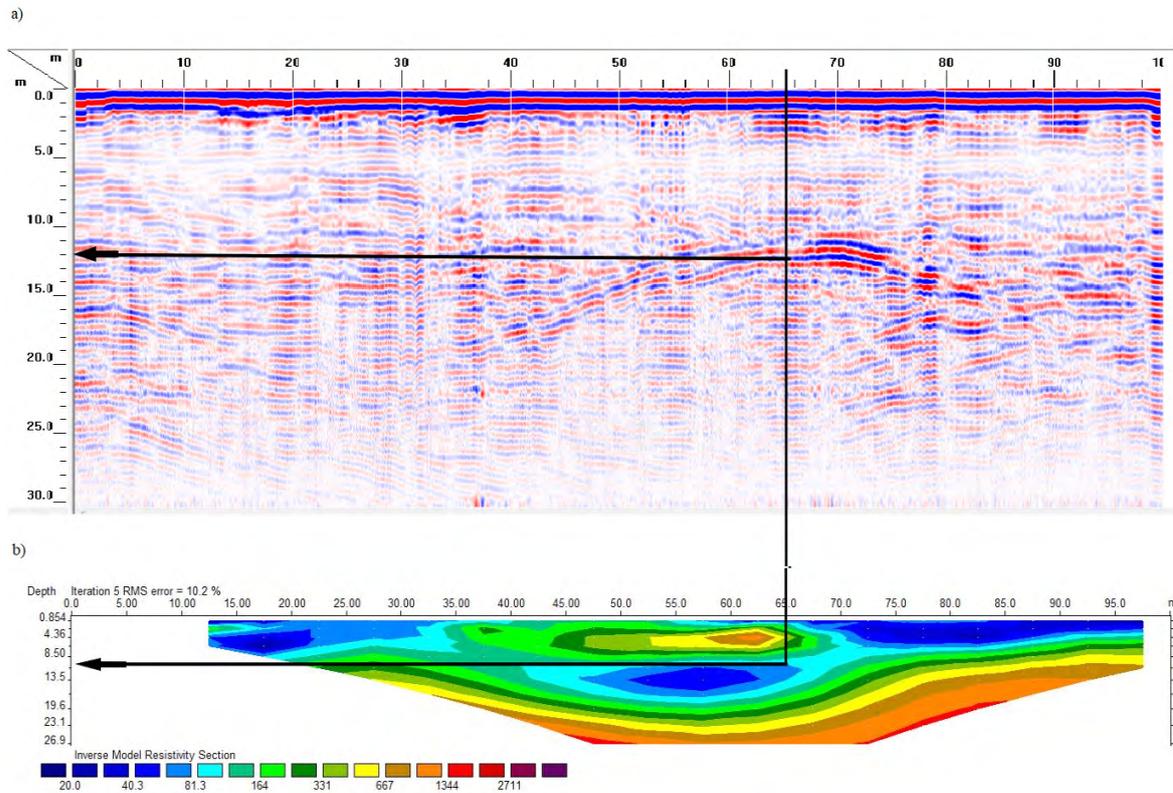


Figura 6.11. Comparação entre os resultados geofísicos da Linha 3: a) Perfil GPR de 40 MHz; b) Modelo de resistividade apresentado na Figura 6.10, sem topografia.

Com a finalidade de investigar a origem dessas anomalias observadas no perfil GPR e no modelo de resistividade, foi sugerido à mineradora a realização de um furo de sondagem na posição de 65 m da Linha 3, com profundidade mínima de 13 m.

Linha 4

A Linha 4 também tem 100 m de comprimento e direção SW-NE. Essa linha de aquisição, no início, cruza a Linha 3 e o seu final coincide com o final da Linha 2 (ver mapa na Figura 5.1). A Figura 6.12 apresenta uma comparação de todos os resultados geofísicos para a Linha 4: a) perfil GPR de 40 MHz, b) perfil GPR de 200 MHz e c) modelo de

resistividade resultante da inversão simultânea dos perfis de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de 5 m e 10 m.

Na Figura 6.12, nos dois perfis GPR, verifica-se uma zona de reflexão caótica entre as posições de 55 m e 100 m, que se estende até aproximadamente 15 m de profundidade no perfil de 40 MHz. Essa zona anômala observada nos radargramas, como indicado na figura, apresenta correlação, no modelo de Eletrorresistividade, com o horizonte de alta resistividade, que se estende lateralmente também entre as posições de 55 m e 100 m. As informações geológicas e geofísicas disponíveis sugerem que os contrastes destacados estão relacionados à ocorrência de mármore e zonas de fraturas.

Vale destacar também, na Figura 6.12c, que o horizonte de alta resistividade observado na Linha 4, provavelmente associado ao mármore, não apresenta continuidade vertical entre as posições de 55 m e 80 m: esse horizonte mais resistivo estende-se até aproximadamente 10 m de profundidade e, em seguida, reaparece em cerca de 20 m de profundidade. Essas informações podem explicar porque, no perfil GPR de 200 MHz, o padrão de reflexão caótico estende-se somente até aproximadamente 6 m e, no perfil da antenna de 40 MHz, tal padrão estende-se até aproximadamente 15 m de profundidade. Uma vez que, conforme a interpretação dos contrastes observados no modelo de resistividade, há mármore em profundidades superiores a 8 m (profundidade máxima de investigação da antenna de 200 MHz), os resultados obtidos sugerem que o padrão caótico observado no radargrama da antenna de maior frequência, provavelmente, está associado a reflexões no topo do mármore. Enquanto que, o padrão caótico observado no perfil GPR de 40 MHz, provavelmente, está associado às reflexões tanto no topo, quanto na base, da parcela do mármore que se estende até aproximadamente 15 m de profundidade.

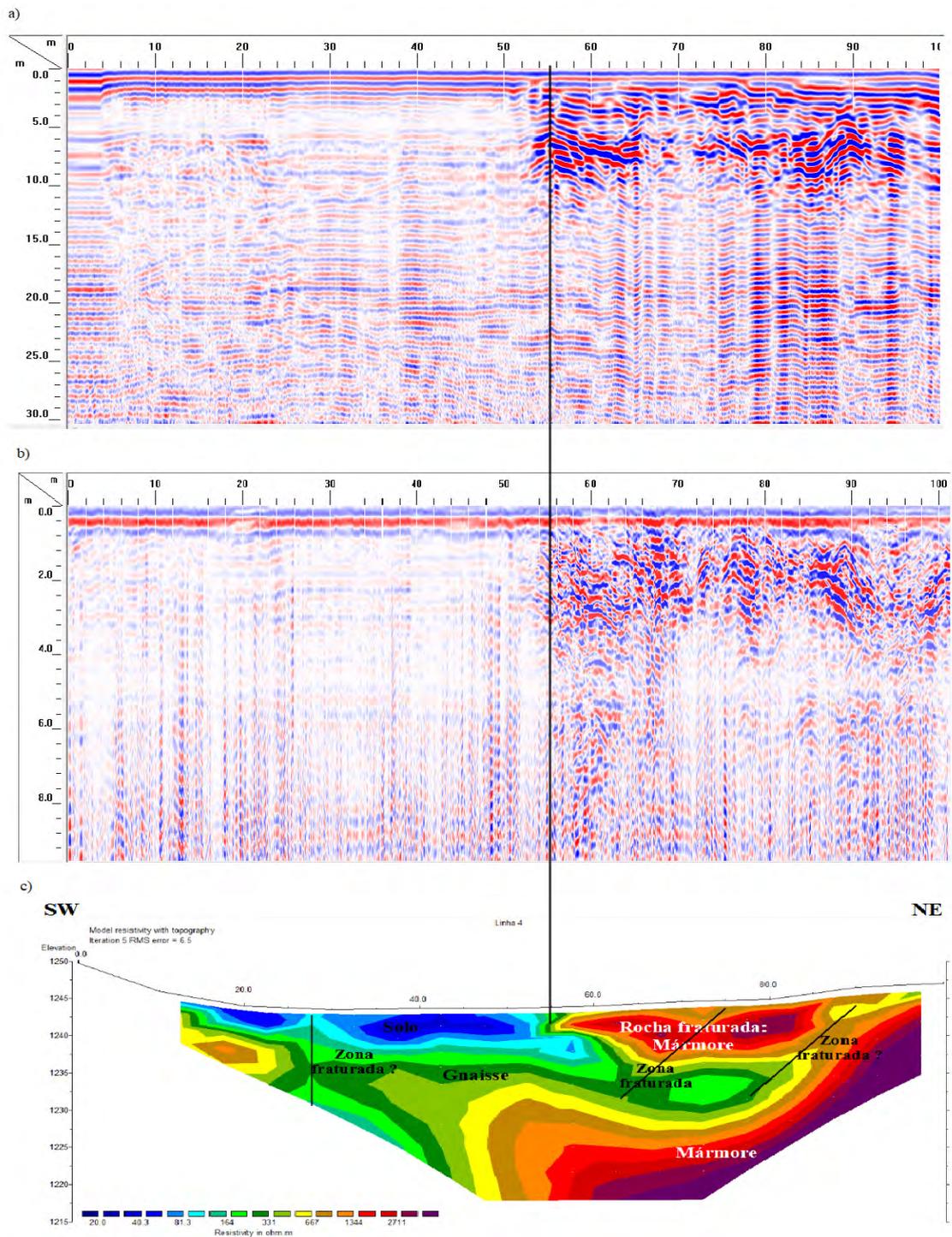


Figura 6.12. Comparação entre os resultados geofísicos da Linha 4: a) Perfil GPR de 40 MHz; b) Perfil GPR de 200 MHz; c) Modelo de resistividade resultante da inversão simultânea dos perfis de caminhamentos elétricos com espaçamento dos eletrodos de corrente de 5 m e 10 m.

Linha 5

A Linha 5 tem direção paralela à Linha 1, ou seja, W-E. A Figura 6.13 apresenta o modelo resultante da inversão simultânea dos dados de caminhamentos elétricos realizados com eletrodos de corrente com espaçamentos de 10 m e 20 m. Esse modelo de resistividade foi obtido após a quinta iteração no software RES2DINV e possui erro quadrático médio de 3,4%.

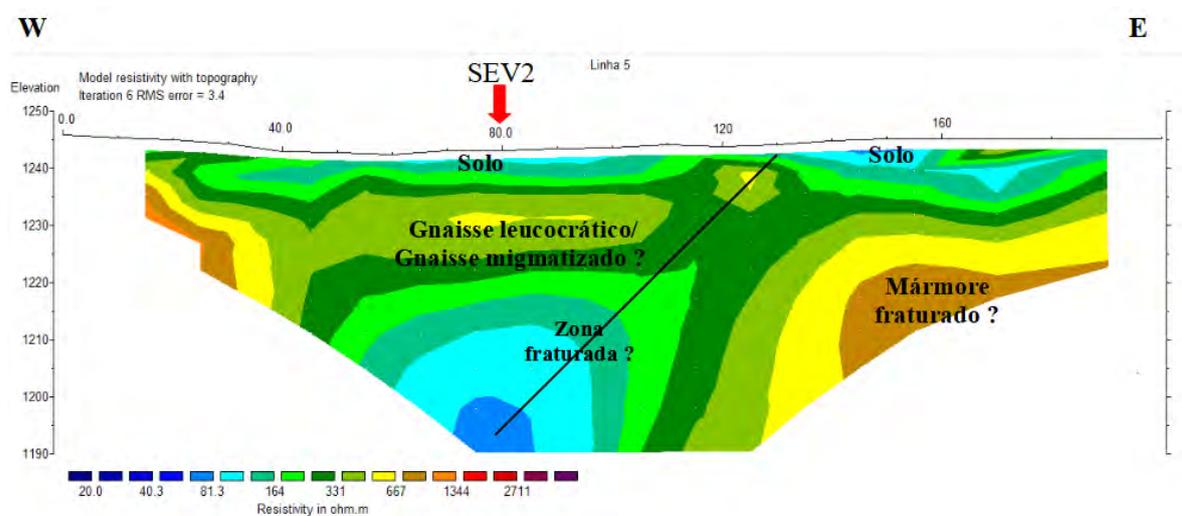


Figura 6.13. Modelo de resistividade da Linha 5, resultante da inversão simultânea de dados de caminhamentos elétricos realizados com espaçamentos de eletrodos de corrente de 10 m e 20 m.

Os contrastes observados no modelo de resistividade da Linha 5 e as informações geológicas já discutidas sugerem a ocorrência de uma zona de fraturas, bem como, que a geologia em subsuperfície compreende uma camada de solo, com espessura variando de 3 a 8 m, seguida por uma camada de gnaisses com diferentes níveis de fraturamento, que se estende entre as posições de 40 m e 120 m até aproximadamente 50 m de profundidade. Em torno da posição de 160 m, na profundidade de, aproximadamente, 35 m, o modelo geoeletrico sugere uma graduação para um meio com alta resistividade. Para investigar a possibilidade de ocorrência de um corpo com alta resistividade nessa região, e assim à ocorrência de mármore, seria necessário dispor de mais dados de resistividade e/ou furos de sondagens.

A Figura 6.14 apresenta o modelo de resistividade resultante da inversão da curva da sondagem elétrica vertical, chamada SEV2, realizada ao longo dessa linha. O modelo geoeletrico possui erro quadrático médio de 4,64% e compreende seis horizontes. A profundidade máxima investigada foi aproximadamente 37 m. Como visto nos resultados referentes a outras subáreas, os corpos de mármores na área estudada foram associados, a partir dos furos de sondagens ou registros de afloramentos, a horizontes geoeletricos com valores elevados de resistividade, normalmente superiores a 1000 Ω . m. Os valores de resistividades observados no modelo da SEV2 variam entre 103 Ω . m e 549 Ω . m, desse modo, sob a posição investigada, que corresponde a posição de aproximadamente 80 m na linha de aquisição, não foi interpretado que há sugestão da ocorrência de mármore. Como pode ser observado na Figura 6.15, a interpretação dos dados de resistividade da SEV2 corrobora a interpretação do modelo 2D de resistividade da Figura 6.13.

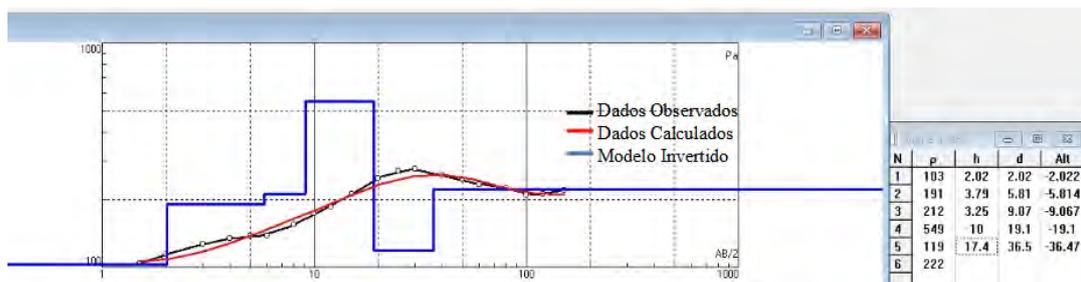


Figura 6.14. Modelo de resistividade da SEV2.

A respeito dos dados GPR adquiridos nessa linha, a Figura 6.16 apresenta os perfis GPR das antenas de 40 MHz e 200 MHz. No perfil GPR da antena de 40 MHz (Figura 6.16a), destaca-se o padrão caótico de reflexões a partir de 3 m de profundidade, sobretudo, entre as posições de 50 m e 170 m. Hipérboles podem ser observadas até aproximadamente 25 m de profundidade. Ao associar o radargrama da antena de menor frequência e o modelo de resistividade da Figura 6.13, nota-se que, a região nas quais as reflexões são observadas corresponde a uma zona com forte contraste de resistividades. O padrão disperso das reflexões observadas no referido radargrama corrobora com a interpretação de que a região estudada nessa subárea compreende uma zona de fraturas.

