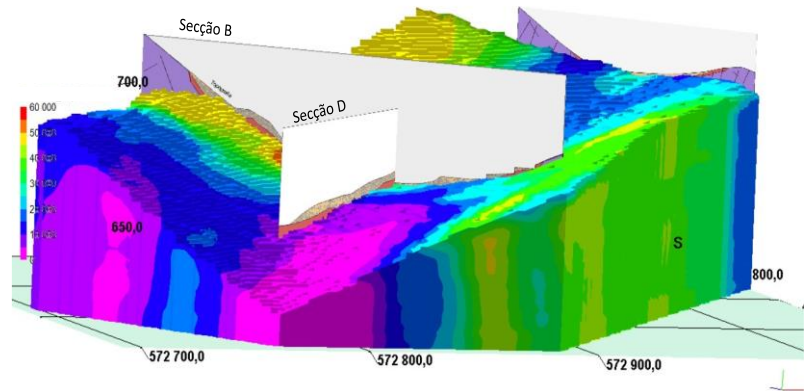




Integração de metodologias geofísicas na avaliação do impacto ambiental no subsolo da Mina de Regoufe - Arouca

Hender De Almeida Hernández

Mestrado em Geologia

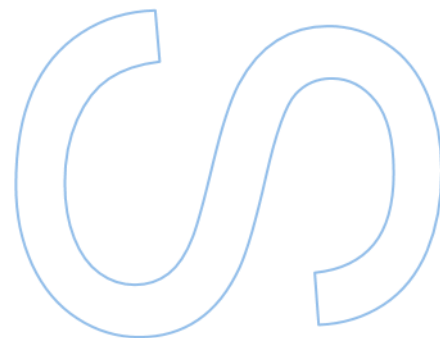
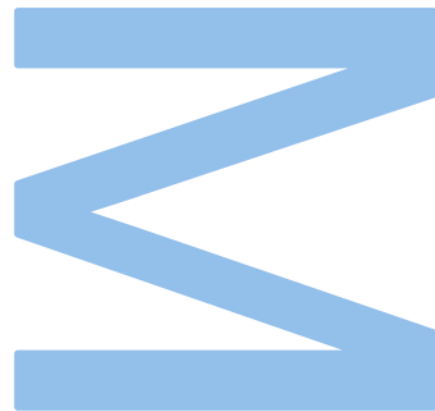
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2021/2022

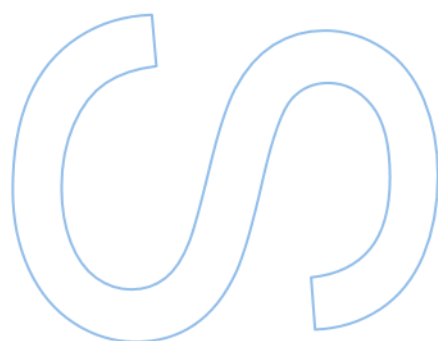
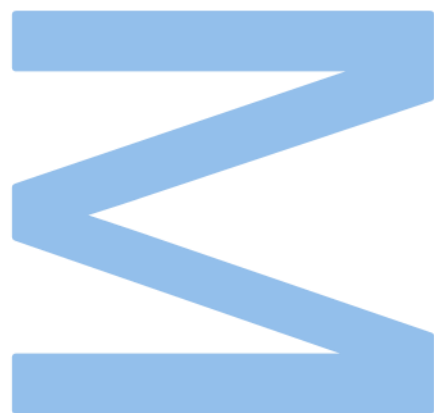
Orientador

Helena Sant'Ovaia, Professora Associado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

Rui Moura, Professor Auxiliar, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto





“Aquele que olha para fora sonha. Aquele que olha para dentro desperta” Carl G. Jung

Declaração de Honra

Eu, Hender De Almeida Hernández, inscrito(a) no Mestrado em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto declaro, nos termos do disposto na alínea a) do artigo 14.º do Código Ético de Conduta Académica da U.Porto, que o conteúdo da presente dissertação de projeto “SHS: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention” reflete as perspetivas, o trabalho de investigação e as minhas interpretações no momento da sua entrega.

Ao entregar esta dissertação de projeto, declaro, ainda, que a mesma é resultado do meu próprio trabalho de investigação e contém contributos que não foram utilizados previamente noutros trabalhos apresentados a esta ou outra instituição.

Mais declaro que todas as referências a outros autores respeitam escrupulosamente as regras da atribuição, encontrando-se devidamente citadas no corpo do texto e identificadas na secção de referências bibliográficas. Não são divulgados na presente dissertação de projeto quaisquer conteúdos cuja reprodução esteja vedada por direitos de autor.

Tenho consciência de que a prática de plágio e auto-plágio constitui um ilícito académico.

Hender De Almeida Hernández

Porto, 27 de janeiro de 2023.

Agradecimentos

Primeiramente, devo agradecer ao consórcio que me permitiu fazer parte do projeto “SHS: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention”. Este trabalho foi financiado pelo projeto SHS - PROJETO NORTE-01-0145-FEDER-000056, através de bolsa por fundos nacionais pelo meio da FCT - Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., no âmbito dos projetos Ref^{as} UIDB/04683/2020 e UIDP/04683/2020.

Sempre fui um defensor da aprendizagem como fonte que alimenta o espírito. Por isso, decidi embarcar numa nova viagem e alimentar o meu espírito académico na terra dos meus antepassados. É uma honra agradecer a cada um dos professores que fizeram parte da minha formação, especialmente à Professora Helena Sant’Ovaia, que me motivou a envolver-me neste projeto e ajudou-me a realizar este trabalho. Ao Professor Rui Moura, pelos valiosos momentos de aprendizagem, que me fizeram apreciar cada vez mais o mundo geofísico. Ao Professor Jorge Espinha Marques, pela sua paixão pela hidrogeologia, o seu apoio durante este trabalho merece um grande reconhecimento. Ao professor Nuno Durães, da Universidade de Aveiro, por sua colaboração subministrando dados e partilhando sua experiência geoquímicos na zona de Regoufe.

À Faculdade de Ciências e à Universidade do Porto, aos seus professores e investigadores por terem aberto as suas portas, permitindo-me partilhar e aprender um novo mundo. Mil agradecimentos pela sua paixão e colaboração às professoras Maria dos Anjos e Deolinda Flores. Um agradecimento especial a Cláudia Cruz por estar sempre disposta e entusiasmada a colaborar continuamente durante este projeto. Aos meus colegas, que me ajudaram a integrar-me no mundo académico e a desfrutar das salas de aula e viagens de campo.

Estas linhas não fariam qualquer sentido sem a minha companheira de viagem: à Ñequi por me ouvir, à sua paciência e motivação, principalmente pelo vosso amor, a vós eu poderia dedicar todo este livro. Aos meus assistentes: Tuki e Mita por me ajudarem no meu trabalho de campo e à vossa motivação para continuar dia após dia, passo a passo, obrigado por me permitirem transmitir a minha paixão por fazer o que amamos e vê-la refletida em vós é uma grande inspiração. Aos meus pais por tudo o que sou hoje, o sentido de responsabilidade e dedicação do meu pai e a compaixão e energia positiva do vosso espírito mami que, embora não possa ler estas linhas, a vossa memória viverá para sempre no meu coração.

Resumo

Um dos alvos de estudo do projeto “SHS: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention” é a área envolvente da mina de tungsténio de Regoufe, localizada no concelho de Arouca, explorada extensivamente principalmente durante a Segunda Guerra Mundial, e encerrada nos anos 70 do século XX. Dado que no passado não havia regulamentação relativa às obrigações de mitigação do impacto ambiental de uma mina, existem áreas como Regoufe que carecem de estudos de caracterização do impacto poluente e de intervenção ambiental adequada. A acumulação de rejeitados ricos em sulfuretos poderá ter provocado uma drenagem ácida que durante os processos de lixiviação causados pela água de infiltração originou a contaminação dos solos em Regoufe, evidenciada pelo seu carácter ácido e pelas concentrações anómalas de alguns Elementos Potencialmente Tóxicos (EPT) relatados em estudos geoquímicos anteriores (Correia et al., 2012; Durães et al., 2021; Favas et al., 2010; Sousa, 2016).

Neste sentido, a presente investigação contemplou a utilização de técnicas geofísicas para caracterizar o impacto da atividade mineira na subsuperfície. Dada a natureza ácida dos solos e o seu efeito sobre as concentrações iónicas da água infiltrada, técnicas como a resistividade eléctrica (RE) foram utilizadas para realizar perfis nas áreas contaminadas. Paralelamente, foi realizada uma campanha de aquisição de dados electromagnéticos (EM) para medir a condutividade eléctrica da subsuperfície numa maior cobertura espacial. Além disso, técnicas complementares como a refração sísmica e a análise multicanal de ondas de superfície (MASW) foram utilizadas para caracterizar a geometria, profundidade e comportamento geomecânico dos solos e corpos rochosos. A integração destas técnicas permitiu a interpretação de secções hidrogeológicas e volumes de resistividades 3D para obter uma visão da distribuição dos fluidos potencialmente contaminantes e do material de rejeito presente no vale mineiro.

Palavras-chave: Sísmica de refração, MASW, Eletromagnética, Resistividade eléctrica, Contaminação, Atividade mineira.

Abstract

One of the project study aims of "SHS: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention" is the area surrounding the tungsten mine of Regoufe, located in the municipality of Arouca, extensively exploited mainly during the Second World War, and closed in the 1970s. Given that in the past there were no regulations concerning the obligations to mitigate the environmental impact of a mine, there are areas such as Regoufe that lack studies to characterize the pollution impact and appropriate environmental intervention. The accumulation of sulfide-rich tailings may have caused an acid drainage that during the leaching processes caused by seepage water led to soil contamination in Regoufe, evidenced by its acid character and anomalous concentrations of some Potentially Toxic Elements (PTE) reported in previous geochemical studies (Correia et al., 2012; Durães et al., 2021; Favas et al., 2010; Sousa, 2016).

In this sense, the present investigation contemplated the use of geophysical techniques to characterize the impact of mining activity on the subsurface. Given the acidic nature of the soils and its effect on the ionic concentrations of the infiltrated water, techniques such as electrical resistivity (ER) were used to perform profiles in the contaminated areas. In parallel, an electromagnetic (EM) data acquisition campaign was conducted to measure subsurface electrical conductivity over a wider spatial coverage. In addition, complementary techniques such as seismic refraction and multichannel analysis of surface waves (MASW) were used to characterize the geometry, depth and geomechanical behavior of the soil and rock bodies. The integration of these techniques allowed the interpretation of hydrogeological sections and 3D resistivity volumes to gain insight into the distribution of potentially contaminating fluids and tailings material present in the mining valley.

Keywords: Refraction seismic, MASW, Electromagnetics, Electrical resistivity, Pollution, Mining

Índice

Lista de Tabelas	8
Lista de Figuras	9
Introdução.....	15
Capítulo 1: Enquadramento e objetivos do estudo	19
1.1 - Localização geográfica.....	19
1.2 - Antigas minas e o seu efeito no subsolo – O caso das Minas de Regoufe	20
1.3 - Objetivos da investigação	22
Capítulo 2: Estado da arte	23
2.1 - Resenha histórica da Mina de Regoufe.....	23
2.2 - Antecedentes: Estudos de impacto ambiental na zona das minas de Regoufe.....	24
2.3 - Enquadramento geológico	28
2.4 - Geologia regional	32
2.5 - Ocorrências minerais na mina de Regoufe.....	37
Capítulo 3: Métodos de resistividade elétrica.....	39
3.1 - Fundamentos teóricos.....	39
3.1.1 - Resistividade real	39
3.1.2 - Fluxo de corrente.....	43
3.1.3 - Configurações de eléctrodos e fatores geométricos	45
3.2 - Metodologia na medição da resistividade elétrica no laboratório	49
3.3 - Resultados e análises das medições de resistividade no laboratório.	52
3.4 - Metodologia na medição da resistividade elétrica (Perfis do tipo ERT)	53
3.4.1 - Dados existentes, digitalização e formatação.	55
3.4.2 - Aquisição de dados resistividade elétrica (ERT): Perfil PE10.....	58
3.5 - Resultados e análises dos perfis elétricos (ERT)	58
Capítulo 4: Métodos eletromagnéticos (EM)	62
4.1 - Fundamentos teóricos.....	62
4.1.1 - Ondas eletromagnéticas	62