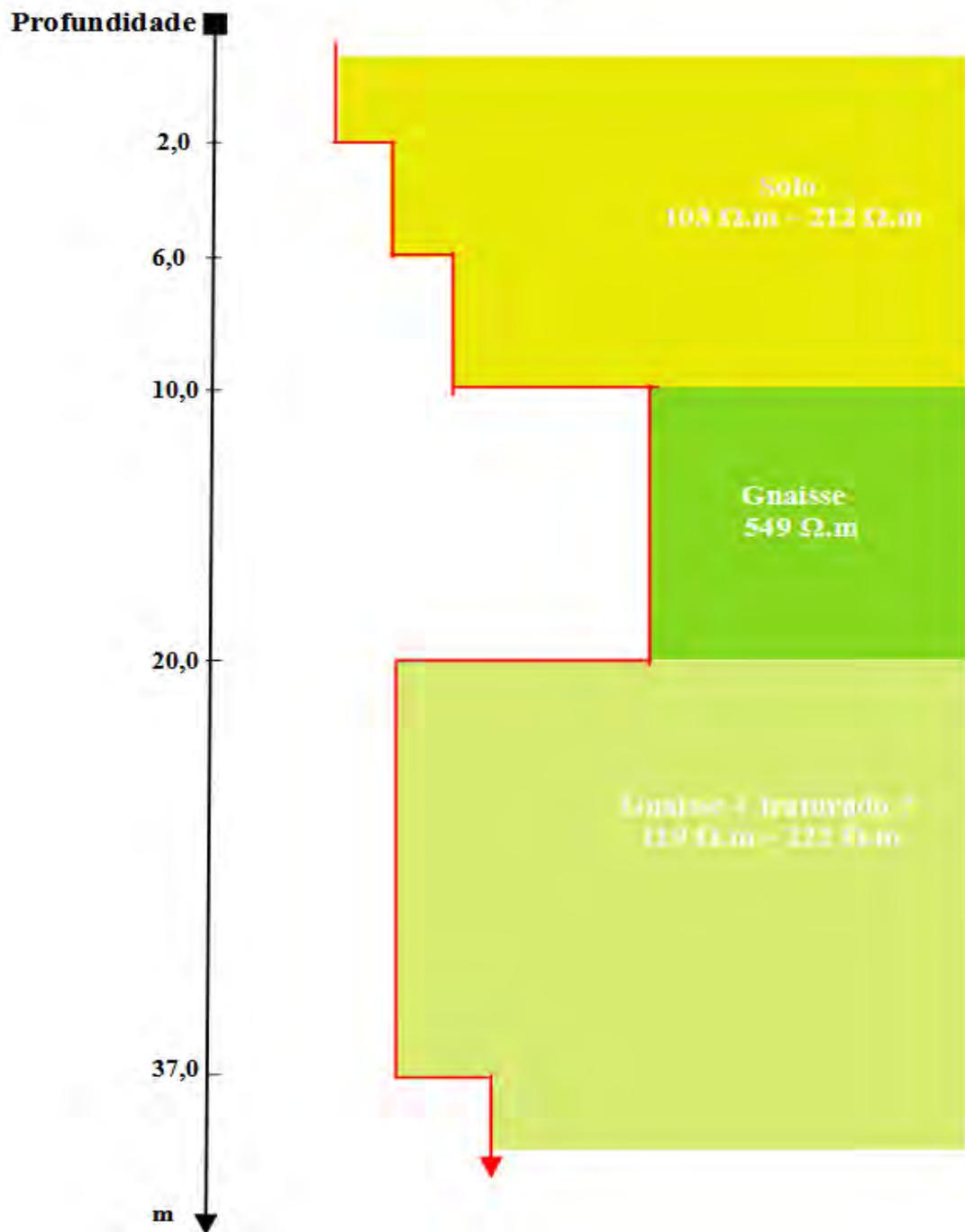


Figura 6.15. Interpretação do modelo de resistividade da SEV2.

No perfil GPR da antena de 200 MHz (Figura 6.16b), observam-se reflexões entre 1 m e 3 m de profundidade ao longo do perfil. Essa região está associada à interface de transição entre a camada superficial mais condutiva (solo) e a camada seguinte, mais resistiva,

possivelmente, gnaisses com diferentes níveis de fraturamento, conforme observado na Figura 6.13.

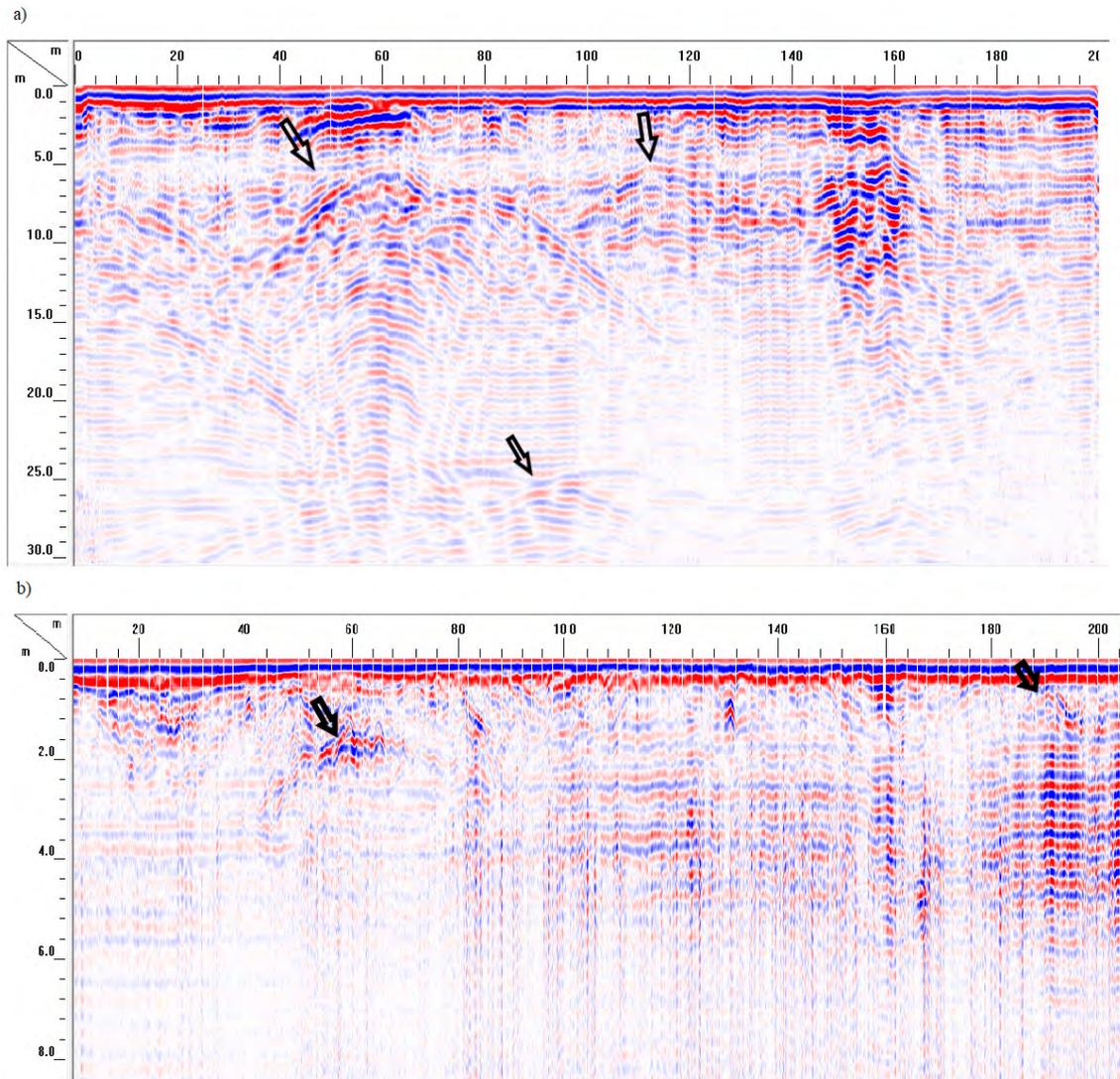


Figura 6.16. Perfis GPR sobre a Linha 5: a) antena de 40 MHz. b) antena de 200 MHz.

Sondagens TDEM

Os modelos geoeletricos resultantes da inversão dos dados de resistividades associados ao método TDEM estão apresentados nas figuras 6.17, 6.18 e 6.19. Nas referidas figuras, são apresentados três modelos: o modelo de camadas suaves, o modelo de poucas camadas e o

modelo de camadas equivalentes. A Figura 6.17 apresenta o modelo geoeletrico associado à sondagem TDEM 01, localizada em uma região entre as SEVs realizadas nas linhas 1 e 5 (ver mapa da Figura 5.1). Como pode ser observado na Figura 6.17, o modelo de equivalência tem duas camadas e destaca a transição de um horizonte resistivo para outro mais condutivo, entre 300 m e 450 m de profundidade. A resolução do método TDEM não viabiliza individualizar um possível camada de mármore no ponto no qual a sondagem foi realizada. No entanto, os valores de resistividades superiores a 1000 Ohm.m observados no modelo de camadas suaves sugerem que existe a possibilidade do horizonte resistivo correspondente à 1ª camada estar relacionado com a base do corpo de mármore. A baixa condutividade associada ao horizonte final no modelo que se estende até 1000 m sugere ocorrência de uma zona de fraturas e/ou saturação em água.

Ainda a respeito dos modelos geoeletricos referentes à sondagem TDEM 01, vale destacar que a posição na qual essa sondagem foi realizada é quase paralela a posição da SEV1, na Linha 1. Na posição na qual a SEV1 foi realizada, um corpo de mármore estaria localizado aproximadamente entre 18 m e 35 m de profundidade (Figura 6.4). Uma possível ocorrência de mármore no ponto da sondagem TDEM 01 levantaria a possibilidade do corpo de mármore identificado na SEV1 consistir em uma camada de mármore que apresenta continuidade na direção norte/noroeste. O perfil de caminamento elétrico da Linha 1 (Figura 6.3) corrobora essa possibilidade, uma vez que, indica que o mármore identificado nessa subárea tende a apresentar continuidade e estende-se na direção oeste para profundidades cada vez maiores. A localização mais profunda dessa camada de mármore na direção noroeste explicaria porque tal camada não teria sido localizada no perfil de caminamento elétrico e na sondagem elétrica da Linha 5. Para corroborar essas conjecturas, mais dados precisariam ser adquiridos na região em torno da sondagem TDEM 01 (por exemplo, realização de sondagens a partir do método de Eletrorresistividade e/ou furos de sondagem).

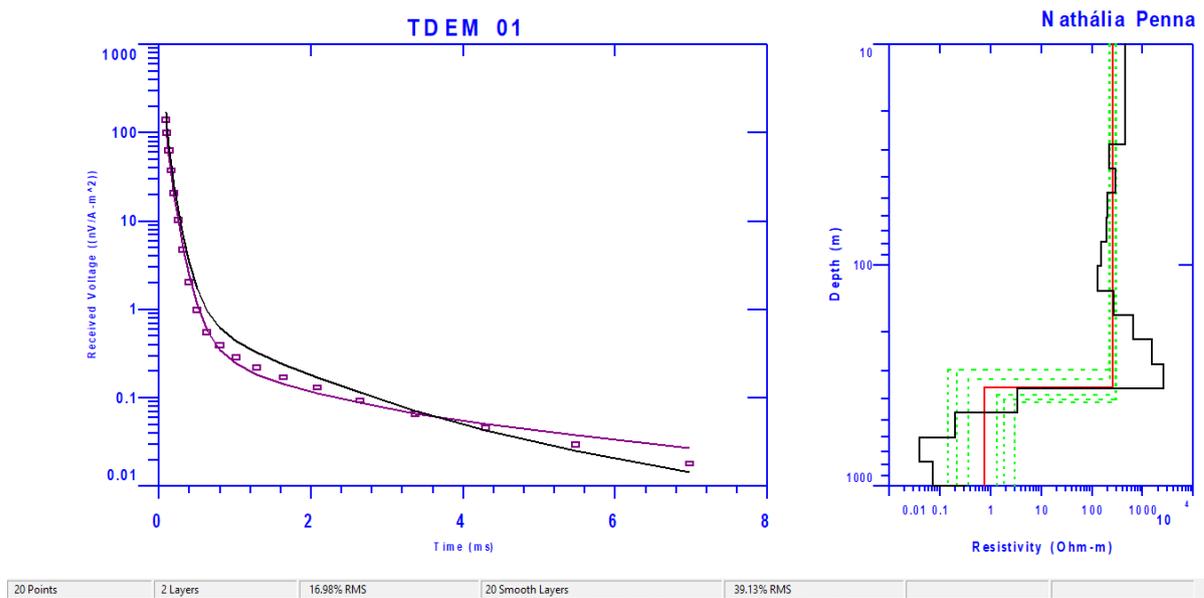


Figura 6.17. Modelo geolétrico da sondagem TDEM 01.

A Figura 6.18 apresenta os modelos geolétricos da sondagem TDEM 02. Como pode ser observado no mapa da Figura 5.1, o ponto no qual essa sondagem foi realizada fica a leste da sondagem TDEM 01, cerca de 51 m de distância, e a oeste da pedreira de mármore. Similar a sondagem TDEM 01, os modelos de equivalência da sondagem TDEM 02 compreendem a duas camadas e marca a transição de um horizonte resistivo (resistividade elétrica mínima observada nos modelos em torno de 300 Ohm.m) para outro condutivo (a resistividade elétrica máxima observada nos modelos foi inferior a 30 Ohm.m). Os modelos de equivalência indicam que a base do horizonte geolétrico mais resistivo estaria localizada entre 350 m e 400 m de profundidade. Uma vez que, tal intervalo de profundidade é compreendido pelo intervalo associado a transição dos dois horizontes geolétricos nos modelos da sondagem TDEM 01, verifica-se que, as informações inferidas a partir dessas duas sondagens são concordantes.

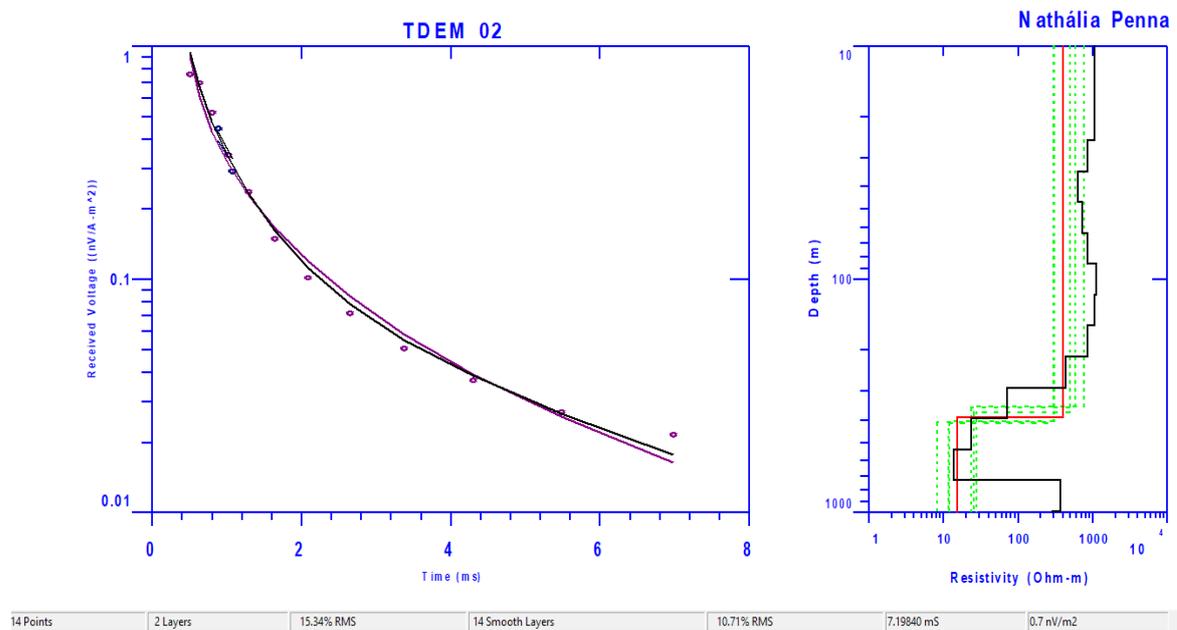


Figura 6.18. Modelo geológico da sondagem TDEM 02.

Os modelos geológicos associados à sondagem TDEM 03 são apresentados na Figura 6.19. Essa sondagem foi realizada em um ponto localizado na direção da frente de lavra da pedra (ver Figura 5.1). Os modelos de equivalência referentes a essa sondagem sugerem três horizontes geológicos. O primeiro horizonte foi associado a valores de resistividade que variam entre, aproximadamente, 200 Ohm.m e 3000 Ohm.m. A base desse primeiro horizonte resistivo varia nos modelos entre 80 m e 180 m de profundidade. Sob esse primeiro horizonte, há um horizonte menos resistivo cuja base estaria localizada entre 200 m e 300 m de profundidade. O topo do terceiro horizonte sugere o retorno a uma camada mais resistiva. Associando os modelos de equivalência e o modelo de camadas suaves, pode-se inferir que, a partir de 10 m de profundidade, uma única camada de rocha foi investigada a partir dessa sondagem e, possivelmente, o horizonte intermediário sugerido nos modelos está associado a ocorrência de fraturas na rocha. Os dados de furos sondagens próximos e os modelos de resistividade das linhas 2, 3 e 4 indicam que a referida camada investigada na sondagem TDEM 03, provavelmente, consiste em mármore.

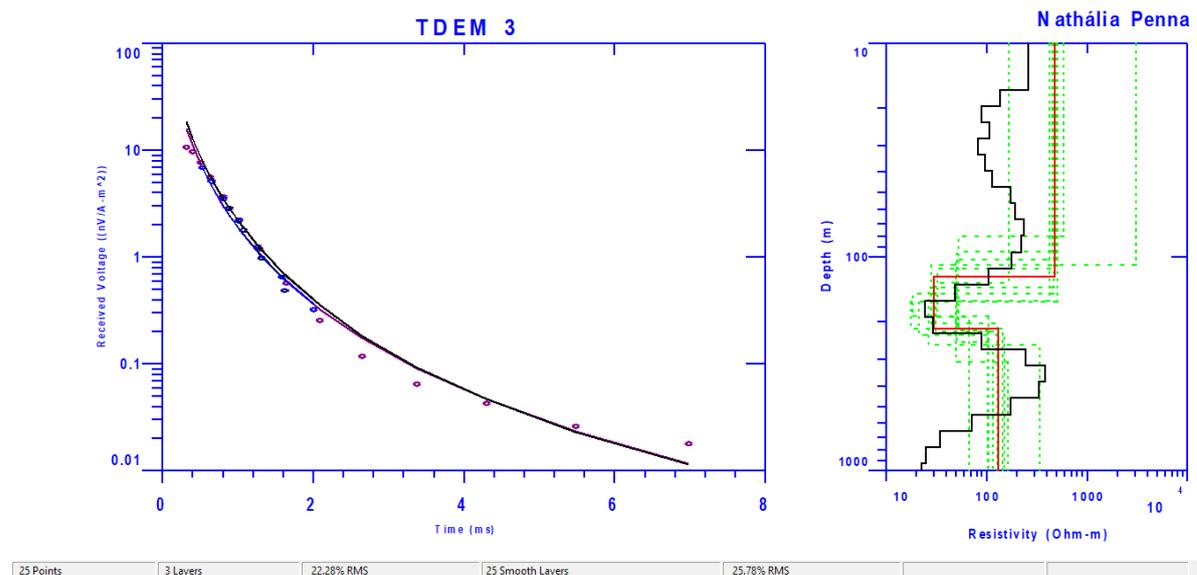


Figura 6.19. Modelo geolétrico da sondagem TDEM 03.

6.1.2 Caracterização de blocos de mármore na frente de lavra da pedreira

Área A

A subárea de estudo denominada de Área A tem 39 m² e consiste em uma parcela da primeira bancada da frente de lavra da pedreira de mármore, vista da base para o topo da pedreira (Figura 6.20). Nessa bancada, foram utilizadas as antenas de 200 MHz e 270 MHz.

As figuras 6.21, 6.22 e 6.23 apresentam os perfis GPR das antenas de 200 MHz e 270 MHz, nas posições onde as aquisições com as duas antenas sobrepõem-se (ver Figura 5.5). Os radargramas apresentados nessas figuras e os demais referentes às aquisições na face da pedreira foram submetidos ao processo de migração. Como pode ser observado, a antena de 200 MHz permitiu investigar até aproximadamente 9 m de profundidade, enquanto que, a antena de 270 MHz viabiliza caracterizar a camada de mármore até aproximadamente 8 m.



Figura 6.20. Fotografia da frente de lavra da pedreira ativa. Na imagem, é possível visualizar parcialmente a bancada de mármore que compreende a Área A.

Nas figuras 6.21 e 6.22, nota-se os fortes refletores horizontais em torno das profundidades de 2 m e 3 m, bem como, um refletor inclinado que se estende ao longo do perfil. Associando essas figuras à fotografia da frente da bancada na Figura 6.20, é possível verificar que os refletores identificados nos perfis GPR correspondem às fraturas observadas em campo. A observação dos mesmos refletores nos diferentes radargramas na direção x, ainda que com intensidade variável, sugerem que as principais fraturas observadas na face da bancada têm continuidade lateral.

A Figura 6.23 apresenta os perfis GPR adquiridos na direção y nas posições de 0 m e 2 m. Tanto os radargramas da antena de 200 MHz, quanto os radargramas da antena de 270 MHz, permitiram identificar refletores horizontais e inclinados. As hipérbolas observadas a partir de 4 m de profundidade nos radargramas são interferências resultantes, provavelmente, de reflexões de ondas aéreas no bloco de mármore. A origem dos radargramas apresentados na Figura 6.23 consistiu na posição de 13 m indicada na Figura 6.20 (ou seja, na extremidade direita da bancada) e nessa região, conforme pode ser observado na fotografia, sob as

posições iniciais de aquisição na direção y, o bloco de mármore apresenta descontinuidade vertical (quebras) a partir de aproximadamente 3 m de profundidade.

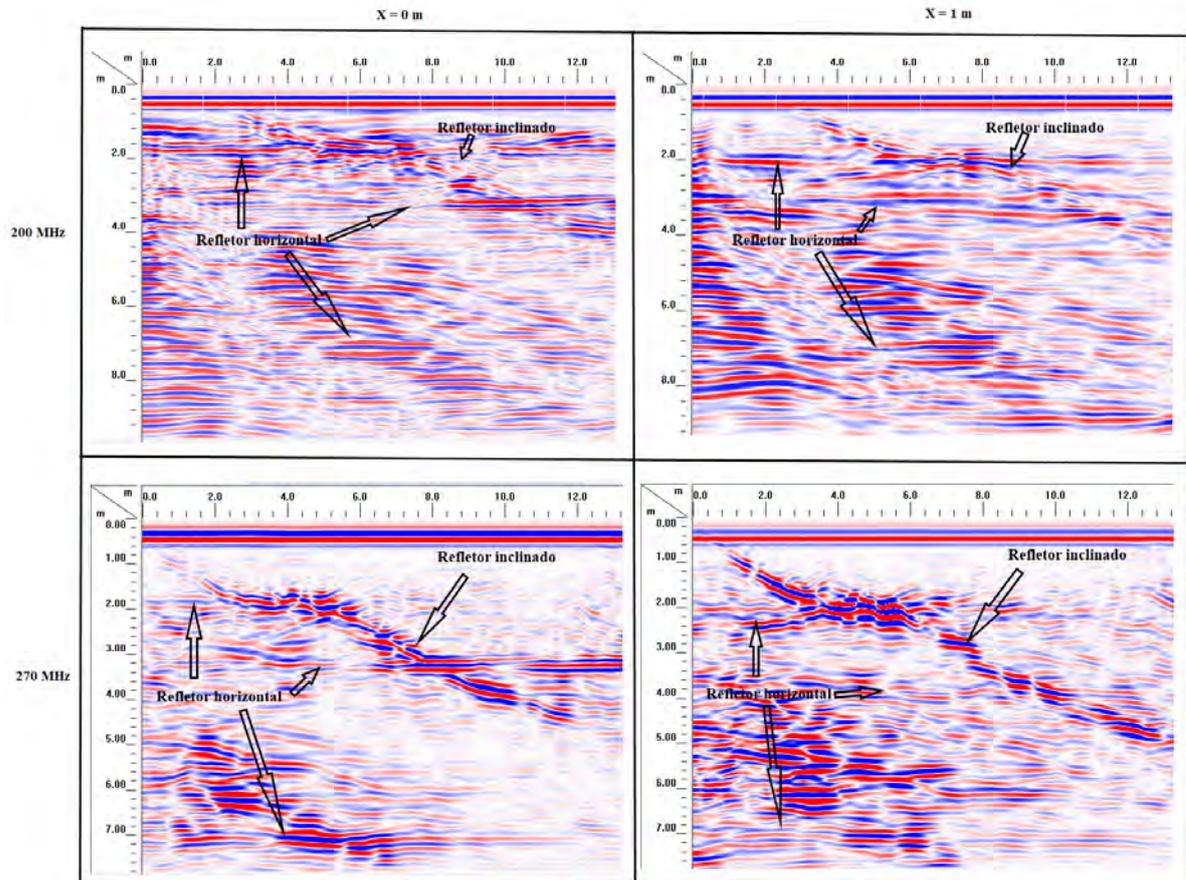


Figura 6.21. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 0 m e 1 m, na direção x.

Ainda a respeito dos resultados apresentados nas figuras 6.21, 6.22 e 6.23, tem-se que, a antena de 270 MHz tem maior resolução e viabilizou uma melhor visualização das fraturas. A Figura 6.24 apresenta o perfil GPR adquirido na posição $x = 0$ m com a antena de 270 MHz antes e depois do processo de migração. Essa figura mostra como a migração, além de reposicionar os refletores nas posições verdadeiras, minimizou a interferências das ondas aéreas e assim, também contribuiu para uma melhor observação das fraturas.

Os 66 perfis GPR adquiridos na Área A com a antena de 270 MHz nas direções x e y, com espaçamento regular igual a 0,25 m, foram utilizados para gerar um modelo GPR 3D. A

Figura 6.25 apresenta o resultado do grid GPR 3D referente a subárea estudada. Nas figuras 6.25a e 6.25b, são apresentadas a seção do modelo 3D com vistas frontal e posterior, respectivamente. As figuras 6.25c e 6.25d apresentam vistas superiores da seção e destacam a interseção de *slices* nas direções x e y. A partir dos pontos de intersecção dos *slices* destacados, é possível notar que há uma associação entre a intensidade das reflexões e as heterogeneidades no mármore. Nos *depth slices*, as regiões com ausência de reflexão ou com refletores com baixa energia (em azul) correspondem a regiões nas quais os corpos de mármore são mais homogêneos, ou seja, com pouca ou nenhuma descontinuidade (Figura 6.25d). As reflexões com maiores amplitudes (em vermelho) são associadas à ocorrência de descontinuidades significativas na rocha (Figura 6.25c).

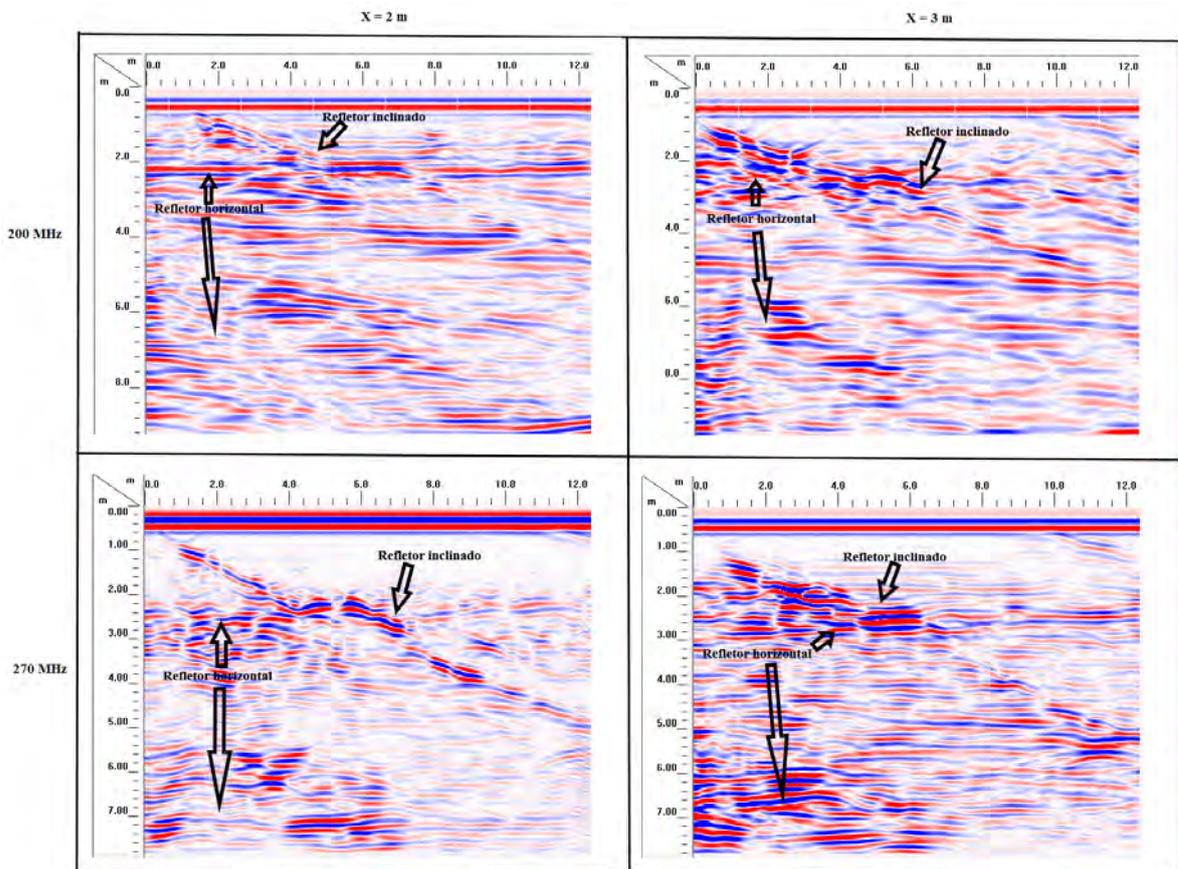


Figura 6.22. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 2 m e 3 m, na direção x.

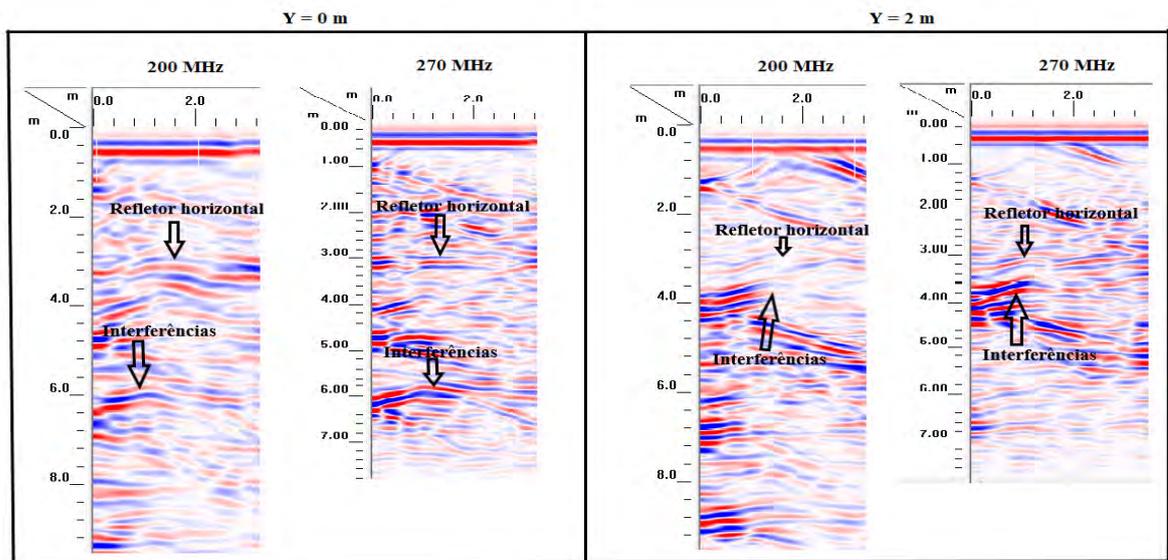


Figura 6.23. Perfis GPR das antenas de 270 MHz e 200 MHz, adquiridos na Área A nas posições 0 m e 2 m, na direção y.

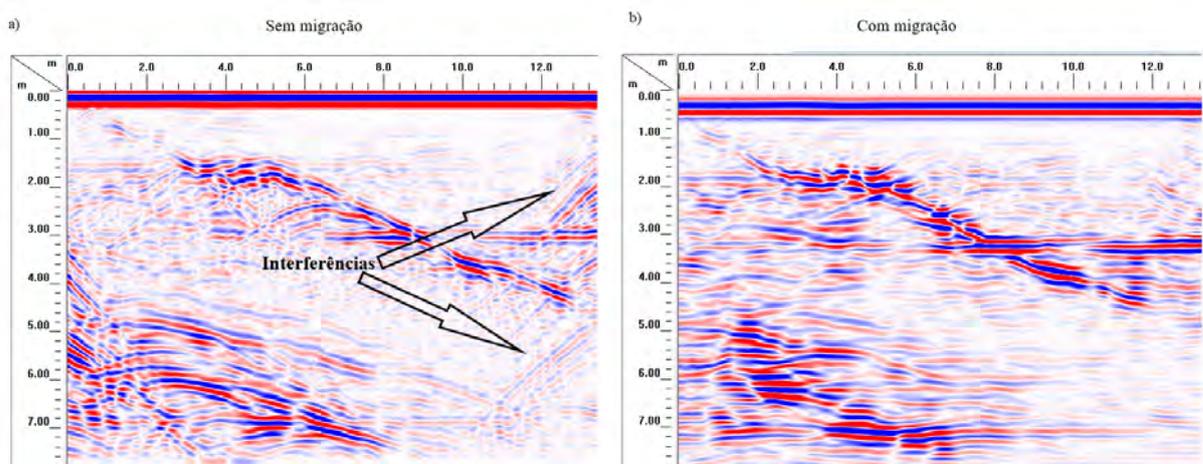


Figura 6.24. Perfil GPR adquirido na Área A com a antena de 270 MHz na posição x = 0 m: a) sem migração e b) com migração.