4.1.2 - Métodos electromagnéticos em domínio tempo e frequência.....	66
4.1.3 - Princípios de funcionamento dos equipamentos eletromagnéticos móveis.....	66
4.2 - Metodologia no levantamento de dados eletromagnéticos	68
4.3 - Resultados e análises dos dados EM.....	70
Capítulo 5: Métodos Sísmicos	74
5.1 - Fundamentos teóricos.....	74
5.1.1 - Ondas de corpo	74
5.1.2 - Ondas de superfície.....	78
5.2 - Método de refração sísmica	81
5.2.1 - Fundamentos teóricos	81
5.2.2 - Metodologia de aquisição de dados sísmicos	84
5.2.3 - Resultados e análises dos dados de sísmica de refração.....	86
5.3 – Método “Multi-channel Analysis of Surface Waves” (MASW).....	91
5.3.1 - Fundamentos teóricos	91
5.3.2 - Resultados e análises dos dados sísmicos tipo MASW.	92
Capítulo 6: Integração das diferentes técnicas e discussão dos resultados	97
6.1 - Fundamentos teóricos.....	97
6.1.1 - Estado da arte no uso de técnicas de inversão de resistividades e modelos integrados.....	97
6.1.2 - Modelação com inversão geofísica controlada pela estrutura	98
6.2 - Resultados e análises da integração das metodologias geofísicas	100
6.2.1 - Metodologia de integração.....	100
6.2.2 - Integração dados de resistividade elétrica (dados de laboratório e perfis de campo).	102
6.2.3 - Integração dos métodos sísmicos e elétricos.....	104
6.2.4 - Integração dos resultados de resistividade elétrica e dados electromagnéticos.....	106
Capítulo 7: Modelo Hidrogeológico Conceptual	111
7.1 - Fundamentos teóricos.....	111

7.1.1 - Conceitos hidrogeológicos.....	111
7.1.2 – Modelos hidrogeológicos análogos	112
7.2 – Mapa de ocupação de solo.....	114
7.3 - Modelo hidrogeológico conceptual das minas de Regoufe.....	117
7.4 - Interpretação de secções hidrogeológicas	118
7.4.1 Metodologia e considerações na geração das secções hidrogeológicas...	118
7.4.2 Resultados e análise das secções hidrogeológicas	121
7.4.3 Discussão do modelo hidrogeológico na zona mineira de Regoufe.....	132
Capítulo 8: Considerações finais	134
Conclusões.....	134
Trabalhos futuros.....	135
Referências bibliográficas.....	136
Relatórios técnicos	141
Anexos	142
Anexo 1	143
Anexo 2	144
Anexo 3	145
Anexo 4	146
Anexo 5	147
Anexo 6	149
Anexo 7	150
Anexo 8	151

Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Comparação das configurações de dipolo-dipolo, Schulmberger, quadrada e Wenner (Reynolds, 2011).	47
Tabela 3.2 Composição química das águas utilizadas em laboratório para medir a resistividade eléctrica de: água mineral “Frize”, águas de nascente “Serra da Estrela” e água da galeria da mina colhida em fevereiro de 2022 (dados subministrados por Espinha Marques, comunicação pessoal, 2022).	50
Tabela 3.3. Resumo de parâmetros de aquisição dos ERT.	57
Tabela 7.1. Descrição macroscópica das observações de campo em relação ao tipo de solo, rocha, floresta e zonas de presença de água de escorrência superficial.	115

Lista de Figuras

Figura 1.1. Localização da área de estudo.	19
Figura 1.2. Carta topográfica e relevos principais na região de Regoufe	20
Figura 2.1. Vista geral das ruínas das instalações mineiras em Regoufe.....	24
Figura 2.2. Localização da área de estudo no contexto da região denominada Zona Centro-Ibérica (ZCI) (adaptado de Vera, 2004).....	29
Figura 2.3. Mapa geológico da região de Regoufe (Tavares, 2006).....	29
Figura 2.4. Mapa petrológico esquemático do granito de Regoufe (adaptado de Vriend et al.,1985 e Sluijk,1963).	32
Figura 2.5. Alternância de estratos pelíticos e psamíticos do Complexo Xisto Grauváquico em afloramento a norte do granito de Regoufe (Tavares, 2006)	33
Figura 2.6. (a) Biotite nos xistos afectados por metamorfismo de contacto. Nicóis paralelos. (b) Aspeto microscópico de uma corneana pelítica. Nicóis cruzados (Tavares, 2006).	34
Figura 2.7. Granito de Regoufe em afloramento perto da mina de Regoufe. (a) Aspeto geral. (b). Textura da matriz de grão meio a grosseiro com pormenor de fenocristal de feldspato (Tavares,2006)	35
Figura 2.8. Perfis esquemáticos que ilustram a configuração de tensão e orientação de veios graníticos e veios de quartzo de origem hidrotermais. (a) Expansão do corpo magmático (b) orientação dos veios na rocha encaixante (Jacques et al, 2018).....	36
Figura 3.1. Definição básica de resistividade num bloco homogéneo (Reynolds, 2011).	40
Figura 3.2.Gamas típicas de condutividade/resistividade de alguns minerais, rochas e materiais comuns (Dentith e Mudge, 2014).....	41
Figura 3.3 Fluxo de corrente de um único eléctrodo de superfície (Kearey, 1984).....	43
Figura 3.4. Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por uma fonte de corrente e um detector de corrente (Van Nostrand e Cook, 1966).	44
Figura 3.5. Configuração de eléctrodos usualmente utilizadas para sondagens (a) Wenner, (b) Schlumberger e (c) Dipolo-dipolo (Dentith e Mudge, 2014).	46

Figura 3.6. Criação de uma pseudo-secção no caso de uma geometria do tipo Schlumberger. (Dentith and Mudge, 2014)	48
Figura 3.7. Localização das amostras de água e solo na fotografia aérea (esquerda) e fotografias (direita) ilustrando as amostras: (a) água de galeria, (b) o material perto da área da lavaria, (c) e solo da escombreira de finos.	50
Figura 3.8. Equipamento utilizado no laboratório para efectuar medições de resistividade em amostras de solo e água da mina de Regoufe.	51
Figura 3.9. Esquema do tubo de ensaio para medição da resistividade eléctrica nas amostras de solo e água.	52
Figura 3.10. Equipamento utilizado para a geração dos perfis resistivos (ERT).	54
Figura 3.11. Localização aproximada dos perfis de resistividade eléctrica apresentados por Gomes Marques 2019 e do perfil PE10 realizado no presente estudo.	55
Figura 3.12. Metodologia para a digitalização das pseudo-secções eléctricas PE1 e PE2. A) Digitalização de um dos grupos associados a uma gama de cor e resistividade. B) Digitalização completa dos grupos na pseudo-secção C) Gama de cores e valores de resistividade aparente atribuídos, D). Após inversão, comparação entre os perfis da imagem (esquerda) (Gomes Marques (2019)) e digitalizados (direita) para obter as resistividades reais.	56
Figura 3.13. Pseudo-secção de resistividade aparente medida (topo), resistividade aparente calculada (centro) e perfil de resistividade real a partir da inversão (abaixo) para A) Perfil PE1 e B) Perfil PE2. Ver locais no mapa na Figura 3.11.	57
Figura 3.14. Perfil de resistividade eléctrica (ERT) PE 10.	58
Figura. 4.1. Ilustração esquemática de uma onda eletromagnética (adaptado de Dentith e Mudge, 2014).	62
Figura 4.2. Corrente eléctrica de um campo magnético (a) fluxo de corrente através de um segmento reto (b) através de um laço circular e (c) campo magnético dipolar (Dentith e Mudge, 2014).	63
Figura 4.3. Representação esquemática do método electromagnético (Dentith e Mudge, 2014).	64
Figura 4.4. (a) Diagrama vectorial que define as relações de fase e magnitudes dos campos primário e secundário (b) componentes vectoriais do campo secundário (Dentith e Mudge, 2014).	65

Figura 4.5 Relações entre voltagens induzidas e atrasos de fase entre campos magnéticos primários, secundários e resultantes (Beck, 1981).....	65
Figura 4.6. Sistema eletromagnético móvel com bobina dupla de indução eletromagnética (Reynolds, 2011)	67
Figura 4.7. Dispositivo fabricado pela Geonics Lmt, série EM31.....	68
Figura 4.8. Localização das estações das diferentes campanhas eletromagnéticas e fotografia aérea de referência.	69
Figura 4.9. a.- Correlação e regressão linear entre as condutividades medidas nas estações da 2da campanha (eixo horizontal) e as da 1era campanha (eixo vertical). b.- Correlação e regressão linear entre as condutividades medidas nas estações da 3ra campanha (eixo horizontal) e as da 1era campanha (eixo vertical).....	71
Figura 4.10. Mapa de condutividade eléctrica relativa para a componente horizontal dH (profundidade de investigação até 3m).	73
Figura 4.11. Mapa de condutividade eléctrica relativa para a componente vertical dV (mS/m) (profundidade de investigação até 6m).....	73
Fig. 5.1. Esquema de deformações elásticas associado al passo de a) onda “p” b) onda “s”. (Bolt, 1982).....	75
Figura 5.2. Diagrama de deformação unidirecional sob tensão de tracção.	76
Figura 5.3 Diagramas de raios mostrando as diferentes ondas resultantes de uma interface entre dois meios elásticos. (a) Incidência oblíqua com diminuição da velocidade através da interface, (b) incidência oblíqua com aumento da velocidade através da interface. (Dentith and Mudge, 2014).....	77
Figura 5.4. Medidas de velocidade de propagação em diferentes tipos de rochas. (Sheriff e Geldart, 1995).....	78
Figura 5.5 Diagrama da deformação do material sob a passagem de uma onda Rayleigh (Bolt, 1982).	79
Figura 5.6 Dispersão geométrica das ondas de superfície (Foti et. Al 2011).....	80
Figura 5.7 Energia de ondas superficiais viajando como um pacote de ondas a uma velocidade U, enquanto cada onda individual viaja à velocidade da fase C (Lowrie e Fitchner,2020).....	80
Figura 5.8 (a). Traçados sísmicos mostrando diferentes trajetos definidos pela mudança no declive das primeiras chegadas. (b) Gráfico de tempos de chegada da onda direta e	

criticamente refratada. (c) Esquema de trajetórias sísmica para chegadas de ondas críticas refratadas. 82

Figura 5.9. Distribuição das velocidades que afetam a validade do método recíproco. (a) Assunção do método (b) e (c) Casos com fortes variações laterais de velocidade tendem a suavizar o modelo, invalidando os seus resultados..... 84

Figura 5.10. Localização dos perfis sísmicos PS1 e PS2 e fotografia de área ilustrando a distribuição de depósitos de resíduos de minas..... 85

Figura 5.11. Representação esquemática dos dados de levantamento sísmico. 85

Figura 5.12. Registo de traçados sísmicos correspondente ao perfil sísmico PS1 e o tiro a 60m. 86

Figura 5.13. Gráfico distância (offset) vs tempo de primeiras chegadas no perfil PS1, os pontos representam o primeiro análises e os triângulos unidos por linhas representam a seleção final após do controlo de qualidade. 87

Figura 5.14. Gráficos de tempo de trajecto-distância e trens de velocidades para a) PS1 e b) PS2..... 88

Figura 5.15. Perfil topográfico estimado e topografia média a)PS1 e b)PS2. 89

Figura 5.16. Modelo de velocidade de onda “p” inicial obtido através do modelo recíproco do perfil PS1. 90

Figura 5.17. Modelo de velocidade de onda “p” obtido pelo processo de inversão tomográfica para perfil PS1 (a) e perfil PS2 (b)..... 91

Figura 5.18. Espectros de velocidade aparente e seleção de velocidades do modo fundamental no perfil PS1 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m..... 93

Figura 5.19. Espectros de velocidade aparente e seleção de velocidades do modo fundamental no perfil PS2 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m..... 93

Figura 5.20. Curva de dispersão do perfil PS1 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m e PS2 (c) tiro em 0 m (d) tiro a 60 m..... 94

Figura 5.21. Resultados da modelação MASW e refração sísmica para o perfil PS1. 1D modelo de velocidades de onda S obtido de MASW para: (a) tiro a 0 m (b) e tiro a 60 m (c) curvas de velocidade de onda P (de refração sísmica) e onda S (MASW). (d) curvas do módulo E de Young e interpretação geomecânica. 95

Figura 5.22. Resultados da modelação MASW e refração sísmica para o perfil PS2. 1D modelo de velocidades de onda S obtido de MASW para: (a) tiro a 0 m (b) e tiro a 60 m

(c) curvas de velocidade de onda P (de refração sísmica) e onda S (MASW). (d) curvas do módulo E de Young e interpretação geomecânica.	95
Figura 6.1. Vista esquemática da inversão geofísica controlada pela estrutura	99
Figura 6.2. Ilustração esquemática de uma inversão de resistividade eléctrica controlada por estrutura (Bergmann et al, 2014).	100
Figura 6.3. Metodologia integrada dos métodos geofísicos proposto em Regoufe....	101
Figura 6.4. Gamas de resistividades de algumas rochas (literatura), materiais obtidos da mina (laboratório) e medições nos perfis eléctricos.	103
Figura 6.5. Dados de entrada, metodologia para realizar uma inversão das resistividades eléctricas controladas pela estrutura. (a) Definição das interfaces 1 e 2 com maior contraste de onda “p”. (B) Dados de entrada da resistividade aparente (C) Informação topográfica e (d) Resultado da modelação de resistividades eléctricas controlada pela estrutura.	104
Figura 6.6. Resultados da inversão de resistividade do perfil PE10 utilizando (a) a metodologia convencional e (b) a metodologia controlada pela estrutura.	105
Figura 6.7. Covariância cruzada entre os dados EM (condutividade) e ERT (resistividade).	106
Figura 6.8. Mapa de resistividade eléctrica para o intervalo entre 0 e 3 m de profundidade.	108
Figura 6.9. Mapa de resistividade eléctrica para o intervalo entre 3 e 6 m de profundidade.	109
Figura 6.10. Parâmetros e modelo geoestatístico utilizados para a estimativa das resistividades eléctricas na zona central do vale mineiro (intervalo 0 a 3m de profundidade).....	109
Figura 6.11. Parâmetros e modelo geoestatístico utilizados para a estimativa das resistividades eléctricas na zona central do vale mineiro (intervalo 3 a 6m de profundidade)	110
Figura 7.1. Reservatórios e fluxos que afectam as águas subterrâneas	111
Figura 7.2. Modelo hidrogeológico análogo a Regoufe em Sardon-Espanha	113
Figura 7.3. Diagrama da variação da superfície freática num cenário pós-mineração. (Schmidt, 2007)	114
Figura 7.4. Mapa de ocupação de solo da mina de Regoufe.	116

Figura 7.5. Modelo hidrogeológico conceptual postulado para a área mineira de Regoufe.....	118
Figura 7.6. Localização das secções hidrogeológicas e perfis eléctricos numa vista geral 3D com a fotografia aérea.....	119
Figura 7.7 Fluxograma com a metodologia para gerar as secções hidrogeológicas.	120
Figura 7.9. Secção com interpretação hidrogeológica "A" (ver localização no mapa na Figura 7.8). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.	123
Figura 7.10. Mapa de localização das secções "B", "C" e "D", indicando os dados utilizados para a sua interpretação: perfis de resistividade, perfis sísmicos, observações de campo e mapa de ocupação do solo.....	124
Figura 7.11. Secção com interpretação hidrogeológica "B" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.	125
Figura 7.12. Secção com interpretação hidrogeológica "C" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.	127
Figura 7.13. Secção com interpretação hidrogeológica "D" (ver localização no mapa na figura Int5). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície (perfis ERT). B) Perfis Sísmicos (velocidade de onda "p" 2D e Modulo de Young médio para Perfis PS1 e PS2).	129
Figura 7.14. Secção com interpretação hidrogeológica "D" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Interpretação geológica B) Interpretação hidrogeológica.....	130
Figura 7.15. Visualização 3D das secções geológicas interpretadas (vista desde noroeste).	131
Figura 7.16. Visualização 3D do modelo de resistividades elétricas e secções geológicas interpretadas.....	133
Figura 7.17. Visualização 3D das secções hidrogeológicas em conjunto com as anomalias de resistividade elétrica (áreas potencialmente com as águas mais contaminadas).	133

Introdução

O presente trabalho de Dissertação de título “Integração de metodologias geofísicas na avaliação do impacto ambiental no subsolo da Mina de Regoufe – Arouca” enquadra-se no segundo ano do Mestrado em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, incluída no plano curricular 2021/2022, sendo orientada pela Doutora Helena Sant’Ovaia com a coorientação do Doutor Rui Miguel Marques Moura.

Este estudo foi integrado no projeto de investigação “SHS: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention” desenvolvido por um consórcio que é liderado pelo Instituto de Ciências da Terra (ICT), polo da FCUP, e financiado por fundos NORTE2020, Portugal 2020 e pela União Europeia através do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional.

Associada à exploração extensiva dos recursos mineiros na parte norte de Portugal, grandes áreas de acumulação de materiais residuais do processo de extração foram geradas ao longo de várias décadas do século XX. Devido à falta de intervenção ambiental nas fases de desenvolvimento e desativação das minas, estas acumulações podem causar uma contaminação significativa do solo, da água e do ar em redor das áreas mineiras. Neste sentido, o presente trabalho de investigação concentra-se na Área Mineira de Regoufe, no Conselho de Arouca. Estas minas tinham como objetivo a exploração de veios de quartzo mineralizados em tungsténio e cassiterite e cessaram a sua actividade extrativa no final dos anos 70 do século XX, tendo a intervenção ambiental sido quase nula após o fecho da mina.

Dado a área de estudo estar próxima da aldeia de Regoufe, com áreas de cultivo e pecuária, bem como a inserção da zona mineira no sistema de geoparques em Portugal (Rocha et al., 2008), é importante realizar estudos de caracterização para avaliar o impacto ambiental deixado pela actividade mineira, sendo o principal alvo de este projeto a análise dos solos, subsolos e águas subterrâneas na área envolvente à mina.

Neste contexto, tendo em vista a aplicação de medidas de mitigação ou de recuperação do solo e as águas de escorrência superficial, é importante realizar um trabalho que permita uma caracterização quantitativa do impacto causado nos solos e subsolos, assim como na água subterrânea. Assim, o foco da presente investigação será a caracterização do sistema hidrogeológico nas áreas abrangidas pela mina de Regoufe, utilizando técnicas geofísicas integradas para tentar estabelecer a distribuição espacial

das áreas contaminadas na subsuperfície e suportar estes resultados com as observações físico-químicas de superfície, permitindo fortalecer o modelo proposto.

Assim, o documento seguinte visa desenvolver as bases científicas, teóricas, metodológicas, assim como atividades de recolha de informação, controlo de qualidade, desenvolvimento e análises de resultados do projeto de investigação aqui apresentado. A presente dissertação está dividida em 8 capítulos, os quais em síntese contêm a seguinte informação:

Capítulo 1 – Enquadramento e objetivos

Este capítulo contém uma descrição geral do enquadramento geográfico e do contexto da zona mineira de Regoufe. Neste particular, descreve o impacto das antigas minas sobre o ambiente, especificamente no que diz respeito à drenagem ácida de minas (AMD) por lixiviação de sulfuretos, e o seu impacto nos solos e águas subterrâneas. Na parte final são destacados os objetivos principais e secundários deste estudo.

Capítulo 2 – Estado da arte

O capítulo 2 efetua uma resenha geral da história da mina de Regoufe, o seu desenvolvimento durante a Segunda Guerra Mundial como uma importante fonte de minerais metálicos (principalmente volframite e cassiterite). Também descreve as diferentes instalações em ruínas e o tipo e disposição dos resíduos mineiros. É também apresentada uma sinopse dos estudos de impacto ambiental anteriores. A este respeito, são descritas principalmente as análises geoquímicas dos solos, águas e subsolo de Regoufe e arredores. Um subcapítulo descreve o enquadramento geológico da área, destacando a evolução geotectónica associada aos processos hercínicos e a instalação do granito de Regoufe. A geologia local é aqui descrita, detalhando as características petrográficas do corpo plutónico e da rocha encaixante. O último subcapítulo trata da ocorrência de minerais, destacando os metálicos e a ganga predominante.

Capítulo 3 – Métodos de resistividade eléctrica

O capítulo 3 subdivide-se na seguinte estrutura: fundamentos teóricos relacionados com a resistividade eléctrica, metodologia e resultados de medições laboratoriais e, finalmente, metodologia e resultados de perfis de resistividade do tipo ERT (*Electrical Resistivity Traversing*). Os fundamentos gerais incluem a definição de resistividade real, fluxo de corrente, configurações de eléctrodos e factores geométricos, destacando os processos para a construção de pseudo-seções de resistividade eléctrica. Descreve-se a metodologia do trabalho realizado no laboratório para a medição da resistividade com

amostras de água, solo da mina, assim como medições com fluidos de águas comerciais mineralizadas para avaliar o efeito nas resistividades num caso hipotético de águas ácidas. Na parte da metodologia e resultados dos perfis ERT, são descritas a digitalização de dois perfis e a descrição da interpretação do conjunto de perfis de trabalhos anteriores e, por fim, a descrição da metodologia de inversão e análise dos resultados do perfil PE10 realizado neste estudo.

Capítulo 4 – Métodos eletromagnéticos (EM)

Este capítulo começa com a descrição do contexto teórico incluindo ondas electromagnéticas, métodos eletromagnéticos (EM) em tempo e frequência e o princípio de funcionamento do equipamento electromagnético móvel, detalhando o caso do dispositivo EM31. Subsequentemente, é descrita a metodologia de aquisição e processamento de dados de campo e, finalmente, é detalhada e analisada a criação de mapas de condutividade eléctrica para dois intervalos no subsolo.

Capítulo 5 – Métodos sísmicos

Aborda os conceitos teóricos de propagação de ondas sísmicas, principalmente o comportamento de ondas de corpo "p" e "s", bem como ondas superficiais, com ênfase em ondas Rayleigh. São apresentadas as equações que descrevem os seus movimentos (especialmente velocidades de propagação e trajetória), parâmetros elásticos como o módulo de Young e a sua relação com as propriedades subsuperficiais (geometrias e carácter geomecânico das rochas, solos e fluidos). Os fundamentos teóricos dos métodos sísmicos desenvolvidos no terreno são descritos: método de refração sísmica e o método "*multichannel analysis of surface waves*" (MASW). As metodologias e análises destas duas técnicas são apresentadas separadamente, especificamente na estimativa dos modelos de velocidade de onda "p" 2D (refração) e modelos de velocidade de onda "s" 1D (MASW) para finalmente estimar as espessuras das camadas dos depósitos de rejeitos da mina, a profundidade das zonas de alteração do substrato granítico e a definição da superfície freática.

Capítulo 6 - Integração das diferentes técnicas e discussão dos resultados

Este capítulo condensa e concentra-se nas análises realizadas com as diferentes técnicas geofísicas descritas nos capítulos anteriores. O objetivo é integrar os resultados com diferentes princípios físicos e escalas de resolução para descrever as propriedades eléctricas, acústicas e elásticas do conjunto: solo, substrato rochoso e fluidos presentes. Este capítulo começa com uma descrição teórica de técnicas inovadoras na realização

de modelos de inversão geofísica controladas pela estrutura. Segue-se uma descrição e análise dos resultados da integração de dados laboratoriais e dos perfis de resistividade eléctrica (ERT). Refere-se ainda a integração dos métodos sísmicos e eléctricos e finalmente é realizada uma análise da correlação dos dados eléctricos (ERT) com os dados electromagnéticos (EM) e a geração de mapas de resistividade eléctrica do subsolo.

Capítulo 7 – Modelo Hidrogeológico Conceptual

Este capítulo é dedicado ao estabelecimento dos princípios fundamentais do ciclo hidrogeológico e dos parâmetros que influenciam as propriedades hidráulicas do subsolo e, portanto, a distribuição da superfície freática. São também discutidos modelos hidrogeológicos análogos aos de Regoufe e a influência dos sistemas de galerias na drenagem do maciço rochoso. Também é descrita a metodologia e apresentação do mapa de ocupação do solo que serve de base para analisar as condições de superfície no desenvolvimento do modelo hidrogeológico. Finalmente, o modelo hidrogeológico conceptual, quatro secções hidrogeológicas e um modelo 3D de resistividades na área mineira são detalhados com base em observações de campo e nos resultados de análises eléctricas, electromagnéticas e sísmicas.

Capítulo 8 - Considerações finais

Este último capítulo apresenta as conclusões finais através da análise e interpretação dos resultados das observações de campo e dos levantamentos geofísicos, bem como algumas sugestões para o trabalho futuro com vista a reforçar o modelo hidrogeológico aqui proposto.

Capítulo 1: Enquadramento e objetivos do estudo

1.1 - Localização geográfica

A área de estudo está situada na mina de Regoufe localizada na freguesia de Covelo de Paivô, no concelho de Arouca, distrito de Aveiro (Figura 1.1). A área está abrangida pelas Folhas 155-156, à escala 1/25000 da Carta Militar de Portugal (Exército, 2000).