A Figura 6.26 apresenta a seção com um modo de visualização de contrastes que destaca os refletores com maiores amplitudes. A seção é apresentada a partir das vistas frontal (Figura 6.26a) e posterior (Figura 6.26b). Essas imagens do modelo GPR 3D permitem verificar a continuidade lateral dos principais refletores observados nos perfis GPR (a fratura

inclinada e as fraturas horizontais em $z = 2$ m e $z = 3$ m, aproximadamente), bem como, permitem identificar regiões nas quais o mármore, provavelmente, é mais homogêneo. Conforme sugerido na Figura 6.26, destacam-se duas regiões nas quais a rocha é mais homogênea: a primeira corresponde a área do bloco entre as posições $y = 2$ m e $y = 10$ m, entre as profundidades $z = 0$ m até $z = 2$ m, aproximadamente; já a segunda área compreende a região entre $y = 0$ m e $y = 6$ m, em profundidades (z) superiores a 6 m.

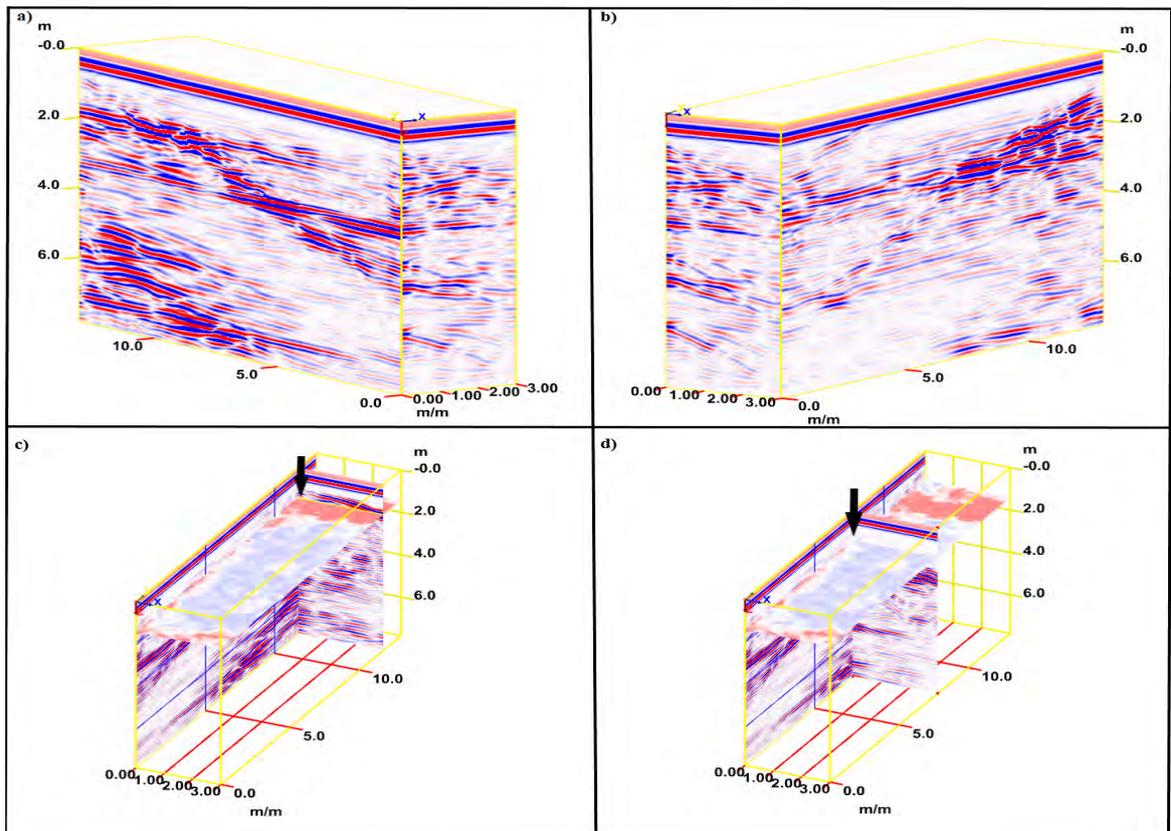


Figura 6.25. Seções GPR 3D da Área A: a) Vista frontal e lateral; b) Vista lateral e posterior; c) e d) *Slices* verticais nas direções x e y e *depth slice* destacando a amplitude dos refletos.

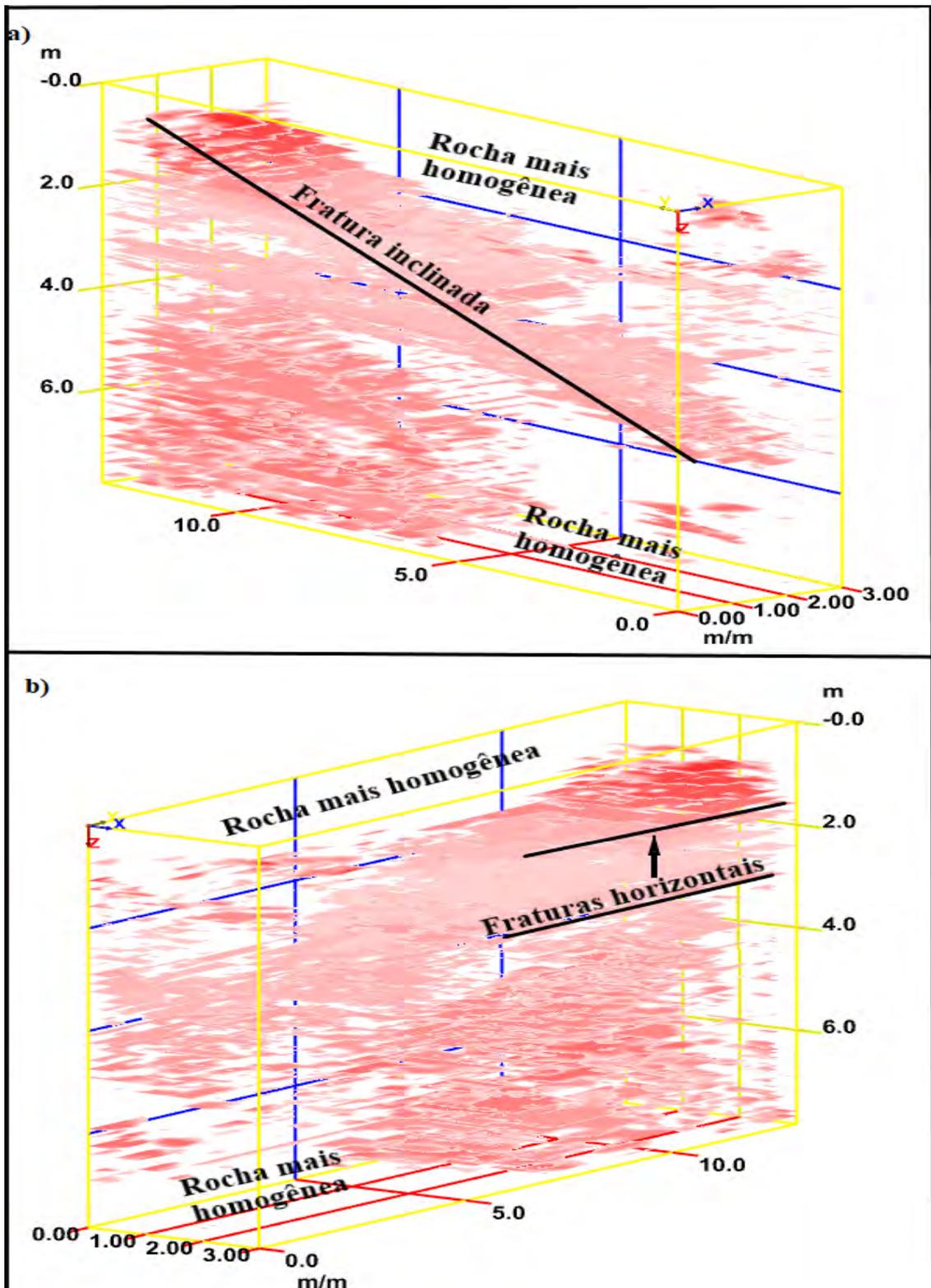


Figura 6.26. Seção GPR 3D da Área A em modo de visualização de refletos com maiores amplitudes: a) vista frontal; b) vista posterior.

Uma vez que, o valor e o destino (finalidade de uso) dos blocos de mármore estão associados a aspectos texturais, estéticos e principalmente, a uniformidade da peça, os resultados apresentados destacam como a caracterização 3D de bancadas de rochas ornamentais pode ser utilizada em um trabalho de caráter preventivo, realizado antes da etapa de corte, voltado para a análise qualitativa do mármore e a localização de descontinuidades estruturais nos blocos (sobretudo fraturas/juntas, que consistem em zonas de fraqueza e possíveis direções preferenciais de corte).

Área B

A Área B corresponde à bancada mais elevada na frente de lavra. Nessa área, os dados GPR foram adquiridos com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz. A área corresponde a um retângulo de 15 m x 13 m, totalizando uma área de 195 m² (ver Figura 5.5).

As figuras 6.27 e 6.28 apresentam perfis GPR adquiridos em duas posições (5 m e 10 m) nas direções x e y com as três antenas. Nessas figuras, é possível notar que, para uma dada posição na direção x ou y, entre os radargramas das três antenas, há uma boa concordância no que diz respeito aos refletores horizontais e inclinados destacados. As principais diferenças entre os radargramas adquiridos com as três antenas consistem na profundidade máxima de investigação e na resolução espacial. Sobre essa bancada de mármore, a profundidade máxima de investigação das antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz foram 9 m, 10 m e 13 m, respectivamente. Verifica-se, portanto, que as antenas de maiores frequências conseguiram investigar maiores profundidades. Este fato justifica-se porque as janelas temporais usadas nas aquisições dos dados com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz foram 175 ns, 185 ns e 250 ns, respectivamente. Ou seja, o processo de conversão de tempo/profundidade proporcionou uma maior profundidade de investigação para a maior janela temporal, que foi obtida com a antena de 350 MHz.

Nos perfis GPR das figuras 6.27 e 6.28, destacam-se, sobretudo, refletores horizontais. Um refletor inclinado pode ser observado nos perfis GPR realizados sobre a posição $x = 5$ m (Figura 6.27). Ainda referente ao perfil GPR na posição de $x = 5$ m, comparando os perfis adquiridos com as três antenas, nota-se que a antena de 350 MHz apesar de viabilizar

investigar alvos mais profundos e, aparentemente, ser menos susceptível a ruídos (ver Figura 6.28, posição $y = 10$ m), a antena de maior frequência não proporciona resolução adequada para visualização de refletores inclinados. Os refletores são mais nítidos nos radargramas adquiridos com a antena de 270 MHz.

Na área B, os dados GPR foram adquiridos no modo pseudo 3D com as antenas de 270 MHz e 350 MHz. Uma vez que, na área estudada, a antena de 270 MHz destacou-se como aquela que apresentou melhor resolução para investigar a ocorrência de descontinuidades estruturais no mármore, nesse trabalho, somente a seção GPR 3D constituída pelos radargramas adquiridos com essa antena será apresentada.

A Figura 6.29 apresenta a seção GPR 3D associada a Área B no modo de transparência (observação de maiores amplitudes): a) vista frontal e lateral; b) posterior e lateral. Os contrastes observados possibilitam inferir que a parcela da bancada de mármore compreendida na seção GPR possui muitas descontinuidades estruturais. O modelo 3D sugere que os corpos de mármore mais homogêneos, provavelmente, seriam encontrados entre as posições y de 0 m e 5 m, para posições na direção x entre 0 m e 5 m, bem como, 10 m e 15 m, em profundidade (z) superior a 7 m. As áreas entre as posições $x = 0$ m e $x = 5$ m, entre as posições na direção y de 5 m e 7 m, bem como, entre $y = 10$ m e $y = 13$ m, para profundidade (z) até, aproximadamente, 6 m, também se destacam pela ausência de fortes refletores.

As áreas destacadas no modelo GPR 3D (Figura 6.29) consistem em regiões da bancada estudada onde haveria potencial para extrair blocos de mármore estruturalmente mais uniformes e com dimensões apropriadas para, após o beneficiamento, serem comercializados com o tamanho padrão da mineradora (bloco com 2,75 m de comprimento; 1,70 m de altura e 1,30 m de largura).

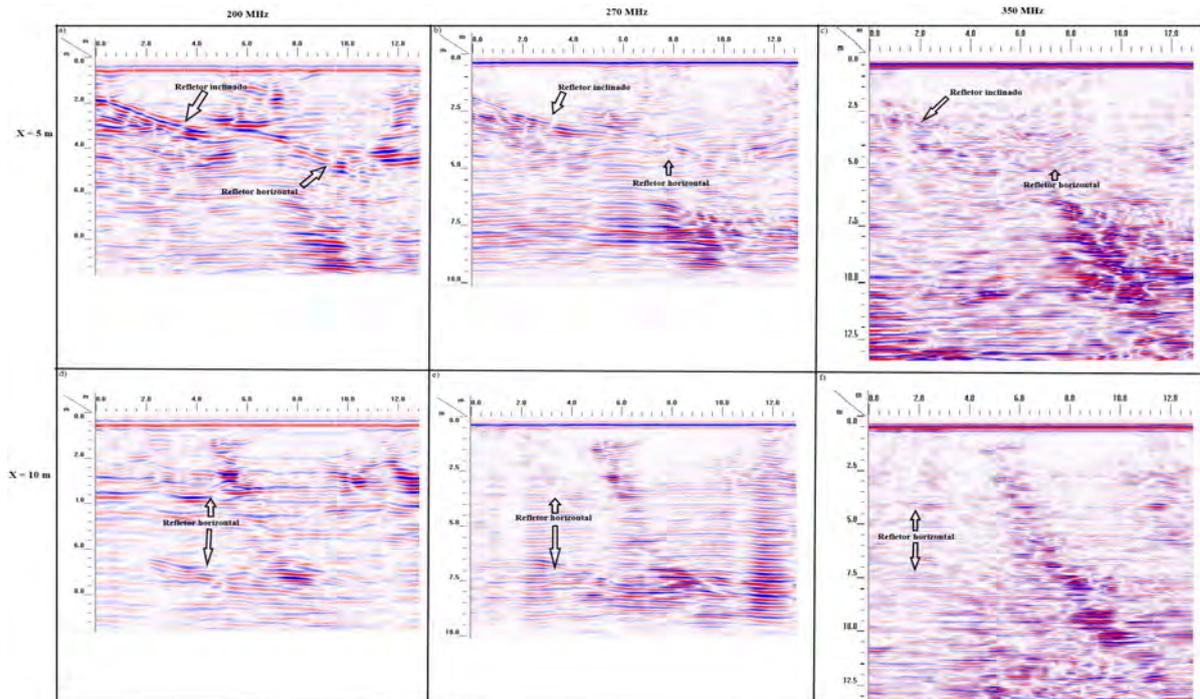


Figura 6.27. Perfis GPR associados à Área B, adquiridos com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz, nas posições 5 m e 10 m, na direção x.