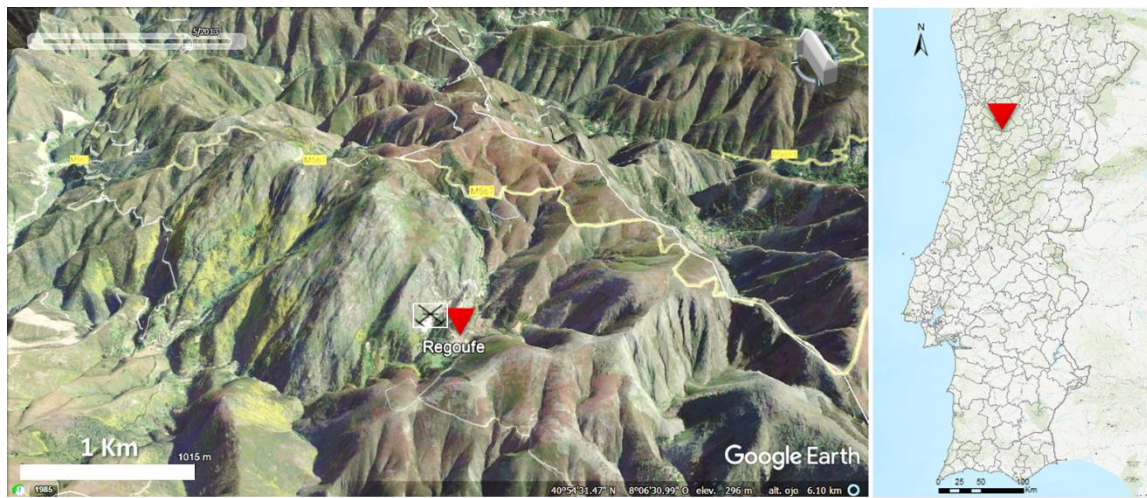


Figura 1.1. Localização da área de estudo.

Geograficamente a região está localizada numa zona de relevos acidentados na Serra da Gralheira e encontra-se circundada pelos altos montanhosos da Serra de Macário a este, e pela Serra da Coelheira a sudoeste (Figura 1.2). Enquanto que as depressões geográficas mais marcantes limitam a oeste e a nordeste com as bacias hidrográficas dos Rios Paivô e a Ribeirinha do Deilão, respetivamente. A rede de drenagem é densa e os rios e ribeiros principais correm sinuosamente em vales encaixados (Tavares, 2006). É importante salientar que na zona da mina e na aldeia de Regoufe, os percursos de água têm uma direção do vale preferencial nordeste-sudoeste. Como se observa na Figura 1.2, a aldeia de Regoufe e a zona mineira encontram-se numa das vertentes da zona montanhosa, a cotas de cerca de 620 m a 780 m e na sua proximidade, a este e a sul está desenvolvida uma região de cultivo, a cotas de cerca de 610 m. A área de Regoufe apresenta uma precipitação média anual de 1487 mm, com dois períodos climáticos: o período húmido, que compreende os meses de setembro a junho (com

valores máximos de precipitação nos meses de dezembro e janeiro); e o período seco nos meses de julho e agosto.

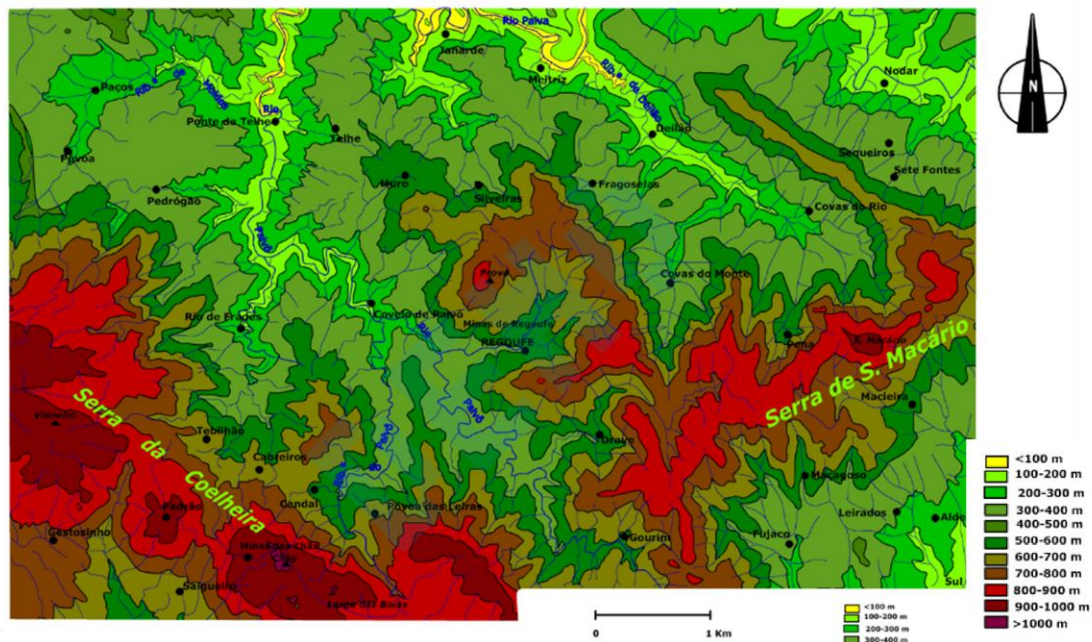


Figura 1.2. Carta topográfica e relevos principais na região de Regoufe (Tavares, 2006).

1.2 - Antigas minas e o seu efeito no subsolo – O caso das Minas de Regoufe

Existem várias regiões na Europa onde as atividades mineiras no passado tiveram um grande impacto no ambiente (Candeias et al., 2011; González et al., 2011; Martínez et al., 2012; Patinha et al., 2004). Muitos destes casos estão associados a depósitos mineiros metalíferos cujos minérios podem conter sulfuretos abundantes. O processo de mineração permite que estes sulfuretos estejam em contato direto com um ambiente oxidante. Assim, durante estas atividades há uma série de intervenções durante a exploração mineira, tais como barragens de resíduos de rocha; pilhas de resíduos de rocha; pilhas de lixiviado; pilhas de minério de baixa qualidade; pavimentos e fachadas de minas a céu aberto; trabalhos subterrâneos; cortes de estradas; rochas; e outras escavações de rocha. Quando estes sulfuretos são expostos à atmosfera ou às águas subterrâneas oxidantes, estes sulfuretos oxidam e produzem água ácida rica em

sulfatos, metais pesados e metalóides, gerando uma das principais causas de poluição na indústria mineira conhecida como "drenagem ácida de minas" (DAM) (Lottermoser, 2007).

A partir desses depósitos, elevadas concentrações de metais e sais impactam as águas superficiais, a vida aquática, os sedimentos e as águas subterrâneas. Muitas vezes, as minas DAM têm um maior impacto na água subterrânea do que a água superficial, que pode vir de depósitos de rejeitos, solos contaminados, etc. (Eary et al., 2003; Paschke et al., 2001). Estes fluxos passam subsequentemente para aquíferos, especialmente se os depósitos de resíduos estiverem a céu aberto (Lachmar et al., 2006).

A mina de Regoufe, alvo de este estudo corresponde a uma região mineira que tem sido considerada como uma mina do tipo DAM (Correia et al., 2012; Favas et al., 2010). A instalação de empresas extrativas fundamentalmente na Segunda Guerra Mundial, foi desenvolvida a fim de explorar veios de quartzo ricos em minerais metálicos, principalmente volframite e cassiterite (Geopark, 2021; Vilar, 1998). A acumulação de rejeitos ricos em ácido sulfúrico associados à exploração destes recursos pode ter causado a drenagem ácida levando à contaminação do solo em Regoufe, o que foi relatado em estudos geoquímicos anteriores (Correia et al., 2012; Durães et al., 2021; Favas et al., 2010; Sousa, 2016). Estes trabalhos, que serão detalhados mais tarde neste relatório, evidenciaram o carácter ácido do solo e as concentrações anómalas de alguns Elementos Potencialmente Tóxicos (PTE).

Dado que se trata de uma mina antiga sem uma intervenção adequada de recuperação ambiental, é relevante a realização de um estudo de impacto sobre a contaminação do solo, água e subsolo, sendo o objetivo principal deste estudo a caracterização dos componentes do subsolo, solo, subsolo e águas subterrâneas.

1.3 - Objetivos da investigação

Primário:

- Avaliar e caracterizar o impacto ambiental no solo, subsolo e águas subterrâneas utilizando técnicas geofísicas nas zonas da antiga mina de Regoufe, Arouca.

Secundários:

- Avaliar cenários que permitam compreender a relação entre os dados físico-químicos dos solos e informação geofísica de subsuperfície.
- Estabelecer se existe alguma correlação entre a distribuição anómala das condutividades elétricas do solo superficial na área envolvente da mina e a resposta geofísica do subsolo proveniente dos perfis resistivos e dados electromagnéticos.
- Gerar mapas da distribuição das propriedades elétricas em redor da mina, integrando dados físico-químicos do solo, resistividade eléctrica e dados electromagnéticos.
- Analisar e caracterizar os depósitos nas zonas do subsolo com maior potencial de contaminação mediante um modelo de inversão de resistividade eléctrica controlado pela estrutura, integrando técnicas geofísicas complementares como refração sísmica.
- Gerar perfis interpretativos representativos do subsolo baseados nos resultados de inversão geofísica e no contexto hidrogeológico da zona.

Capítulo 2: Estado da arte

2.1 - Resenha histórica da Mina de Regoufe

Desde o início do século XX, os manifestos mineiros afirmaram o potencial mineiro da área de Regoufe. O francês Gustave Thomas obteria a primeira licença para a sua exploração em 1915. Durante a Segunda Guerra Mundial, a empresa portuguesa “Companhia portuguesa de Minas” foi criada, trabalhando principalmente com capital e administração britânica, mas com o tempo e o fim da guerra, a procura de tungsténio diminuiu e o mesmo aconteceu com a actividade mineira (Vilar, 1998).

O complexo mineiro de Regoufe, também conhecido como Poça da Cadela, cobre uma área de 45 ha e chegou a albergar mais de mil trabalhadores. Devido a estas operações, as áreas em redor das concentrações mineiras foram desobstruídas para a construção de estradas e instalações de construção que consistiam entre outros, em edifícios administrativos, instalações técnicas, bem como um bairro mineiro, um clube, uma casa de vendas e uma cavalaria (Figura 2.1). Para além destas infraestruturas, existiam também as áreas de lavaria, tanques e maquinaria. Os maiores depósitos de granito e blocos de quartzo, que eram material residual das atividades, encontram-se lateralmente às galerias e nas áreas de maquinaria. Estes são compostos por material de diferentes calibres, desde grandes blocos graníticos e areias de diferentes granulometrias. Uma grande parte dos detritos da actividade aparece em alguns casos solta, preenchida principalmente nos vales onde corre água intermitente (Silva and Ribeiro, 2004).



Figura 2.1. Vista geral das ruínas das instalações mineiras em Regoufe.

2.2 - Antecedentes: Estudos de impacto ambiental na zona das minas de Regoufe

A avaliação do impacto ambiental da actividade mineira em Regoufe tem sido desenvolvida em vários trabalhos de investigação. Várias fontes de dados geológicos, geoquímicos (água, solo e matéria orgânica) e geofísicos foram obtidas nos últimos 12 anos para determinar o potencial de contaminação e as áreas afetadas (Correia et al., 2012; Durães et al., 2021; Favas et al., 2010; Favas, 2008; Marques, 2019; Sousa, 2016). Grande parte da informação recolhida foi interpretada para fins específicos como avaliar o grau e tipo de contaminação nas águas superficiais, solos e matéria orgânica.

Nas obras conjuntas de Correia e Favas (2012) foram realizadas análises físico-químicas (temperatura, pH, Eh e condutividade eléctrica (E.C.)) da água na zona de Regoufe e zonas circundantes. Estes estudos levaram a cabo campanhas de amostragem nos pontos de saída das galerias, escorrência das escombreyras (Correia et al., 2012; Favas et al., 2010; Favas, 2008) e linhas de água ao longo da mina (Correia et al., 2012). Os resultados obtidos mostraram um carácter ácido próximo da neutralidade destas águas, sendo as mais ácidas as que se encontram perto das

galerias e escombrelas (pH 4,75 – 6,46 dados de (Correia et al., 2012)), no caso das linhas de água o valor pH é mais baixo (5,35) (Correia et al., 2012). Estas águas têm também uma elevada carga de elementos metálicos, principalmente 401 µg/L Mn; 355 µg/L Zn; 42,6 µg/L Cd (Favas et al., 2010). Foram também determinados elevados níveis de As (10 µg/L). O anião predominante é o sulfato (444 mg/L- (Favas et al., 2010)), tendo sido classificadas como águas de sulfato de sódio e cloreto de sódio (Favas et al., 2010). Estes autores concluem que os efluentes provenientes das galerias e das escombrelas apresentam características químicas que refletem os processos de lixiviação de massas mineralizadas com sulfuretos, próprios de uma zona considerada como de drenagem ácida (DAM).

Estudos posteriores foram conduzidos na área de Regoufe. No que respeita à água, Durães et al. (2021) destacam que esta apresenta valores de pH próximos da neutralidade, entre 5,99 e 6,88 (Durães et al., 2021; Sousa, 2016) de acordo com a classificação de Ficklin (Ficklin et al., 1992) . Durães (2021) assinala os baixos valores dos PTE, isto é, Mn (1,04 – 13,6 µg/L), Zn (19,6 – 484 µg/L), Cd (0,04 – 9,45 µg/L) e As (0,78 – 206 µg/L).

O trabalho realizado conjuntamente por Sousa (2016) e Durães *et al.* (2021) não só incluiu a água, como também análises do solo. O estudo cobriu a região em redor da mina e incluiu áreas agrícolas perto da aldeia de Regoufe. Nestes estudos, os solos naturais, agrícolas e matérias das escombrelas foram caracterizados como sendo ácidos a muito ácidos (Durães et al., 2021; Sousa, 2016). Apesar da característica de solos ácidos, a resposta elétrica é anómala obtendo-se valores muito baixos de condutividade (entre 7,8 – 158 µS/cm). Adicionalmente, estes autores fazem uma descrição estatística ressaltando a presença de Elementos Potencialmente Tóxicos com valores elevados principalmente de As e Cd, os quais são mais elevados nas zonas dos arredores da mina especialmente no local da escombrela, embora nas zonas agrícolas circundantes, mesmo que mais baixos, também apresentam altos índices de contaminação.

Finalmente, estes autores concluem que o processo de extração mineira relaciona as zonas de depósitos de rejeitos com os altos níveis de alguns metaloides encontrados no solo da área. No caso do As, Cd, e W, a sua média excede os valores do fundo geoquímico local o que coincide com um alto nível de contaminação. No entanto, apesar dos solos serem ácidos, a água não mostra níveis de contaminação severa. Os autores atribuem esta resposta a, por um lado pela natureza de pH perto da neutralidade da água que não promove a dissolução dos PTE presentes no solo, ou pela existência de

fases mineralógicas precipitadas que atuam como receptoras dos metalóides provenientes dos minerais metálicos (Durães et al., 2021).

No que respeita a estudos do subsolo, assinala-se um único trabalho feito na região de Regoufe, através de perfis de resistividade elétrica, sendo dois mais extensos obtidos nas zonas de aterros de material de rejeito e nas zonas perto das galerias das minas (Marques, 2019). Gomes Marques (2019) aponta o caráter heterogéneo evidenciado nas variações de resistividades observadas. A interpretação destes dados indica a possibilidade de distinguir regiões da zona das escombreyas de finos, zonas de material grosseiro e o substrato granítico, assim como em termos de fluidos, se identificam zonas de águas subterrâneas sobretudo nos perfis perto das galerias das minas.

Gomes Marques (2019) considera que os valores de resistividade observados (em torno de 2800 $\Omega.m$) são comparativamente mais altos que os observados em casos de contextos graníticos e com zonas com contaminação, sendo que estes apresentam valores baixos de 200 $\Omega.m$ (Fontoura et al., 2011; Gonçalves et al., 2014; Martínez-Pagán et al., 2009). Baseado nos dados de resistividade, Gomes Marques (2019) conclui que o subsolo em Regoufe não apresenta claras evidências de uma drenagem ácida.

Como resultado destas investigações, surgiram várias hipóteses sobre a relação entre as fontes de poluição, com fortes incertezas entre a origem dos materiais poluentes e a sua distribuição atual. Por exemplo, Durães destaca que a caracterização da água em Regoufe apresenta um pH perto da neutralidade apesar do caráter ácido do solo presente (Durães et al., 2021). Desta maneira, este autor sugere que a dissolução dos materiais de rejeito expostos poderia estar a transportar águas mais ácidas a níveis mais profundos dado que por suas características de baixa adsorção do quartzo. Em alternativa, o material diluído poderia estar precipitando na forma de sulfatos em níveis mais profundos (Durães et al., 2021).

Estes aspectos são muito importantes a estabelecer, uma vez que as fontes de poluição nas áreas agrícolas e vizinhas são desconhecidas. De facto, Durães (2021) apresenta três hipóteses no que respeita à contaminação em zonas agrícolas irrigadas: a) contaminação natural, b) transporte por sedimentos em suspensão durante as cheias, e c) via águas subterrâneas. Neste sentido, o presente trabalho visa avaliar a relação solo - subsolo em áreas contaminadas e assim reforçar a compreensão dos mecanismos hidrogeológicos no transporte e distribuição destes materiais.

Dadas estas incertezas no que respeita aos solos ácidos/águas perto da neutralidade e aos múltiplos cenários de enriquecimento com PTE dos solos circundantes, é necessário tentar reproduzir os mecanismos atuais de transporte de contaminantes através de modelos integrados que combinem informação geoquímica, geológica e geofísica para avaliar a ligação entre as fontes de contaminação, a rede de drenagem superficial e subsuperficial e as zonas anómalas com deposição de elementos poluentes. Este tipo de estudo pode lançar as bases de um modelo de circulação de fluidos hidrológicos para aplicar metodologias semelhantes em áreas mineiras e avaliar o seu impacto ambiental, principalmente no que respeita aos recursos hídricos e do solo.

2.3 - Enquadramento geológico

A evolução geotectónica da área envolve várias fases bastante complexas que têm afectado a deposição e posterior deformação das camadas sedimentares gerando rochas com um metamorfismo de baixo grau. Para além disso, as fases mais tardias de deformação estão caracterizadas pela intrusão de rochas ígneas que se manifestam na área de estudo pela instalação de corpos plutónicos graníticos na região de Regoufe e Arouca. Nos parágrafos seguintes faz-se uma descrição destas fases tectónicas, sua relação com as formações litológicas e sua expressão no contexto da região de estudo.

Do ponto de vista geotectónico, a área estudada integra a parte ocidental da região denominada Zona Centro-Ibérica a qual ocupa a parte central do Maciço Ibérico (Figura 2.2). Esta zona está caracterizada em vários trabalhos conduzidos na Península Ibérica, sendo as referências clássicas a divisão de Lotze (1945) para a região considerada como o Varisco Ibérico. No entanto, posteriormente tem sido proposta algumas modificações aos limites ali definidos assim como a subdivisão da zona Norte de Portugal nos trabalhos de (Julivert and Ribeiro, 1972) e posteriores modificações de (Farias et al., 1987).

Particularmente a área está abrangida pelas Folhas 13-D (Oliveira de Azeméis) (Pereira, 2006) e 14-C (Castro Daire) (Schermerhorn, 1977), na escala de 1/50000 da Carta Geológica de Portugal e compreende o domínio associado à subdivisão estratigráfica inicialmente conhecida como Complexo Xisto-Grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955) (Figura 2.3). Atualmente, em Portugal, esta sequência é conhecida como Super Grupo Dúrico Beirão, sendo subdividida no Grupo de Douro e Grupo Das Beiras (Sousa, 1982).

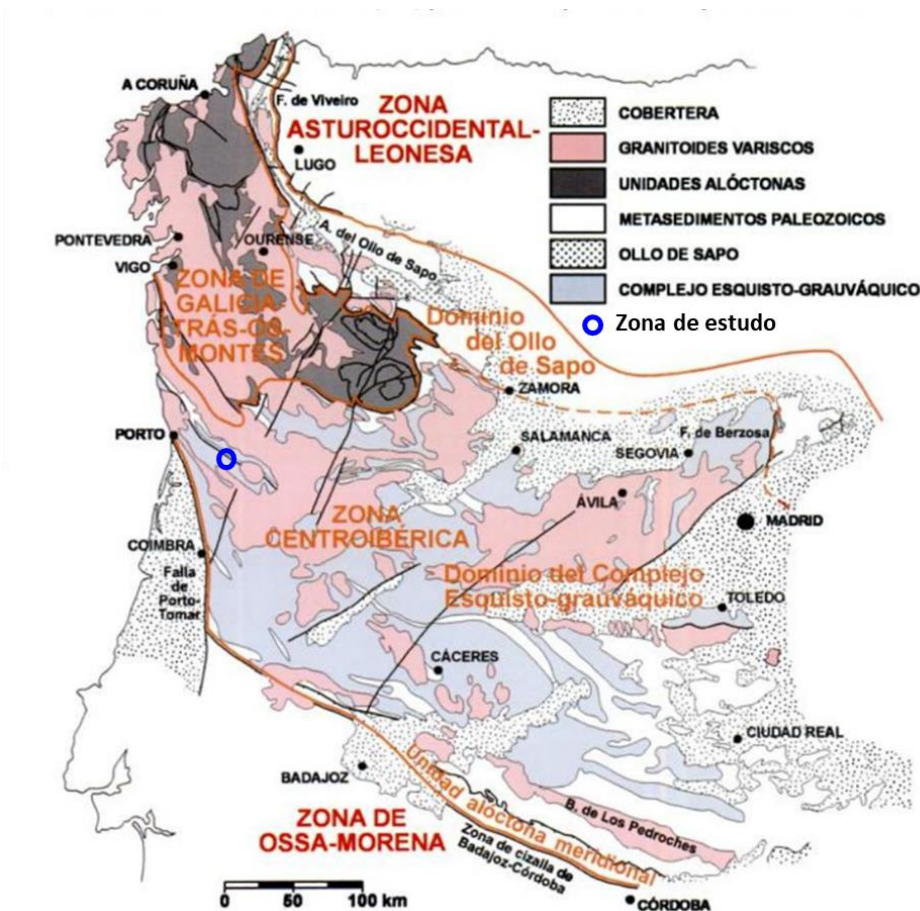


Figura 2.2. Localização da área de estudo no contexto da região denominada Zona Centro-Ibérica (ZCI) (adaptado de Vera, 2004).

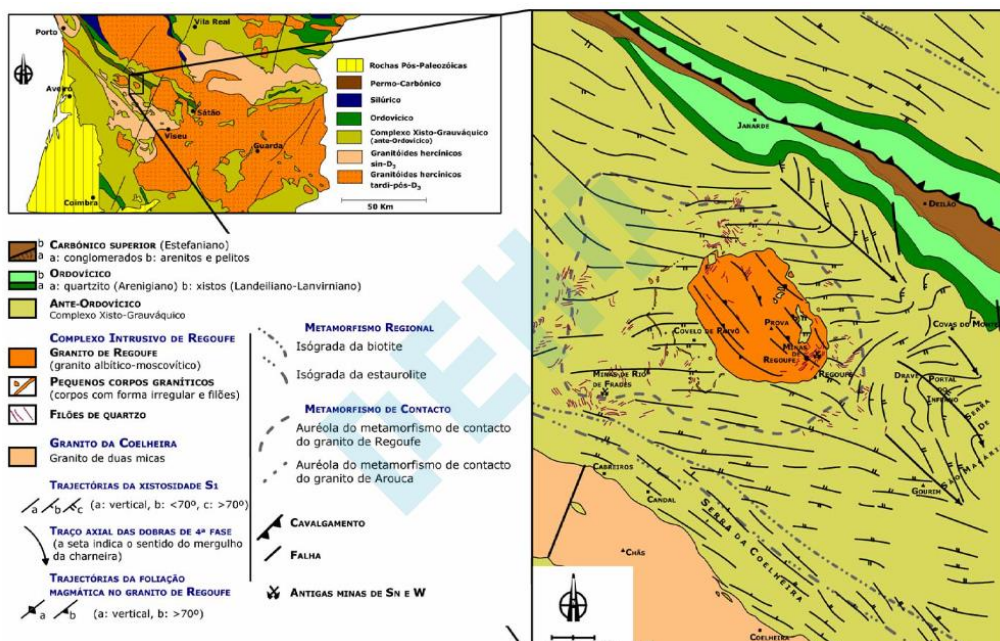


Figura 2.3. Mapa geológico da região de Regoufe (Tavares, 2006).