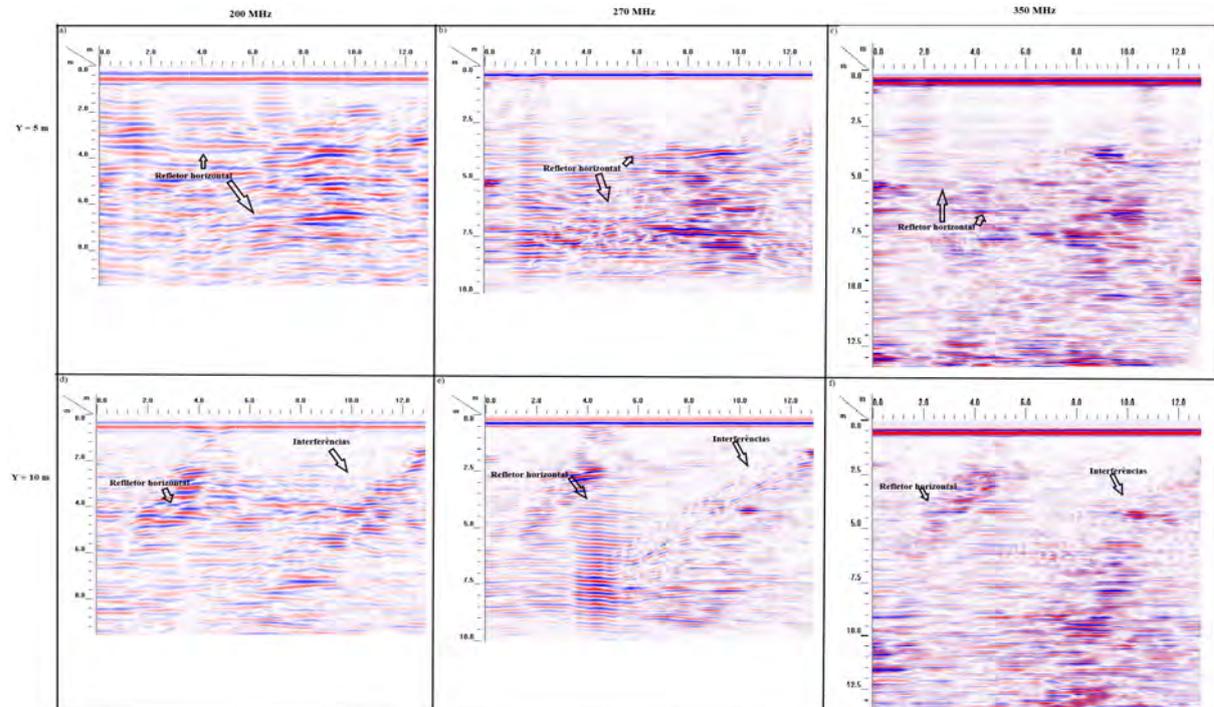


Figura 6.28. Perfis GPR associados à Área B, adquiridos com as antenas de 200 MHz, 270 MHz e 350 MHz, nas posições 5 m e 10 m, na direção y.

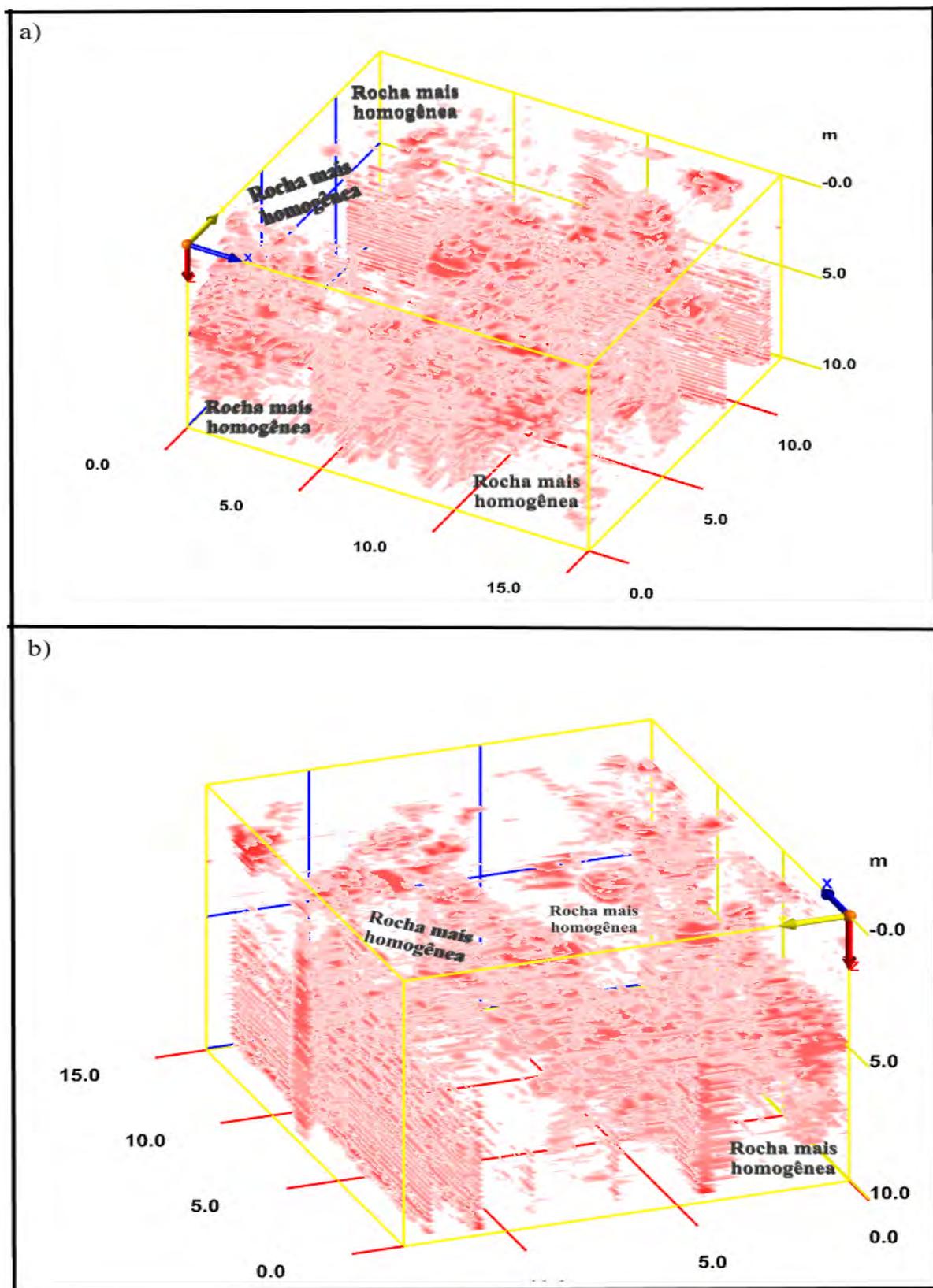


Figura 6.29. Seção GPR 3D da Área B em modo de visualização de refletor com maiores amplitudes: a) vista frontal e lateral; b) vista posterior e lateral.

6.2 Modelo geológico e cava ótima

Esta seção tem como objetivo demonstrar como a integração de dados geofísicos a ferramentas de modelagem de cavas pode auxiliar no desenvolvimento do planejamento de lavra de uma pedreira de mármore ornamental. Os modelos de resistividade elétrica e as informações litológicas provenientes de sondagens no entorno da pedreira viabilizaram a localização e a delimitação de pacotes de mármore. Essas informações, bem como, a localização das frentes de lavras na pedreira ativa, foram utilizadas para o desenvolvimento de um modelo geológico e a obtenção de uma cava ótima a partir do emprego do *software* Micromine.

O Micromine é um *software* comercial voltado para o planejamento e o gerenciamento de projetos de exploração geológica, tornando-se um forte aliado do engenheiro de minas. O *software* tem como objetivo aumentar a produtividade de depósitos minerais e possui ferramentas que permitem gerenciar dados geológicos, estimar recursos e controlar a produção. O Micromine é utilizado em mais de 90 países e destaca-se pela eficiência e abrangência dos recursos disponibilizados aos clientes (MICROMINE, 2023).

O planejamento de lavra é desenvolvido por um engenheiro de minas, normalmente com auxílio de um geólogo, e consiste em um plano de operação de mina dinâmico, desenvolvido com base em critérios geológicos, geotécnicos e econômicos, que deve determinar o sequenciamento de lavra adequado para exploração racional do depósito e assim, otimizar a produção da mina de curto a longo prazo (Flores, 2008; DEMIN, 2023; Pereira, 2017).

A caracterização geológica preliminar é uma etapa essencial para o desenvolvimento de um planejamento de lavra eficiente. A partir do desenvolvimento de um modelo geológico e modelagem de cava, é possível estimar a quantidade relativa de minério e de estéril a serem extraídos, bem como, investigar a viabilidade econômica do projeto (Curi, 2014; Leite, 2017; Martins, 2017).

Os dados litológicos de furos de sondagem disponibilizados pela mineradora e as interpretações dos modelos de resistividade de cada subárea nortearam o desenho do modelo

geológico da área estudada. Os dados de resistividade elétrica e furos de sondagens foram carregados e georreferenciados no *software* Micromine. As curvas de níveis disponibilizadas pela mineração também foram incorporadas ao projeto e utilizadas para modelar a superfície topográfica no *software*. As figuras 6.30 e 6.31 apresentam, respectivamente, as curvas de níveis e a superfície topográfica associada à área de estudo.

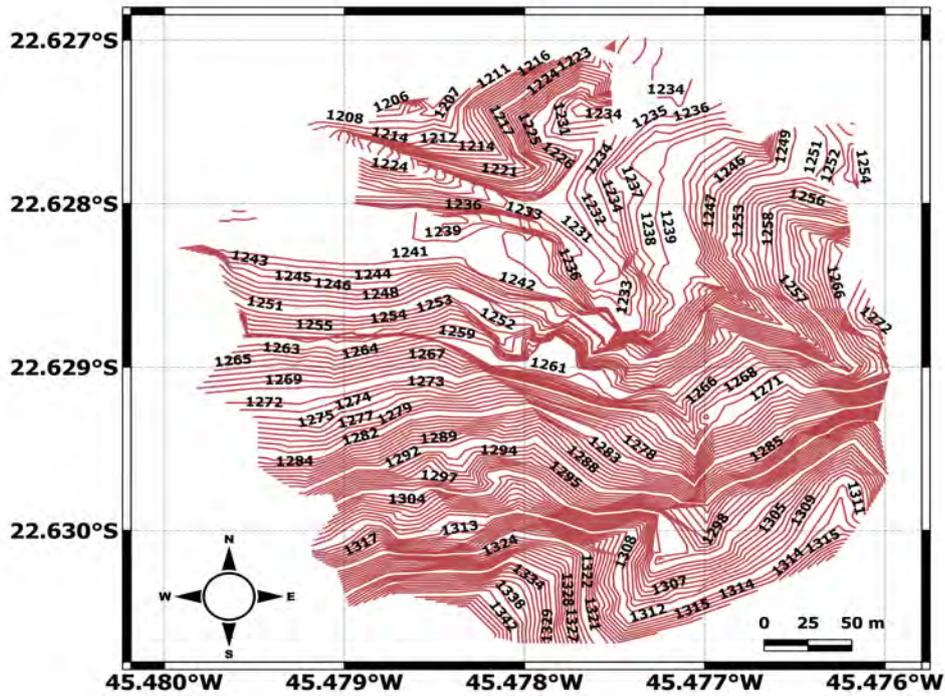


Figura 6.30. Curvas de níveis da área de estudo.

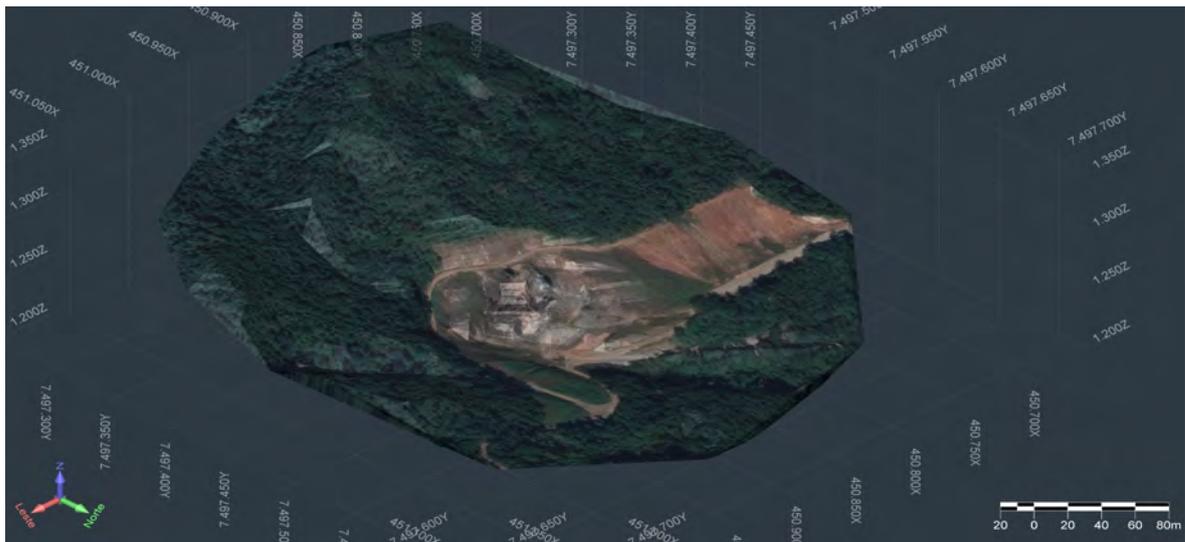


Figura 6.31. Superfície topográfica em perspectiva da área de estudo.

As figuras 6.32, 6.33, 6.34 e 6.35 apresentam o modelo geológico construído com base nas informações geofísicas/geológicas disponíveis (dados litológicos dos furos de sondagens, e os dados geofísicos: seções de resistividades, SEVs e sondagens TDEM). A continuidade entre os corpos de mármore localizados nas linhas 2, 3 e 4 foram inferidas a partir da proximidade dessas linhas, bem como, das informações dos dados dos furos de sondagem SR-01, SR-03, SR-04B, SR-04C e SR-06, que indicam a ocorrência de mármore em pontos localizados entre as três subáreas. A sondagem TDEM 03 corrobora a continuidade inferida, uma vez que, essa sondagem foi realizada em um ponto também localizado entre as três linhas e, como já mencionado, os modelos de resistividade resultantes da inversão dos dados sugerem a ocorrência de um corpo resistivo a partir de 10 m de profundidade (Figura 6.35). A profundidade máxima do pacote de mármore que se estende a partir da Linha 2 (linha de direção Sul-Norte) foi limitada pelos dados do furo de sondagem SR-03 que está localizado à direita dessa linha de aquisição e indica a ocorrência de mármore a partir de aproximadamente 27 m. A profundidade máxima de investigação do furo de sondagem SR-03 foi 80 m (Figura 6.34).

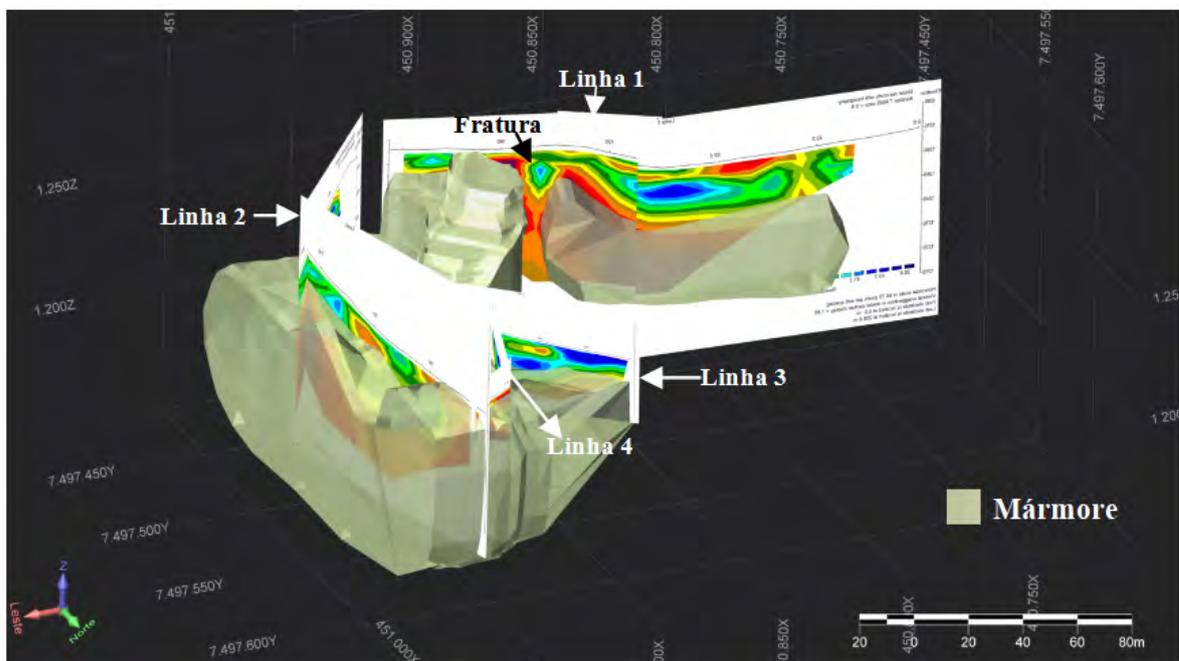


Figura 6.32. Modelo geológico visto em perspectiva de Nordeste com seções de resistividade das linhas 1, 2, 3 e 4.