No Precâmbrico ou Câmbrio Inferior, durante um regime distensivo com sedimentação num contexto de instabilidade tectónica, estabeleceu-se uma bacia onde se depositaram as formações do Complexo Xisto-Grauváquico. Esta tectónica associada às últimas fases da orogenia Cadomiana permitiu uma poderosa acumulação (8000 - 11000 m) de materiais siliciclásticos (Ortega Gironés et al., 1988; Ribeiro et al., 1991). Estes sedimentos registam uma sucessão de episódios transgressivos e regressivos associados a alterações eustáticas do nível do mar que levaram à emersão local e separação por discordâncias relacionadas com as quedas do nível do mar (Valladares et al., 2002; Valladares et al., 2000). A unidade inferior (definida em Portugal como Grupo das Beiras (Sousa, 1982) é composta por uma sequência monótona de xistos e arenitos com algumas intercalações de conglomerados, níveis caóticos e algumas camadas vulcânicas (Silva et al., 1988). Esta unidade interpreta-se como um empilhamento de turbiditos alternados com depósitos de plataforma em condições mais superficiais (García-Hidalgo, 1993; Pieren Pidal, 2000; Rodríguez Alonso, 1985; San José et al., 1990; Valladares et al., 2000). A unidade superior (definida em Portugal como Grupo do Douro (Sousa, 1982) é uma sucessão predominantemente pelítica, com vários níveis de xistos negros, conglomerados e arenitos, com a presença de calcários, intercalações de fosfatos e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas.

No final do Câmbrio Superior, o sistema passou a regime transformante direito (Lefort and Ribeiro, 1980), o que provocou o dobramento e erosão do CXG, gerando as dobras sardas. Na transição do Câmbrio para o Ordovícico houve inversão de um regime de transpressão lateral direita para um regime de transpressão lateral esquerda (Ribeiro et al., 1991). Seguidamente continua uma fase de distensão onde se depositam em discordância angular os sedimentos do Ordovícico, Silúrico e Devónico (Couto, 1993).

A Cadeia Hercínica ou Varisca foi formada no final do Paleozóico Superior devido à colisão de dois grandes continentes, Laurássia e Gondwana, e de massas continentais de menor dimensão, denominadas como Avalónia e Armórica ((Brun and Burg, 1982; Matte, 1986; Matte, 2001; Matte and Ribeiro, 1975). Tal como acontece na generalidade do Paleozóico Ibérico, a deformação varisca afetou os sectores setentrionais do autóctone da Zona Centro-Ibérica. Esta deformação resulta da atuação de uma sucessão mais ou menos contínua de três fases tectónicas a que se sucede uma fase tardi-varisca de características mais frágeis. (e.g. (Ribeiro et al., 1980; Vera, 2004).

No Devónico a primeira fase de deformação (D1) deu lugar à geração de dobras com xistosidade de plano axial S1 e com direção NW-SE. A superfície axial das dobras é subvertical na região compreendida entre o Anticlinal de Valongo e a Serra do Marão,

enquanto que a sudoeste desta zona as dobras D1 apresentam vergências para SW (Ribeiro et al., 1990). Esta fase afetou toda a sequência litológica pré-carbónico, com estruturas bem representadas em toda a zona Centro-Ibérica (Balda et al., 1990; Ribeiro et al., 1990). A fase de deformação D2 está geralmente associada a zonas de cisalhamento sub-horizontais de pouca inclinação afetando sequências metamorizadas de grau médio a alto (Balda et al., 1990; Tavares, 2006). Embora esta fase de deformação tenha sido detectada somente em alguns domínios tectónicos locais, a mesma gerou dobras e cisalhamentos com uma orientação preferencial de NNW-SSE, sendo as mais fortes nas vizinhanças da zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo. (Romão et al., 2013).

A fase de deformação D3 também apresenta uma distribuição localizada nas zonas de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova (Romão, 2000). Está caracterizada por dobramentos de direção WNW-ESSE com planos axiais com alta inclinação, que redobram as estruturas anteriores originando estruturas de interferência bastante complexas (Romão, 2000).

Finalmente, durante os últimos estádios da orogenia desenvolveram-se fraturas segundo dois sistemas conjugados: um sistema dextro com direção NNW-SSE a NW-SE e um sistema esquerdo, mais desenvolvido, com direção NNE-SSW a ENE-WSW (Ribeiro et al., 1980).

Trabalhos mais recentes mostram que a instalação da maior parte dos granitos hercínicos está relacionada com a 3ª fase de deformação, pelo que atualmente são considerados dois grandes grupos de granitos, os granitos sin-D3 e os granitos tardi-pós-D3 (Ferreira et al., 1987; Pinto et al., 1987) (Fig.1.9). Na categoria dos granitóides sin-D3 predominam os granitos peraluminosos de duas micas, havendo também alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos. Em linhas gerais, os granitóides sin-D3 apresentam as características estruturais dos “older granites” de Schermerhorn e Oen (Oen, 1958; Oen, 1970; Schermerhorn, 1956) e a sua instalação na crosta terá ocorrido entre os 320 Ma e os 305 Ma (Dias, 2001; Ferreira et al., 1987; Pinto et al., 1987).

O grupo dos granitóides tardi-pós-D3, inclui complexos intrusivos que se instalaram no final ou posteriormente a essa fase de deformação, aproximadamente entre os 300 Ma e os 270 Ma (Dias, 2001; Ferreira et al., 1987; Pinto et al., 1987). Predominam neste grupo monzogranitos/granodioritos essencialmente biotíticos, por vezes associados a rochas básicas e intermédias, mas ocorrem também leucogranitos de duas micas metaluminosos a peraluminosos. De acordo com as suas características estruturais e

relações com as rochas encaixantes, a categoria dos granitóides tardi-pós-D3 seria equiparável aos “younger granites” de Schermerhorn e Oen (Oen, 1958; Oen, 1970; Schermerhorn, 1956).

2.4 - Geologia regional

Vários trabalhos em torno da área de Regoufe foram documentados desde os anos 60. Sluijk (1963), Vriend (1985) e mais recentemente Tavares (2006), dão uma descrição detalhada das características petrográficas do plutão granítico de Regoufe, bem como das rochas circundantes afetadas pelo metamorfismo associado à sua instalação. Este granito foi datado pelo método Rb/Sr em rocha total, obtendo uma idade de 280 ± 9 Ma (Pinto et al., 1987). A presente descrição da geologia local baseia-se principalmente nestes trabalhos, sendo a Figura 2.4 um esboço representativo das variações petrológicas observadas.

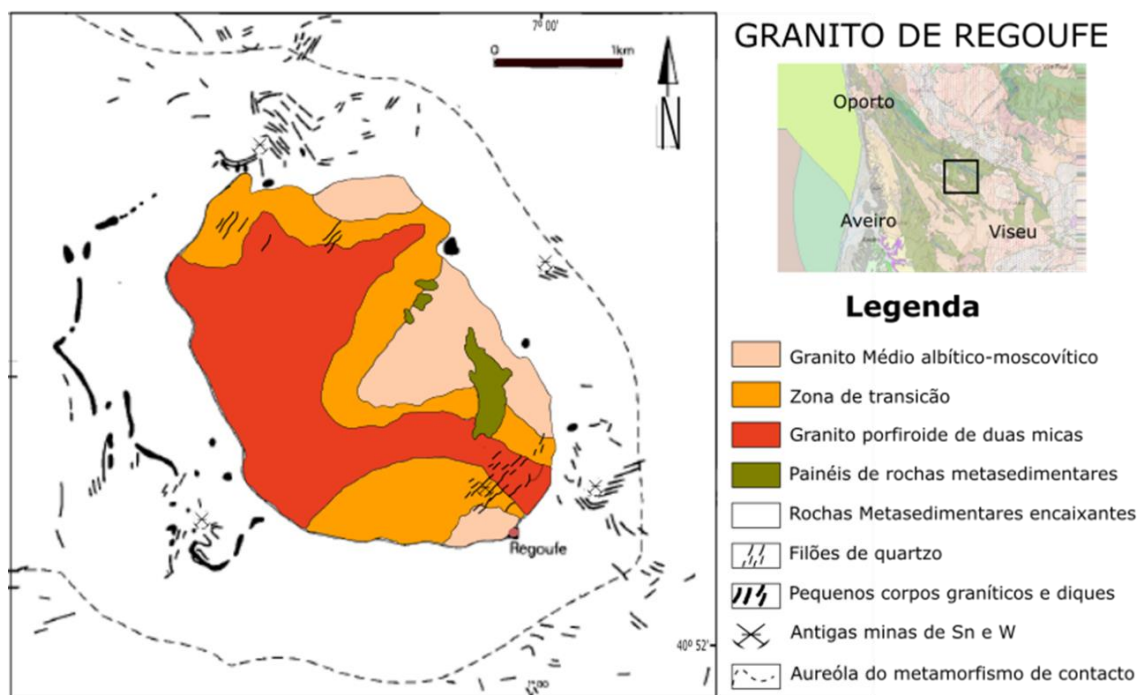


Figura 2.4. Mapa petrológico esquemático do granito de Regoufe (adaptado de Vriend et al., 1985 e Sluijk, 1963).

Dentro do grupo de rochas mais antigas do tipo metasedimentares presentes na região, na área de Regoufe existe apenas o Complexo Xisto-Grauváquico (mais especificamente o Grupo das Beiras). Estas rochas estão representadas por uma

alternância de estratos pelíticos e psamíticos, que foram afetados pela deformação hercínica gerando um metamorfismo de baixo grau na zona da clorite (Figura 2.5). Nas áreas circundantes do granito de Regoufe, a auréola de contacto modificou os metassedimentos em xistos mosqueados e corneanas. (Tavares, 2006).



Figura 2.5. Alternância de estratos pelíticos e psamíticos do Complexo Xisto Grauváquico em afloramento a norte do granito de Regoufe (Tavares, 2006)

As rochas observadas na zona de baixo grau de metamorfismo apresentam espessura dos estratos variáveis de milimétrica a decimétrica, apresentando-se como metagrauvaques com maior quantidade de quartzo, apresentando cores mais claras, que ao dos metapelitos ricos em micas brancas e quartzo, sendo mais friáveis e, portanto, mais afetados pela meteorização. A clorite também está presente nestas unidades, embora em quantidades menores. No caso de minerais acessórios, a apatite está presente; minerais opacos e turmalina com uma cor acastanhado e alto relevo. (Tavares, 2006).

Nas áreas próximas do granito, devido ao metamorfismo de contacto, a rocha-mãe perde o seu carácter xistoso e passa a corneana como resultado de uma forte recristalização (Figura 2.6). Nenhuma anisotropia é visível à vista desarmada nestas rochas. A associação mineralógica determinada a partir do estudo petrográfico identifica os seguintes minerais: quartzo, moscovite, biotite, cordierite e turmalina, sendo este

último um mineral acessório bastante frequente. A cordierite é um bom indicador do metamorfismo de contacto regional em condições de alta temperatura e baixa pressão. Os constituintes essenciais aparecem como agregados com textura granoblástica embora por vezes os agregados de micas alinhados lhe confirmam um carácter lepidoblástico (Tavares, 2006).

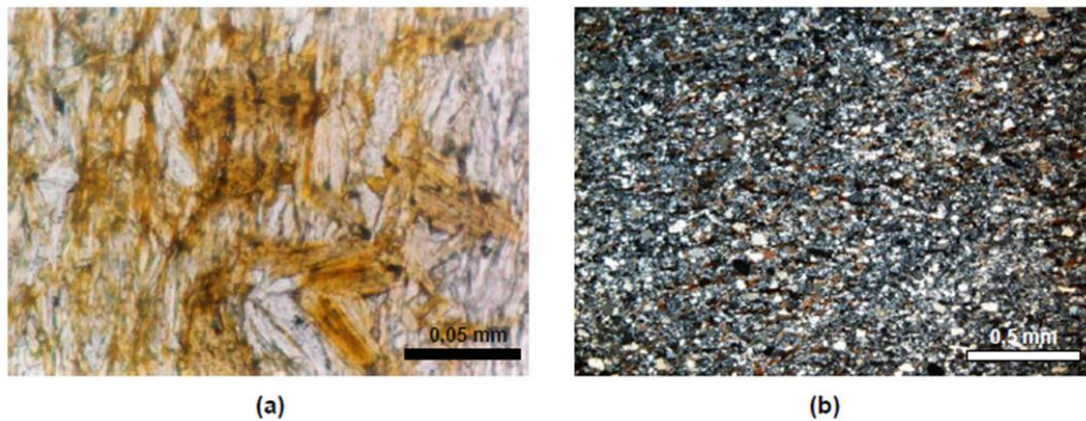


Figura 2.6. (a) Biotite nos xistos afectados por metamorfismo de contacto. Nícois paralelos. (b) Aspeto microscópico de uma corneana pelítica. Nícois cruzados (Tavares, 2006).