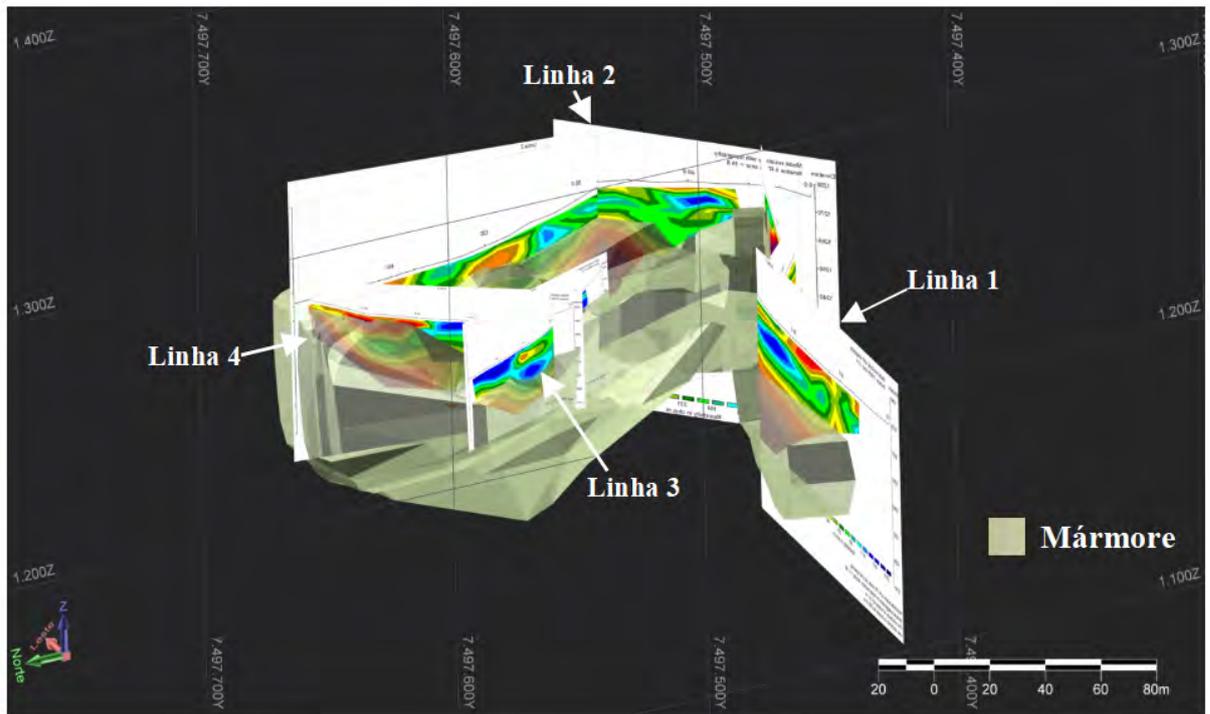


Figura 6.33. Modelo geológico visto em perspectiva de Noroeste com seções de resistividade das linhas 1, 2, 3 e 4.

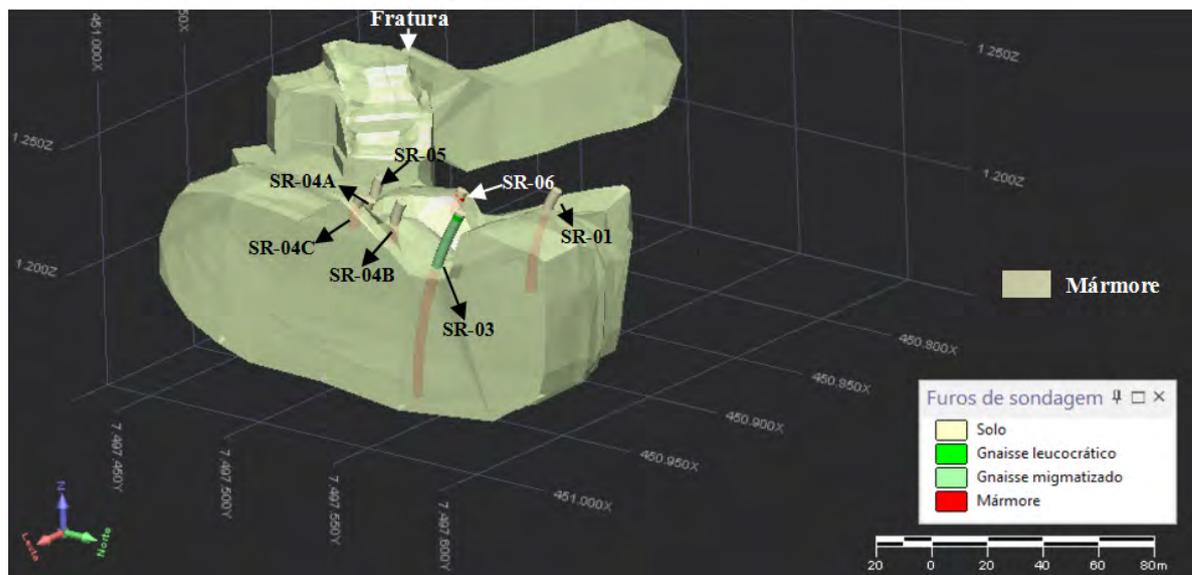


Figura 6.34. Modelo geológico visto em perspectiva com os furos de sondagens.

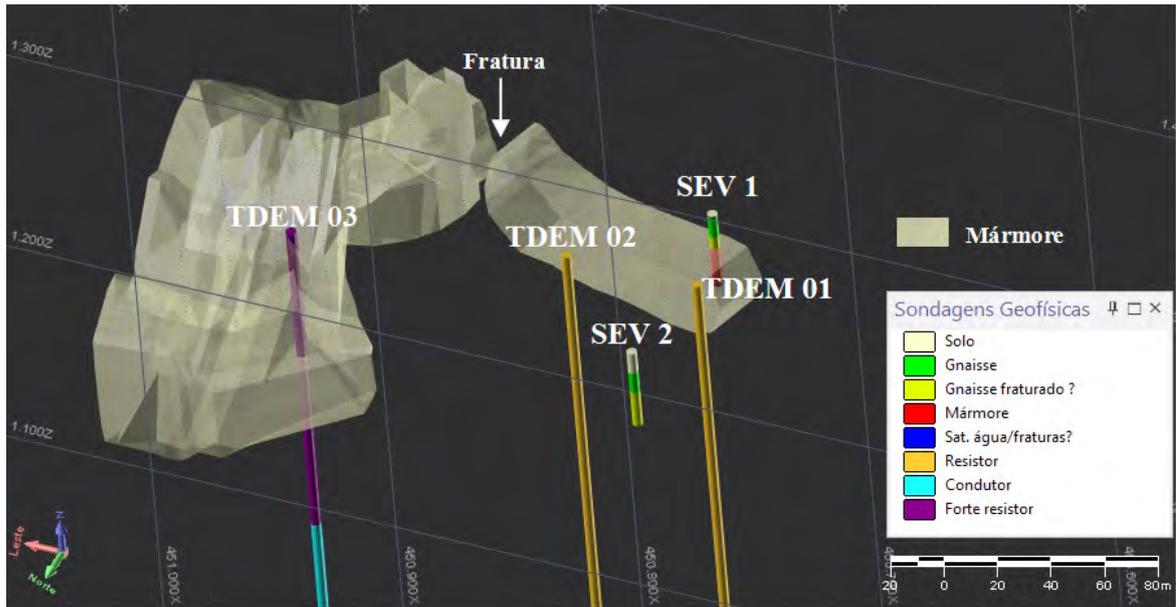


Figura 6.35. Modelo geológico visto em perspectiva com dados interpretados das sondagens geofísicas.

Os corpos de mármore inferidos a partir do modelo de resistividade da Linha 1 compreende uma parcela da pedra ativa da mineradora (Figura 6.32). Como pode ser observado na Figura 6.36, que apresenta o modelo geológico com a imagem da superfície topográfica (Figura 6.31), a pedra de mármore é o elemento que estabelece a conexão entre o bloco a leste da Linha 1 e o pacote de mármore que compreende as subáreas 2, 3 e 4 (figuras 6.32 e 6.33). No modelo de resistividade da Linha 1, há indicação de que o mármore estende-se em alguns pontos além de 50 m. No desenvolvimento do modelo, na área correspondente à pedra ativa, na qual não há informações disponíveis da geologia em subsuperfície para determinar a extensão em profundidade do mármore, optou-se por uma abordagem mais conservadora e por isso, a profundidade nas interfaces desse corpo foi limitada pela menor profundidade inferida a partir dos dados geofísicos/geológicos localizados nas proximidades: a profundidade máxima na qual o mármore foi observado na SEV 1, realizada em um ponto da Linha 1, foi utilizado como referência para limitar a extensão em profundidade do pacote de mármore associado a pedra (profundidade de aproximadamente 36 m).

O modelo geológico da Linha 1 indica a ocorrência de uma fratura que separa dois blocos de mármore. Essa fratura, preenchida por uma intrusão de natureza granítica, como

pode ser observado nas figuras 6.32 à 6.36, não foi incluída no modelo. Para o propósito dessa pesquisa, voltada para demonstrar a eficiência dos métodos geofísicos e como eles podem auxiliar no desenvolvimento de um planejamento de lavra racional, foi desenvolvido um modelo geológico simples e assim, somente os corpos de mármore cuja localização foi corroborada pela interpretação integrada de modelos de resistividade, furos de sondagem e observação de afloramentos (a pedra sob a Linha 1) foram incluídos no desenho.

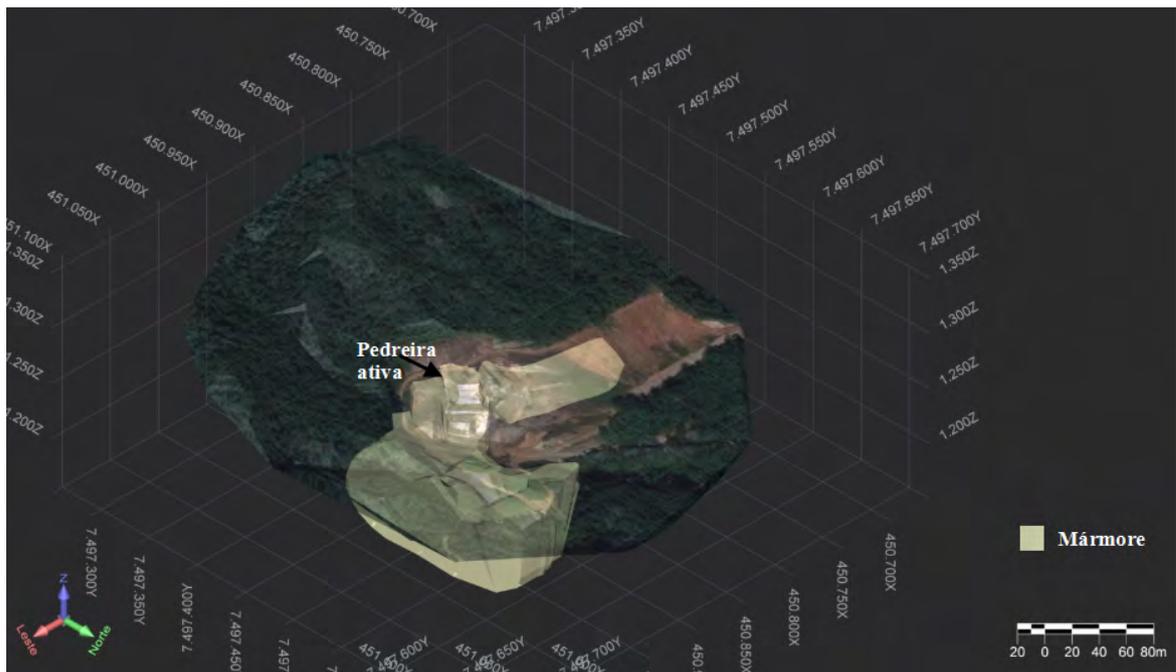


Figura 6.36. Modelo geológico visto em perspectiva com a superfície topográfica (com transparência).

Vale destacar que o modelo geológico desenvolvido a partir da conexão manual das seções criadas em função da interpretação dos modelos de resistividade é bastante semelhante ao modelo resultante de modelagem implícita feita a partir do *software* Micromine. A principal divergência entre os dois modelos é referente a área da pedra. A modelagem implícita sugeriu a conexão entre o corpo a leste no modelo da Linha 1 e o corpo que engloba as linhas 2, 3 e 4. No entanto, a extensão dessa conexão entre os dois corpos em termos de área foi limitada no modelo implícito em decorrência da ausência de informações que possibilitassem o programa delimitar de modo automático a forma e a extensão do pacote de mármore nessa região central da pedra ativa.

Após o desenvolvimento de um modelo geológico, é possível modelar cavas ótimas no *software* Micromine. As modelagens visando a otimização de cava investigam configurações de mina para otimizar a produção, considerando fatores operacionais, econômicos e de segurança. A cava final ótima, para o planejamento de longo prazo, fornece a geometria da mina (tamanho e formato) no final da vida útil e determina a quantidade de material (minério e estéril) que precisam ser extraídos para garantir o maior aproveitamento do bem mineral e maximizar o lucro da mina (Periotto, 1992; Guimarães, 2007; Leite, 2017; Martins, 2017).

Para obter os volumes e massas associados ao mármore e ao estéril, a primeira etapa após o desenvolvimento do modelo geológico consiste em discretizar o modelo geológico em blocos. Toda área do depósito deve ser englobada por um grande bloco e esse bloco é subdividido em blocos menores aos quais são associados valores de teores. Ao corpo de mármore foi atribuído o teor 1 (um) e ao estéril, o teor 0 (zero). Os valores de densidade de mármore e estéril foram utilizados para calcular os valores de massa e volume dos materiais. A densidade média do mármore foi disponibilizada pela Mineração Correa (aproximadamente $2,85 \text{ t/m}^3$). A densidade média da crosta continental foi utilizada como referência para a densidade do estéril ($2,70 \text{ t/m}^3$).

Informações disponibilizadas pela mineradora a respeito de custos médios de extração do estéril, custos de extração e beneficiamento do mármore, bem como, o preço médio de venda de blocos, foram utilizados para obter um modelo de cava final ótima. A Figura 6.37 apresenta o modelo de cava final ótima e a Tabela 6.1 apresenta os valores de massa e volume, bem como, a razão estéril/minério (REM) e o valor presente líquido (VPL) associado ao modelo desenvolvido. O valor presente líquido é calculado a partir da receita líquida e dos custos de produção e beneficiamento. A maximização do VPL determina os limites da cava ótima (Flores, 2008; Leite, 2017; Pereira, 2017).

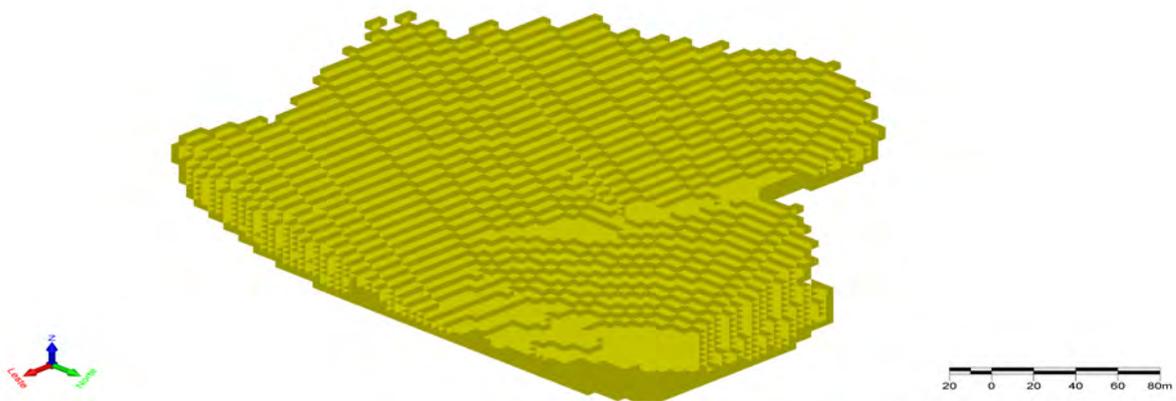


Figura 6.37. Modelo de cava final ótima.

Massa de mármore (t)	2.344.525,78
Massa de estéril (t)	5.721.257,81
Volume de mármore (m³)	822.640,63
Volume de estéril (m³)	2.118.984,38
REM	2,44
VPL (R\$)	2.250.921.566,65

Tabela 6.1. Valores de massa e volume de mármore e de estéril, razão estéril/minério (REM) e valor presente líquido (VPL) relacionados com o modelo de cava final ótima.

O modelo de cava ótima é um modelo matemático e, por isso, não utiliza informações de natureza operacional na sua concepção como largura de berma¹, altura de bancada, ângulo de talude, largura de rampa e outros fatores associados aos tipos de equipamentos utilizados nas operações da mineradora. O modelo de cava ótima é utilizado como referência para desenvolver um modelo de cava operacional. A Figura 6.38 apresenta um modelo conceitual de cava operacional desenvolvido a partir do modelo de cava final ótima (Figura 6.37). Os parâmetros de cava utilizados para o desenvolvimento desse exemplo de cava operacional são apresentados na Tabela 6.2. A Tabela 6.3 apresenta os valores de massa e volume de minério e estéril, assim como, a REM da cava operacional conceitual. Comparando os resultados

¹ Plataforma horizontal ou aproximadamente horizontal, utilizada para melhorar as condições de estabilidade em um talude. Pode ser inclinada para o interior do talude para facilitar o escoamento de água (Barros, 2006).

obtidos referentes a cava ótima e a cava operacional conceitual, nota-se que há uma diferença de cerca de 6% no que diz respeito as toneladas de mármore e estéril a serem extraídas.

Ângulo de talude	90°
Largura de berma	5 m
Altura de banco	5 m
Largura de rampa	5 m

Tabela 6.2. Parâmetros de desenho de cava operacional conceitual.

O modelo de cava operacional conceitual apresentado ilustra como o desenvolvimento de um modelo geológico e modelagens de cavas ótimas auxiliam desde a concepção (estudos de viabilidade do empreendimento) até a implementação (construção da cava) de um planejamento de lavra racional e portanto, sustentável do ponto de vista financeiro, operacional e ambiental. Na prática, conforme destacado em Pereira (2017), o desenvolvimento de uma cava operacional é mais complexo, pois, além de fatores econômicos (vendas, custos de produção e beneficiamento), geotécnicos e operacionais, o tamanho e a forma da cava dependerão também dos limites de concessão de lavra, da capacidade de produção e disponibilidade de capital para investimentos.

Massa de mármore (t)	2.208.685,36
Massa de estéril (t)	5.374.650,77
Volume de mármore (m³)	774.977,32
Volume de estéril (m³)	1.990.611,39
REM	2,43

Tabela 6.3. Valores de massa e volume de mármore e de estéril e razão estéril/minério (REM) relacionados com o modelo de cava operacional conceitual para pedreira de mármore ornamental da área de estudo.

Os resultados apresentados demonstraram como aplicação dos métodos geofísicos auxiliou na caracterização geológica e apoiou o desenvolvimento de um modelo geológico. Adicionalmente, os modelos obtidos destacam como a integração de dados geofísicos e

geológicos a ferramentas de modelagens da Engenharia de Minas pode auxiliar na implementação de um planejamento de lavra estratégico, que permite conciliar produtividade e sustentabilidade, e assim, contribuir para tornar as Minerações de Pequena Escala (MPes) em empreendimentos mais rentáveis e ambientalmente responsáveis.



Figura 6.38. Modelo de cava operacional conceitual.

7. Conclusões e recomendações

A utilização dos métodos geofísicos Eletrorresistividade, Resistividade capacitiva, GPR e TDEM viabilizaram a caracterização geológica de uma pedreira de mármore ornamental pertencente à Mineração Correa, localizada na região de Campos do Jordão, São Paulo.

O método de Eletrorresistividade permitiu investigar contrastes de resistividade até dezenas de metros de profundidade, bem como, localizar corpos de mármore e zonas de fraturas. O método de Resistividade capacitiva forneceu resultados similares ao método de Eletrorresistividade, no entanto, apresentou menor profundidade de investigação.

Os perfis GPR demonstraram eficiência em localizar zonas de fraturas e outras discontinuidades estruturais em subsuperfície. Os modelos GPR 3D associados às bancadas da frente de lavra da pedreira de mármore permitiram investigar heterogeneidades no interior dos blocos da rocha. A análise da homogeneidade do mármore destaca-se como um recurso capaz de orientar a extração dos blocos de mármore em função da qualidade da rocha ornamental.

As sondagens TDEM integradas aos demais dados analisados permitiram realizar inferências sobre a continuidade lateral e vertical dos pacotes de mármore. Para obter modelos geoeletricos mais acurados, em decorrência das interferências eletromagnéticas observadas, sobretudo, nos dados adquiridos com as menores frequências de transmissão, recomenda-se aquisições de novas sondagens.

A eficiência dos métodos geofísicos em auxiliar na caracterização da área de estudo demonstra como a aplicação da Geofísica nas minerações de pequena escala (MPes) pode orientar os estudos exploratórios para áreas nas quais há maior probabilidade de ocorrência do bem mineral e desse modo, pode contribuir para otimizar a produção e reduzir o impacto ambiental associado à utilização de técnicas predatórias de busca pelo mineral explorado. Adicionalmente, a aquisição de dados geofísicos permite otimizar a realização de furos de sondagem e reduzir gastos associados à realização de furos em áreas estéreis.

Os dados geofísicos adquiridos a partir dos métodos Eletrorresistividade e TDEM, bem como, as informações litológicas de furos de sondagens foram integrados ao *software* Micromine, georreferenciados, e utilizados para o desenvolvimento de um modelo geológico 3D e um modelo de cava final ótima. Os resultados relacionados as modelagens realizadas mostraram como o modelo de cava final ótima permite analisar a viabilidade econômica do projeto de mineração, bem como, estimar a extensão final da cava (massas e volumes de materiais a serem extraídos) que possibilita maximizar os lucros da MPE. A massa e o volume de mármore associados ao modelo de cava final ótimo obtido foram 2.344.525,78 t e 822.640,63 m³, respectivamente.

O planejamento de lavra é dinâmico e suscetível aos fatores econômicos, operacionais, ambientais e de segurança de operação na mineradora. Quanto mais informações geológicas estiverem disponíveis, mais acurados tornam-se as modelagens de cava e conseqüentemente, o planejamento de lavra. Destaca-se, a priori, duas regiões nas quais a aquisição de novas informações pode contribuir para aprimorar a caracterização da área de estudo em torno da frente de lavra em atividade. A primeira região consiste na área entre as linhas 1 e 5, onde as únicas informações disponíveis da geologia em superfície são oriundas das sondagens TDEM 01 e TDEM 02. Nessa área, recomenda-se a construção de uma estrada de acesso que corte o talude e viabilize a aquisição de dados de resistividade a partir de caminhamentos elétricos e/ou sondagens elétricas verticais, técnicas que apresentam maior resolução, comparado ao método TDEM, e desse modo, são capazes de fornecer mais detalhes sobre as propriedades elétricas das camadas em subsuperfície. A segunda região na qual a aquisição de novos dados é importante para investigar a continuidade dos pacotes de mármore consiste na área que compreende o final da Linha 5. Recomenda-se a realização de um novo caminhamento elétrico e/ou um furo de sondagem em torno da posição de 160 m da Linha 5, com profundidade mínima de investigação de 30 m.

A introdução de técnicas racionais de exploração mineral é imprescindível para as minerações de pequena escala (MPEs) tornarem-se empreendimentos sustentáveis e competitivos no mercado. A concepção e a implementação de um planejamento de lavra estratégico, bem como, responsável do ponto de vista ambiental e social, são requisitos necessários para as MPEs adequarem-se as boas práticas que conduzirão a transformação

desse setor da mineração em direção a índices mais expressivos de geração de riquezas, sustentabilidade e de adequação à legislação mineral nacional. Como os resultados demonstraram, os métodos geofísicos consistem em recursos tecnológicos capazes de contribuir para o desenvolvimento e a modernização das MPEs. A metodologia implementada na Mineração Correa, certamente, pode servir de modelo e portanto, pode ser expandida para outras MPEs.

Referências Bibliográficas

- ABIROCHAS (Associação Brasileira da Indústria de Rochas Ornamentais), 2021. Balanço das Exportações e Importações Brasileiras de Rochas ornamentais em 2020. Disponível em:<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Informe-01_2021-Balanc%CC%A7o-2020.pdf>. Acesso em: 22/07/2022, 15 h 28 min.
- ABIROCHAS, 2021a. Perfil das atividades do setor de rochas ornamentais no Brasil. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Perfil-das-Atividades-Setoriais-Brasil-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 15 h 35 min.
- ABIROCHAS, 2021b. Produção Brasileira de Lavra. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Producao-Brasileira-Lavra-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 16 h 36 min.
- ABIROCHAS, 2021c. Cenário Mundial. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Cenario-Mundial-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 16 h 41 min.
- ABIROCHAS, 2021d. Histórico Brasileiro no mercado internacional. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Historico-Brasileiro-no-Mercado-Internacional-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 16 h 44 min.
- ABIROCHAS, 2021e. Consumo Interno aparente. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Consumo-Interno-Aparente-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 16 h 47 min.
- ABIROCHAS, 2021f. Indicadores de tendência no setor de Rochas ornamentais. Disponível em:<<https://abirochas.com.br/wp-content/uploads/2022/01/Indicadores-Tendencias-Setoriais-2021.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 17 h 33 min.
- Agência Nacional de Mineração (ANM), 2020. Anuário Mineral Brasileiro: Principais substâncias metálicas (2019). Disponível em: <https://www.gov.br/anm/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/anuario-mineral/anuario-mineral-brasileiro/amb_2020_ano_base_2019_revisada2_28_09.pdf>. Acesso em: 20/07/2022, 20 h 38 min.

- Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, E.Blucher, p.265-281.
- Almeida, E. R., 2011. Caracterização geolétrica na região de Bebedouro-SP por meio de sondagens eletromagnéticas no domínio do tempo (TDEM). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Almeida, E. R.; Porsani, J. L.; Dos Santos, F. A. M.; Bortolozo, C. A., 2017. 2D TEM modeling for a hydrogeological study in the Paraná Sedimentary Basin, Brazil. International Journal of Geosciences, Vol. 8(5), p. 693-710.
- Annan, A. P.; Cosway, S. W., 1992. Simplified GPR beam model for survey design. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 1992, Society of Exploration Geophysicists, p. 356-359.
- Annan, A. P.; Davis, J. L.; Vaughan, C. J., 1984. Radar mapping of buried pipes and cables. Sensors and Software Incorporated, Technical Note, Vol.1.
- Annan, A. P., 2001. Ground penetrating radar workshop notes. Sensors & Software Inc., Ontario, Canada.
- Barros, J. G. D. C., 2006. Glossário de termos geológicos e ambientais aplicados às geociências. Brasília: ESMPU. Disponível em: <http://operengenharia.com.br/wp-content/uploads/2018/09/Glossario_Geologico_Ambiental.pdf>.
- Benderitter, Y.; Jolivet, A.; Mounir, A.;Tabbagh, A., 1994. Application of the electrostatic quadripole to sounding in the hectometric depth range. Journal of Applied Geophysics, Vol. 31(1-4), p.1-6.
- Benson, R.C., Glaccum, R.A. and Noel, M.R., 1984, Geophysical Techniques for Sensing Buried Wastes and Waste Migration. US EPA Contract No. 68-03-3053. Environmental Monitoring Systems Laboratory. Office of R&D. US EPA, Las Vegas, Nevada 89114, p. 236.
- Benson, A. K, 1995. Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities. Journal of applied Geophysics, v. 33, n. 1-3, p. 177-193.

- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. D. M., Abram, M. B.; Santos, J. O. S., 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM, Brasília.
- Bortolozo, C. A., 2011. Inversão conjunta 1D de dados de SEV e TDEM: aplicações em hidrogeologia. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Bortolozo, C. A., 2016. Inversão conjunta 1D e 2D de dados de Eletroresistividade e TDEM aplicados em estudos de hidrogeologia na bacia do Paraná. Tese de Doutorado, IAG-USP, São Paulo.
- Brasil, 2018. Ministério de Minas e Energia. Diagnóstico socioeconômico e ambiental da mineração em pequena escala (MPE) no Brasil: Relatório final. São Paulo, 236 p. Disponível em: <<http://antigo.mme.gov.br/documents/20182/d24586f3-bb15-9a72-3b94-693a9ab9b69a>>. Acesso em: 17/08/2021, 01h04min.
- Brito Neves, B. B. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira Geociências*, vol. 29(3), p. 379-392.
- Brunet, P., Clément, R. and Bouvier, C., 2010. Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT)—A case study in the Cevennes area, France. *Journal of Hydrology* 380.1-2; p. 146-153.
- Buxton, A., 2013. Responding to the challenge of artisanal and small-scale mining: How can knowledge networks help? London: International Institute for Environment and Development. II ED Sustainable Markets. Disponível em: <<http://pubs.iied.org/16532IIED.html>>. Acesso em: 17/08/2021, 01 h 02 min.
- Caccetta, L.; Hill, S. P., 2003. An application of branch and cut to open pit mine scheduling. *Journal of global optimization*, Vol. 27(2), p. 349-365.
- Campañá, J. D. R.; Porsani, J. L.; Bortolozo, C. A.; De Oliveira, G. S.; Dos Santos, F. A. M., 2017. Inversion of TEM data and analysis of the 2D induced magnetic field applied to the aquifers characterization in the Paraná basin, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, Vol.138, p. 233-244.
- Campos Neto, M, 2000. Orogenic systems from Southwestern-Gondwana: an approach to Brasileiro-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern-Brazil. In: Thomaz

- Filho, Antonio; Campos, Diógenes de Almeida (ed.). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 335-365.
- Campos Neto, M.; Basei, M.A.S.; Vlach, S.R.F.; Caby, R.; Szabó, G.A.J.; Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 13-40.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Janasi, V.A.; Moraes, R., 2011. Orogen Migration and tectonic setting of the Andrelândia *Nappe* system: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 32, p. 393-406.
- Cardarelli, E.; Marrone, C.; Orlando, L, 2003. Evaluation of tunnel stability using integrated geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, v. 52, n. 2-3, p. 93-102.
- Carmona, E.; Barbosa, A.; Ustra, A.; Elis, V.; Mendonça, C., 2018. Aplicação do método resistivo-capacitivo para investigação de uma área contaminada por creosoto. VIII Simpósio Brasileiro de Geofísica. DOI: <10.22564/8simbgf2018.124>.
- Cavenaghi, V. L. S, 2017. Caracterização geolétrica de alvos rasos no Sítio Controlado de Geofísica Rasa-II-IAG/USP através do uso de resistividade capacitiva. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Chiodi Filho, C.; de Paula Rodrigues, E.; Artur, A. C., 2004. Panorama técnico-econômico do setor de rochas ornamentais no Brasil. *Geosciences*, v. 23, p. 5-20.
- Chiodi Filho, C.; Kistemann, D., 2014. O setor de rochas ornamentais no Brasil. Capítulo do livro “Tecnologia de rochas ornamentais: pesquisa, lavra e beneficiamento. Vidal, F.V.; Azevedo, H.C.A.; Castro, N. F. Rio de Janeiro. Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). ISBN: 987-85– 8261-005-3, p. 493 – 526.
- Cook, J. C., 1956. An electrical crevasse detector: *Geophysics*, Vol. 21, p.1055–1070.
- Christiansen, A. V.; Auken, E.; Sørensen, K., 2006. The transient electromagnetic method. In: *Groundwater geophysics*, pp. 179-225. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Couto Jr, M. A. et al., 2019. AEMIP Inversion Applied for Gold Exploration Using Maximum Phase Angle Re-Parameterization of The Cole-Cole Model: A Case in Quadrilátero

- Ferrífero Area, MG, Brazil. Conference Paper, Conference and Exhibition Near Surface Geoscience 19’.
- Curi, A., 2014. Minas a Céu Aberto: planejamento de lavra. Oficina de Textos.
- Curioni, G.; Chapman, D. N.; Metje, N., 2017. Seasonal variations measured by TDR and GPR on an anthropogenic sandy soil and the implications for utility detection. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 141, p. 34-46.
- Daniels, D. J.; Gunton, D. J.; Scott, H. F., 1988. Introduction to subsurface radar. *IEE Proceedings*, Vol. 135, part. F, n.4, sp. Iss., p. 277-388.
- De Aguiar, J. M. E., 2000. Modelação da Rede de Fracturação para o Planeamento da exploração de Rochas Ornamentais. Instituto Politecnico de Braganca (Portugal). Disponível em: <<https://bibliotecadigital.ipb.pt/handle/10198/1881>>. Acesso em: 22/07/2022, 17 h 42 min.
- DELVE, 2022. A Global Platform for Artisanal & Small Scale Mining Data. Disponível em: <delvedatabase.org>. Acesso em: 20/07/2022, 17 h 33 min.
- Dentith, M.; Mudge, S. T., 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- DEMIN, 2023. Projetos e linhas de pesquisa. Departamento de Engenharia de Minas, UFMG. Disponível em: <<https://www.demin.ufmg.br/textoproj01.php>>. Último acesso: 20/01/23, 16 h 32 min.
- Di Maio, R.; Piegari, E., 2011. Water storage mapping of pyroclastic covers through electrical resistivity measurements. *Journal of Applied Geophysics*, v. 75, n. 2, p. 196-202.
- Elkarmoty, M., Tinti, F., Kasmaeeyazdi, S., Giannino, F., Bonduà, S., & Bruno, R., 2018. Implementation of a fracture modeling strategy based on Georadar Survey in a large area of Limestone Quarry Bench. *Geosciences*,8(12), 481.
- Fernandes, A.J.; Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H., 1990. O Complexo Embú no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Natal Anais 6, p. 2755-2763.