O granito de Regoufe é um pequeno plutão com uma extensão de afloramento de aproximadamente 6 km² com uma geometria circular ligeiramente alongada numa direcção NW-SE. O granito apresenta uma textura porfiroide de grão médio a grosseiro, principalmente moscovítico com presença de megacristais de feldspato potássico dispersos (Figura 2.7). Os megacristais têm dimensões até 10 cm de comprimento. A matriz está constituída por feldspato, quartzo e moscovite apresentando uma cor clara. A orientação dos megacristais de feldspatos desenvolve uma foliação magmática NW-SE o que pode sugerir o controlo geométrico durante a instalação do corpo granítico. A turmalina é um acessório bastante comum com poucos milímetros de comprimento e cor negra; também de forma local e dispersa, são observados cristais de arsenopirite rodeados duma auréola de alteração (Tavares, 2006).



Figura 2.7. Granito de Regoufe em afloramento perto da mina de Regoufe. (a) Aspeto geral. (b). Textura da matriz de grão meio a grosseiro com pormenor de fenocristal de feldspato (Tavares, 2006)

Embora o granito seja composto principalmente por moscovite, a norte e a este do batólito apresenta um caráter muscovítico-albitico, havendo uma transição não uniforme particularmente a oeste, para um granito mais porfiroide de duas micas com maior presença de turmalina (Figura 2.7) (Vriend et al., 1985).

Nas rochas encaixantes, a auréola de metamorfismo de contato é assimétrica, apresentando maior largura do lado ocidental (uns 3 km) do que a norte, este e sul do plutão, onde a sua extensão não ultrapassa 1 km (Figura 2.4). Segundo (Sluijk, 1963), esta assimetria sugere que parte da cúpula do corpo granítico não está exposta, encontrando-se a pouca profundidade do lado oeste da atual área exposta.

Nos metassedimentos de rocha encaixante ocorrem intrusões de corpos graníticos irregulares e tabulares e apresentam também filões de quartzo. Do ponto vista textural e mineralógico são semelhantes ao corpo granítico principal. Os corpos irregulares podem corresponder a apófises da intrusão principal. Os filões ou diques graníticos afloram principalmente no encaixante ocidental do granito de Regoufe (Tavares, 2006). Estes diques estão formados concentricamente à volta do plutão granítico.

As fases finais da intrusão granítica caracterizaram-se pela circulação de fluidos hidrotermais que permitiram a precipitação de minerais W-Sn em veios de quartzo. Estes processos também produziram alterações do granito e das rochas metasedimentares. Estes fluidos causaram a moscovitização da biotite primária, moscovitização parcial e alteração química do feldspato de potássio, e conclusão da albitização no interior do corpo granítico. (Pereira, 2007; Van Gaans et al., 1995).

Estes filões de quartzo encontram-se preferencialmente a preencher o sistema de fraturas já existente, sendo seu alinhamento preferencial seguindo os planos de foliação dos xistos, ou as fraturas de direção NE-SW (Favas, 2008). Também foram observados filões de quartzo em planos subhorizontais que resultaram de esforços de tração durante a formação das dobras da segunda fase hercínica (Pereira, 2007).

O granito de Regoufe apresenta características típicas de corpos intrusivos hercínicos instalados durante uma fase pós-tectónica, sem evidência de deformação de estado sólido. Além disso, as suas estruturas são discordantes com os alinhamentos estruturais regionais precedentes. Contudo, a orientação do fluxo magmático é NW-SE e está alinhada com as macroestruturas duma fase pós-D3, sugerindo algum controlo estrutural durante a sua instalação. Nas imediações do plutão granítico ocorrem intrusões do tipo diques graníticos e filões de quartzo. De acordo com Tavares, os diques graníticos dispõem-se concêntricamente em torno do maciço de Regoufe, desenhando no mapa parte de um anel descontínuo mais ou menos circular e representando tridimensionalmente com uma forma cônica. A génese dos diques é explicada por vários autores (Best, 2002; Billings, 1972; Winter, 2001) através de modelos de injeção de magma ao longo de fraturas das rochas em redor da câmara magmática. Os trabalhos de Sluijk (1963) e Jaques et al. (2018) sugerem que os filões de quartzo observados nas rochas encaixantes também apresentam um padrão geométrico similar aos diques graníticos referidos (Tavares, 2006) (Figura 2.8).

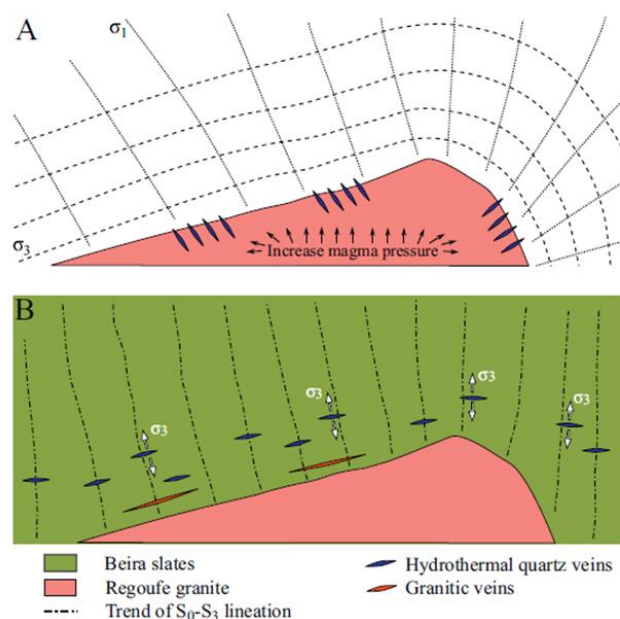


Figura 2.8. Perfis esquemáticos que ilustram a configuração de tensão e orientação de veios graníticos e veios de quartzo de origem hidrotermais. (a) Expansão do corpo magmático (b) orientação dos veios na rocha encaixante (Jaques et al, 2018)

2.5 - Ocorrências minerais na mina de Regoufe

O granito Regoufe e a rocha encaixante encontram-se atravessados com um grande número de veios de quartzo W-Sn que foram sujeitos a exploração por meio de sistemas de galerias abertas. Para além disso, observam-se também veios aplito-pegmatíticos e graníticos (Jacques et al., 2018). A mina com os depósitos de W-Sn localiza-se na parte sudeste do corpo granítico (Vriend et al., 1985).

Os resultados analíticos mostram que o granito é extremamente rico em Sn, W, Li e Cs, rico em P, Ta, Rb, F e U, mais ou menos normal em Cu, Zn e Nb e baixo em Sr, Ti e Zr em comparação com as médias globais para os granitos baixos em cálcio (Vriend et al., 1985).

Os veios são subdivididos em dois grupos principais, com base na sua rocha hospedeira: (i) veios presentes na encaixante do CXG, Grupo das Beiras, e (ii) veios dentro do corpo granítico de Regoufe (Jacques et al., 2018).

Sluijk (1963) identifica três episódios que definem a paragénese da mineralização em Regoufe. A primeira etapa é a mais importante onde a mineralização de cassiterite e arsenopirite é depositada nas paredes dos veios, mais tarde acompanhada de berilo e apatite. Numa segunda fase, o enchimento com quartzo é produzido junto com a cassiterite, volframite, bem como de sulfuretos (arsenopirite e esfarelite). No último estágio ocorreu a deposição de quartzo e de volframite (Sluijk, 1963).

A partir do estudo realizado por Sluijk (1963) foi possível concluir no que respeita à mineralogia e geoquímica dos veios aí encontrados o seguinte:

- A volframite ($(\text{Fe,Mn})\text{WO}_4$) é o mineral mais abundante, sendo mais rico em Mn do que em Fe.
- A cassiterite (SnO_2) é desenvolve-se em duas gerações, com cristais de tamanhos diferentes.
- Também são encontrados vários sulfuretos, incluindo arsenopirite (FeAsS), pirite (FeS_2) e esfalerite (ZnS). Refira-se o facto da arsenopirite estar associada à cassiterite. Em alguns veios muito finos, o sulfureto predominante é a esfalerite. A pirite é um dos últimos minerais a cristalizar e não é muito frequente, bem como a bismutinite.

- No que respeita à ganga existem minerais silicatados tais como quartzo, moscovite, berilo e apatite. Os produtos de alteração supergénica incluem scorodite, limonite, autunite e bindheimite (Favas, 2008; Sluijk, 1963)

O sistema de veios de quartzo parece ortogonal ao contacto com o granito e com continuidade lateral limitada em relação à rocha encaixante (Figura 2.8). Este sistema é interpretado como tendo-se formado durante as fases de aumento da pressão do fluido após a fase de expansão do granito (Jacques et al., 2018).

Capítulo 3: Métodos de resistividade elétrica

3.1 - Fundamentos teóricos

A utilização dos métodos eléctricos remonta ao início do século XX, e a sua industrialização e elevado grau técnico foram impulsionados pela exploração de hidrocarbonetos. Este desenvolvimento e a elevada capacidade computacional para processar e analisar os dados desde os anos 70 tem permitido a sua utilização mais generalizada. A utilização destas técnicas foi alargada à geofísica ambiental, principalmente para a monitorização de aquíferos, monitorização da poluição da água e do solo; na localização de cavidades, fissuras, falhas e poços de minas subterrâneas, bem como em trabalhos arqueológicos para detectar estruturas antigas enterradas.

No método da resistividade, as correntes eléctricas geradas artificialmente são introduzidas no subsolo e as diferenças potenciais superficiais são medidas. Os desvios do padrão de diferenças potenciais num solo homogéneo fornecem informações sobre a forma e propriedades eléctricas das heterogeneidades no subsolo.(Kearey et al., 1984)

3.1.1 - Resistividade real

Considerando um cubo eletricamente uniforme de comprimento (L) que é atravessado por uma corrente de magnitude (I), o material de que é feito irá colocar uma resistência à passagem desta corrente (R), resultando numa queda do potencial eléctrico (V) entre as faces opostas (Figura 3.1). A resistência (R) será proporcional ao comprimento do cubo (L) e inversamente proporcional à área da secção transversal do cubo (A). Esta relação é governada pela constante de proporcionalidade e é definida como a resistividade real (ρ), a qual é expressa na equação [1]. A lei de Ohm também nos permite definir a resistência (R) mas desta vez em função de parâmetros tais como a queda potencial (V) e o fluxo de corrente (I) (equação [2]). (Reynolds, 2011).

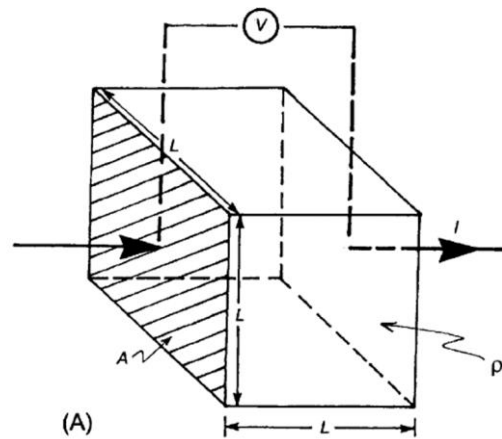


Figura 3.1. Definição básica de resistividade num bloco homogêneo (Reynolds, 2011).

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad [1]$$

$$R = \frac{V}{I} \quad [2]$$

Combinando ambas expressões é possível definir resistividade e esta é expressa em ohm-metros ($\Omega \cdot m$) (equação [3]). O inverso da resistividade ($1/\rho$) é condutividade (σ) e as suas unidades de expressão são Siemens/metro (S/m). (Reynolds, 2011).

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad [3]$$

Há três formas da corrente eléctrica poder viajar no subsolo: eletrolítico, eletrónico e dielétrico e são descritas seguidamente.

- Eletrolítico: É dado por pequenos movimentos de iões dentro de um eletrólito e depende do tipo de ião, da sua concentração e mobilidade (que também é afetada pela temperatura).
- Electrónico (óhmico): Através de metais que permitem que os electrões se movam rapidamente quando um campo eléctrico é aplicado.
- Dielétrico: Materiais condutores muito fracos, também chamados isoladores, que na presença de uma corrente externa provocam a

deslocação dos electrões atómicos em relação ao seu núcleo.
(Reynolds, 2011)

Os minerais formadores de rochas exercem pouca influência sobre as propriedades eléctricas das rochas. O controlo mais importante é a porosidade e o conteúdo do espaço poroso (fluidos eletrolíticos) (Dentith and Mudge, 2014). As propriedades eléctricas anómalas são observáveis em alguns depósitos minerais, no entanto a sua resposta é muito variável (Figura 3.2). Os materiais geológicos podem ser altamente condutores no seu estado puro, como é o caso da prata ($1,6 \times 10^{-8} \Omega \cdot m$), ou altamente resistivos como o enxofre puro (10 a 16 $\Omega \cdot m$). Outras condições tais como processos orogénicos com remineralização nos interstícios rochosos, processos de compactação e/ou meteorologia irão afetar a porosidade, a permeabilidade e, consequentemente, as propriedades eléctricas do material rochoso (Reynolds, 2011). No entanto é importante salientar que as propriedades eléctricas de um meio rochoso tendem a ser dominadas pelas componentes mais condutivas. (Dentith and Mudge, 2014).