- Ferreira, G. E., 2003. O setor de rochas ornamentais brasileiro. CETEM/MCT, ABIROCHAS. Disponível em: <<http://mineralis.cetem.gov.br/bitstream/cetem/1188/1/Cap.I.part1.pdf>>. Acesso em: 20/07/2022, 21 h 04 min.
- Flores, B. A.; Cabral, I. E., 2008. Análise de sensibilidade na otimização econômica de uma cava. Rem: Revista Escola de Minas, vol.61, p. 449-454.
- Fritz, M., McQuilken, J., Collins, N., & Weldegiorgis, F., 2018. Global Trends in Artisanal and Small-Scale Mining (ASM): A review of key numbers and issues. International Institute for Sustainable Development (IISD). Disponível em: <<https://www.iisd.org/system/files/publications/igf-asm-global-trends.pdf>>. Acesso em: 20/07/2022, 17 h 17 min.
- Gallas, J. D. F.; Taioli, F.; Silva, S. M. C. P. D.; Coelho, O. G. W.; Paim, P. S. G., 2005. Contaminação por chorume e sua detecção por resistividade. Revista Brasileira de Geofísica, vol.23, p. 51-59.
- Gandolfo, O. C. B.; Gallas, J. D. F., 2007. O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2D de eletrorresistividade. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 25, p.227-235.
- Geotomo *Software*, 2020. Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method.. Manual.
- Griffiths, D. H.; Barker, R. D., 1994. Electrical imaging in archaeology. Journal of Archaeological Science, v. 21, n. 2, p. 153-158.
- GSSI, 2017. RADAN 7 Manual. Geophysical Survey Systems, Inc. Disponível em: <<https://www.geophysical.com/>>.
- Guimarães, O. R., 2007. Aplicação de algoritmos genéticos na determinação de cava final e sequenciamento de lavra em minas a céu aberto. Tese de Mestrado- Curso de Pós Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Gunn, D. A. et al., 2015. Moisture monitoring in clay embankments using electrical resistivity tomography. Construction and Building Materials, v. 92, p. 82-94.

- Hamada, L. R., 2018. Mapeamento Geométrico TDEM por meio da técnica Tx-Fixo e Rx-Móvel Aplicado em Estudos Hidrogeológicos na região central da Bacia de Taubaté-SP. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Harrington, R., 1961. Time-harmonic electromagnetic fields, *The Leading Edge*, Vol. 21, p. 972–982.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. D. C.; Silva, L. D.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. D. A., 2004. Província Mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-235.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tassinari, C.C.G.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Siga Jr., O.; Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*, Journal Geological Society London, Special Publication, vol. 294, p. 211-232.
- Hiruma, S. T., 1999. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado.
- Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi-Gauttieri, M.C., 2001. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 31(3), p. 375-384.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 2019. Macrocaracterização: Províncias Estruturais. Disponível em: <<https://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#mapa222449>>. Acesso em: 27/07/2022, 16 h 56 min.
- Instituto de Física de São Carlos (IFSC), Laboratório de Óptica, 2022. Equações de Fresnel e Ângulo de Brewster. Disponível em: <https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/91145/mod_resource/content/2/apostila6.pdf>. Acesso em: 28/02/22.
- Jalalian, M. H., Bagherpour, R., & Khoshouei, M., 2021. Wastes production in dimension stones industry: resources, factors, and solutions to reduce them. *Environmental Earth Sciences*, 80(17), p. 1-13.

- Janasi, V.A.; Alves, A.; Vlach, S.R.F.; Leite, R.J.; 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia USP: Publicações Especiais* 3, p. 13-24.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I., 2009. *Geofísica de exploração. Oficina de textos.*
- Keller, G. V.; Frischknecht, F. C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting.* Oxford: Pergamon Press.
- Kirsch, R. (Ed.), 2006. *Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology.* Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Krivochieva, S.; Chouteau, M.; 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 52, p. 23– 43.
- Kuras, O.; Beamish, D.; Meldrum, P. I.; Ogilvy, R. D., 2006. Fundamentals of the capacitive resistivity technique. *Geophysics*, Vol. 71(3), p. G135-G152.
- Leite, T. M. G., 2017. Comparação entre métodos de cálculo de cava final: Lerchs Grossmann vs. Sequenciamento direto de blocos. Monografia: Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais. Disponível em: <https://www.eng-minas.araxa.cefetmg.br/wp-content/uploads/sites/170/2018/05/Tiago_Mozart_FINAL1.pdf>.
- Loke, M. H., 2004. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomosoft Solutions, Malaysia.
- Macedo, A., 2021. O papel das cooperativas na Mineração Artesanal e em Pequena Mineração no Brasil. XLV Encontro da ANPAD (EnANPAD), versão online 2177-2576. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Alex-Dos-Santos-Macedo/publication/355175573_O_papel_das_cooperativas_na_Minerao_Artesanal_e_em_Pequena_Minerao_no_Brasil/links/616469520bf51d4817716875/O-papel-das-cooperativas-na-Minerao-Artesanal-e-em-Pequena-Minerao-no-Brasil.pdf>. Acesso em: 20/07/2022, 17 h 25 min.

- Marconato, A.; Turra, B.B.; Salvador, E. D.; Chierigati, L. A.; D'Agostina, L. Z.; Perrota, M. M.; Lopes, R. C., 2006. Mapa Geológico do Estado de São Paulo: Breve descrição das unidades litoestratigráficas aflorantes no estado de São Paulo. Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Disponível em:<http://dSPACE.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/2966/1/breve_descricao_unidades.pdf>. Acesso em: 27/07/2022, 21 h 20 min.
- Martínez, J.; Montiel, V.; Rey, J.; Cañadas, F.; Vera, P., 2017. Utilization of integrated geophysical techniques to delineate the extraction of mining bench of ornamental rocks (Marble). *Remote Sensing*, 9(12), 1322.
- Martins, A. C. C., 2017. Impacto da aplicação da geofísica no planejamento de lavra da mineração de pequena escala. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- McNeill, J. D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers: Technical note TN-6, Geonics Ltd.
- McNeill, J. D., 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. Geonics.
- Mello, E. F., De Almeida, C. N., Coelho, J. M., De Barros, L. A., e Araújo, R. N. P., 2018. O Polo Produtor de Mármore do Sul do Espírito Santo, Brasil: Ordenamento Territorial e Desenvolvimento Sustentável em Regiões Caracterizadas por Mineração em Pequena Escala. *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 41(1), p. 36-51.
- Micromine, 2023. Next generation technology for mining. Disponível em: <<https://www.micromine.com/>>. Último acesso em: 20/01/23, 16 h 28 min.
- Nabighian, M. N.; Macnae, J. C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, p. 427-520. Society of Exploration Geophysicists.
- Oliveira, M. G. de., 2009. O uso do método GPR para mapear interferências no subsolo urbano e diagnosticar a contaminação ambiental de vazamentos de óleo em cabos elétricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 27, n. 2, p. 297-297.
- Ortega, R. A.; Porsani, J. L., 2005. Localização e Delineamento de Pluma de Contaminação por Hidrocarbonetos através dos Métodos GPR e Tomografia Elétrica: Resultados

- Preliminares. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. European Association of Geoscientists & Engineers, p. cp-160-00204. 131-152.
- Pereira, T. F., 2017. Proposta de retomada e expansão para uma mina de calcário. Unipampa, Tecnologia em informação. Disponível em: <<https://cursos.unipampa.edu.br/cursos/tecnologiaemmineracao/files/2019/08/proposta-de-retomada-e-expansao-para-uma-mina-de-calcario.pdf>>. Último acesso: 20/01/23, 16 h 51 min.
- Periotto, A. J., 1992. Determinação da cava ótima em mineração a céu aberto através de programação paralela. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Disponível em: <<https://www.pesc.coppe.ufrj.br/uploadfile/1339608654.pdf>>. Acesso em: 22/07/2022, 21 h 47 min.
- Peternel, R.; Trouw, R.A.J.; Schmitt, R., 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências 35, p. 297-310.
- Porsani, J. L., 1991. Estudo da estrutura geoeétrica da região do Juruá, AM, pelo método magnetotelúrico. Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado.
- Porsani, J. L., 1999. Ground penetrating radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado-SP. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.
- Porsani, J.L.; Borges, W.R.; Elis, V.R.; Diogo, L.A.; Hiodo, F.Y.; Marrano, A.; Birelli, C.A., 2004. Investigações geofísicas de superfície e de poço no Sítio Controlado de Geofísica rasa do IAG/USP. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 22, p.245 – 258.
- Porsani, J.L.; Borges, W.R.; Rodrigues, S.I; Hiodo, F.Y., 2006. O sítio controlado de geofísica rasa do IAG-USP: Instalação e resultados GPR 2D-3D. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 24(1), p. 49-61.
- Porsani, J. L.; Sauck, W. A.; Júnior, A. O, 2006a. GPR for mapping fractures and as a guide for the extraction of ornamental granite from a quarry: A case study from southern Brazil. Journal of Applied Geophysics, vol. 58(3), p. 177-187.

- Porsani, J. L.; Slob, E.; Lima, R.S.; Leite, D.N., 2010. Comparing detection and location performance of perpendicular and parallel broadside GPR antenna orientations. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 70, p. 1-8.
- Porsani, J. L.; De Matos Jangelme, G.; Kipnis, R., 2010a. GPR survey at Lapa do Santo archaeological site, Lagoa Santa karstic region, Minas Gerais state, Brazil. *Journal of archaeological science*, v. 37, n. 6, p. 1141-1148.
- Porsani, J. L.; Ruy, Y.B.; Ramos, F.P.; Yamanouth, G.R.B., 2012. GPR applied to mapping utilities along the route of the Line 4 (yellow) subway tunnel construction in São Paulo City, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 80, p.25 – 31.
- Porsani, J. L.; Almeida, E. R.; Bortolozo, C. A.; Dos Santos, F. A. M., 2012a. TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary basin, Northern São Paulo State, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 82, p. 75-83.
- Porsani, J. L.; Bortolozo, C. A.; Almeida, E. R.; Sobrinho, E. N. S.; Dos Santos, T. G, 2012b. TDEM survey in urban environmental for hydrogeological study at USP campus in São Paulo city, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 76, 102-108.
- Rangel, R. C.; Porsani, J. L.; Bortolozo, C. A.; Hamada, L. R., 2018. Electrical Resistivity Tomography and TDEM Applied to Hydrogeological Study in Taubaté Basin, Brazil. *International Journal of Geosciences*, vol. 9(2), p. 119-130.
- Rey, J.; Martínez, J.; Vera, P.; Ruiz, N.; Cañadas, F.; Montiel, V., 2015. Ground-penetrating radar method used for the characterisation of ornamental stone quarries. *Construction and Building Materials*, 77, 439-447.
- Ribeiro, A.; Trouw, R.A.J.; Andreis, R.R.; Paciullo, F.V.P; Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 25, p. 235-248.
- Riccomini, C., 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado.
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L. G.; Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Neves, B. B. B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 383-405.

- Rocha, L. F.; La Terra, E. F., 2011. Uso do método TDEM (eletromagnético no domínio do tempo) na investigação de pluma de contaminação. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 August, 2011. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, p. 317-321.
- Rodrigues, A. R.; Porsani, J. L., 1995. Aplicações do método GPR na geofísica ambiental: localização de área com tanque desenterrado e dutos. In: 4th Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos, Vol. 2, p.942-944.
- Rodrigues, S.I.; Porsani, J.L., 2006. Utilização do GPR para caracterizar tambores plásticos enterrados no sítio controlado de geofísica rasa do IAG/USP. Revista Brasileira de Geofísica 24(2), 157-168.
- Rodrigues, S. I.; Porsani, J. L.; Santos, V. R.; DeBlasis, P. A.; Giannini, P. C., 2009. GPR and inductive electromagnetic surveys applied in three coastal sambaqui (shell mounds) archaeological sites in Santa Catarina state, South Brazil. Journal of Archaeological Science, vol. 36(10), p. 2081-2088.
- Scaife, J.E.; Annan, A.P., 1991. Ground Penetrating Radar - A Powerful, High Resolution Tool for Mining Engineering and Environmental Problems; Paper presented at 93rd CIM Annual General Meeting, Vancouver, B.C., April 29 - May 1, 1991.
- Sheriff, R. E., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, 3ª Edição, Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, p. 376.
- Seccatore, J., 2014. Gestão sustentável de recursos e reservas para mineração a pequena escala. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/3/3134/tde-24042015-145743/publico/TESE_JacopoSeccatore.pdf>. Acesso em: 20/07/2022, 17 h 11 min.
- Spies, B. R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. Geophysics, Vol. 54(7), p.872-888.
- Stratton, J. A., 1941. Electromagnetic Theory. McGraw Hill Book Company, New York, p. 205-207.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E., 1990. Applied geophysics. Cambridge university press.

- Tichauer, R. M. et al., 2014. Application of Geophysics for mineral exploration in small-scale mining. Resumo de Conferência, VIII CBMINA.
- Tichauer, R. et al., 2020. The role of geophysics in enhancing mine planning decision-making in small-scale mining. Royal Society open science, v. 7, n. 7, p. 200-384.
- Timofeev, V. M., 1978. Some peculiarities of surface capacitive antennas used in electrical geophysical techniques: Reference Information Issue 8/73, Gosstroï USSR, PNIIS.
- Trouw, R.A.J.; Paciullo, F.V.P.; Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais 3, p. 234-235.
- Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 287-310.
- Trouw, R. A.; Peternel, R.; Ribeiro, A.; Heilbron, M.; Vinagre, R.; Duffles, P.; Kussama, H. H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, vol.48, p. 43-57.
- Trouw, R. A. J.; Peternel, R. P. M.; Duffles, P.; Vinagre, R.; Coutinho, G. R.; Matos, G. C. D.; Ramos, R., 2020. Geologia e recursos minerais da folha Pindamonhangaba SF. 23-YB-VII, estados de Minas Gerais e São Paulo. Disponível em:<<https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/17707>> . Acesso em: 27/07/2022, 17 h 31 min.
- Urban, T. M. et al., 2014. High resolution GPR mapping of late bronze age architecture at Kalavassos-Ayios Dhimitrios, Cyprus. Journal of Applied Geophysics, Vol. 107, p. 129-136.
- Vidal, F. W. H.; Pinheiro, J. R.; Castro, N. F.; Caranassios, A., 2014. Lavra de rochas ornamentais. CETEM/MCTI. Disponível em:<http://mineralis.cetem.gov.br:8080/bitstream/cetem/1733/1/CCL00020014_CAPITULO_04_opt.pdf>. Acesso em: 20/07/2022, 20 h 53 min.

- Vinagre, R.N.; Trouw, R.A.J.; Mendes, J.C.; Ludka, I., 2014. Química mineral e geotermobarometria do batólito Serra da Água Limpa, *Nappe* Socorro-Guaxupé, faixa Brasília meridional, sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, v. 44, p. 387 – 414.
- Walker, J. P.; Houser, P. R., 2002. Evaluation of the OhmMapper instrument for soil moisture measurement. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 66(3), p. 728-734.
- Ward, S. H.; Hohmann, G. W., 1987. Eletromagnetic theory for geophysical applications: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, Ed. Misac N. Nabighian, Vol. 1, p. 131-311.
- Young, J. D.; Leon, P. J., 1996. A brief history of GPR fundamentals and applications. In: *Proceedings in 6th International Conference on Ground Penetrating Radar*, Sendai, p. 5-14.
- Zuquim, M.P.S.; Trouw, R.A.J.; Trouw, C.C.; Tohver, E., 2011. Structural evolution and UePb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé shear zone, central Ribeira belt e SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 31, p. 199-213.