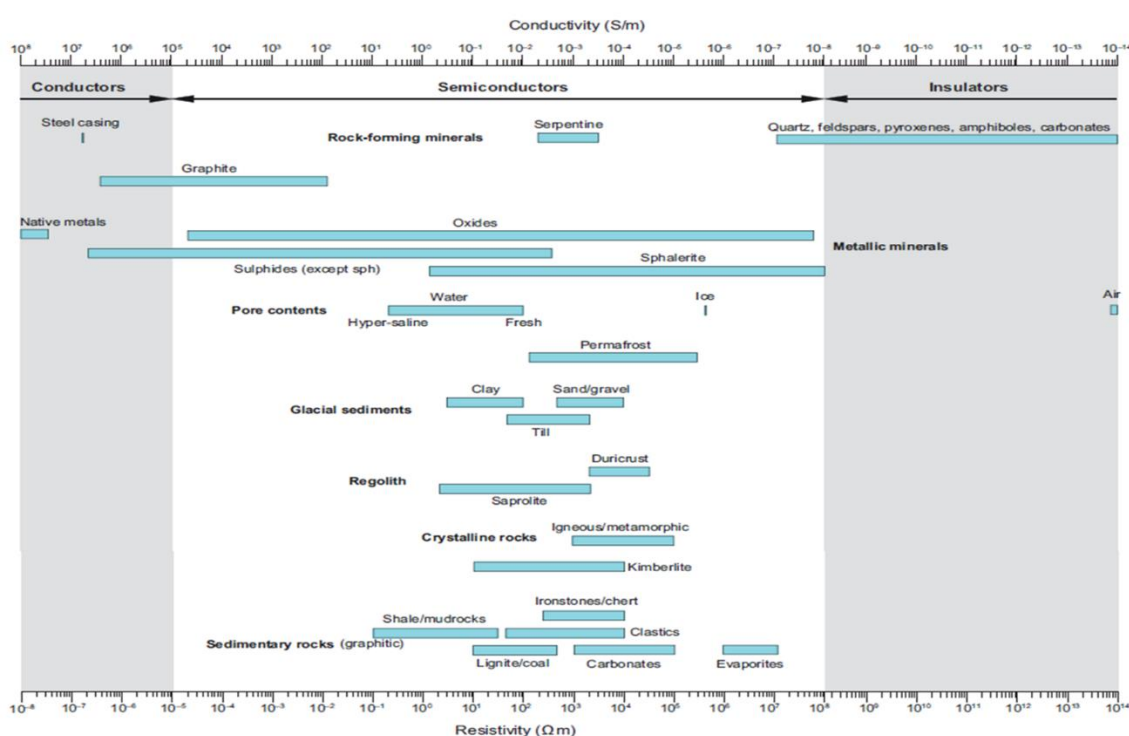


Figura 3.2. Gamas típicas de condutividade/resistividade de alguns minerais, rochas e materiais comuns (Dentith e Mudge, 2014).

Segundo Reynolds e Dentith (2011, 2014) as seguintes generalizações são importantes na avaliação das medições eléctricas:

- Alguns minerais como a pirite, galena e magnetite são geralmente materiais condutores pobres embora os seus cristais individuais possuam boas condutividades.
- Hematite e esfalerite, no seu estado puro, são praticamente isoladores, contudo, quando combinados com impurezas podem ser muito bons condutores (com resistividades em torno de $0,1 \Omega.m$).
- A dispersão do grafite numa rocha com minerais de má condução pode reduzir a resistividade global da rocha.
- Minerais como silicatos e carbonatos são isoladores, embora a serpentina seja mais condutora.
- Os minerais de sulfureto metálico (exceto a esfalerite) são comparativamente condutores, embora as espécies minerais individuais apresentem grandes intervalos de valores.
- Os óxidos metálicos são geralmente menos condutores do que os sulfuretos, de modo que a sua gama de condutividades se sobrepõe aos principais tipos de rocha.
- No que respeita aos materiais contidos nos espaços porosos, o ar e o gelo são condutores muito pobres, enquanto a água, embora no seu estado puro seja pouco condutora, atua normalmente em condições naturais dissolvendo e transportando as impurezas e aumentando a sua condutividade proporcionalmente à sua salinidade. É, portanto, possível associar a superfície freática com um contraste de condutividade com a zona não saturada (Dentith and Mudge, 2014).
- As rochas ígneas tendem a ter as maiores resistividades, as rochas sedimentares tendem a ser as mais condutoras e as rochas metamórficas têm propriedades eléctricas intermédias (Reynolds, 2011).
- Os materiais ricos em minerais argilosos são considerados os tipos de rochas mais condutivos quando saturados e a sua presença em espaços porosos aumenta consideravelmente o carácter condutivo destas rochas.(Dentith and Mudge, 2014).

Em resumo, pode-se considerar que as propriedades eléctricas das rochas podem ser entendidas em termos de duas formas básicas de condução eléctrica: através da matriz, que requer espécies minerais condutoras a serem interligadas; e condução iónica através de fluidos, que requer espaço de poros interligados. (Dentith and Mudge, 2014)

3.1.2 - Fluxo de corrente

O modelo de fluxo de corrente mais simples envolve um eléctrodo implantado na superfície de um meio homogêneo de resistividade ρ e é representado por fluxos de corrente que se afastam radialmente gerando hemisférios de igual potencial eléctrico. (Reynolds, 2011) (Figura 3.3).

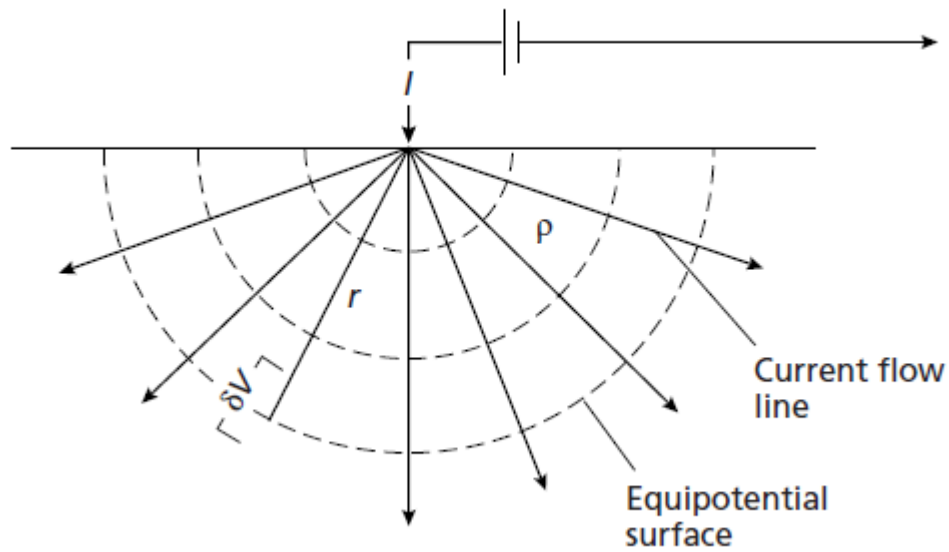


Figura 3.3 Fluxo de corrente de um único eléctrodo de superfície (Kearey, 1984)

A diferença potencial (δV) ao longo destes hemisférios cuja Acréscimo de espessura é δr é dada pela seguinte equação [4]:

$$\frac{\delta V}{\delta r} = -\rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad [4]$$

Onde a tensão V_r no ponto r é dada pela equação [5]:

$$V_r = \int \delta V = -\int \rho \frac{I}{2\pi r^2} \delta r = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \quad [5]$$

Se outro eléctrodo for introduzido, ocorre uma nova distribuição de potencial, e considerando uma configuração de resistividade generalizada ilustrada na Figura 3.4, então os potenciais eléctricos nos pontos M e N seriam os obtidos nas equações [6] e [7]. Expressando tudo em função da diferença potencial entre M e N e rearranjando as equações, a resistividade ρ é finalmente obtida com a equação [8].

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad [6]$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \quad [7]$$

$$\rho = \frac{2\pi \delta V_{MN}}{I} \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \quad [8]$$

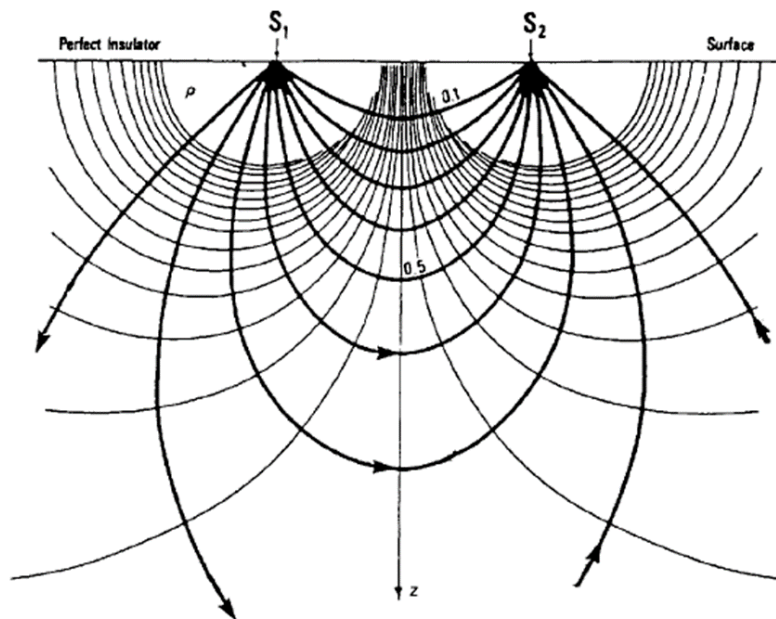


Figura 3.4. Linhas de corrente e equipotenciais produzidas por uma fonte de corrente e um detector de corrente (Van Nostrand e Cook, 1966).

3.1.3 - Configurações de eléctrodos e fatores geométricos

A expressão da equação [8] tem duas componentes: uma referida como o termo de resistência (R em unidades Ohm) e um componente que descreve a configuração do eléctrodo e é conhecida como o factor geométrico (K em unidades m). Contudo, a realidade é que o subsolo não é uma unidade homogénea e, portanto, a resistividade obtida não é a resistividade real mas corresponde a uma resistividade aparente, de modo que apenas as obtidas por meio de técnicas interpretativas podem ser consideradas "reais". (Reynolds, 2011).

O valor de resistividade aparente está relacionado com a geometria do arranjo dos eléctrodos definido pelo factor K (equação [9]). Existem três tipos básicos de configurações e os seus factores geométricos são expressos em equações: Wenner [10], Schlumberger [11] e Dipole-dipole [12]. (Reynolds, 2011)

$$\rho_a = RK, \text{ onde } R = \partial V/I \quad [9]$$

$$\rho_a = 2\pi X_{MN}R \text{ (configuração alpha/beta)} \quad [10]$$

$$\rho_a = 3\pi X_{MN}R \text{ (raios gamma)} \quad [10]$$

$$\rho_a = \frac{\pi X_{ab}^2}{4X_{MN}} \left[1 - \frac{X_{MN}^2}{X_{ab}^2} \right] R; \frac{X_{ab}}{2} \geq 5X_{MN} \quad [11]$$

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)X_{MN}R \quad [12]$$

Na configuração de Wenner, os quatro eléctrodos (eléctrodos de corrente A e B, e de potencial M e N) estão alinhados com um espaçamento regular (Figura 3.5.a). Na configuração de Schlumberger a distância entre os eléctrodos de potencial X_{MN} é pequena em comparação com a distância entre os eléctrodos de corrente X_{AB} (Figura 3.5.b). No caso da configuração dipolo-dipolo, os eléctrodos de potencial M e N estão fora dos eléctrodos de corrente A e B, onde cada par tem uma constante de separação X_{AB} e X_{MN} . A fonte de corrente será tratada como um dipolo eléctrico se a distância entre os dois pares nX_{MN} for relativamente grande (Reynolds, 2011)(Figura 3.5.c).

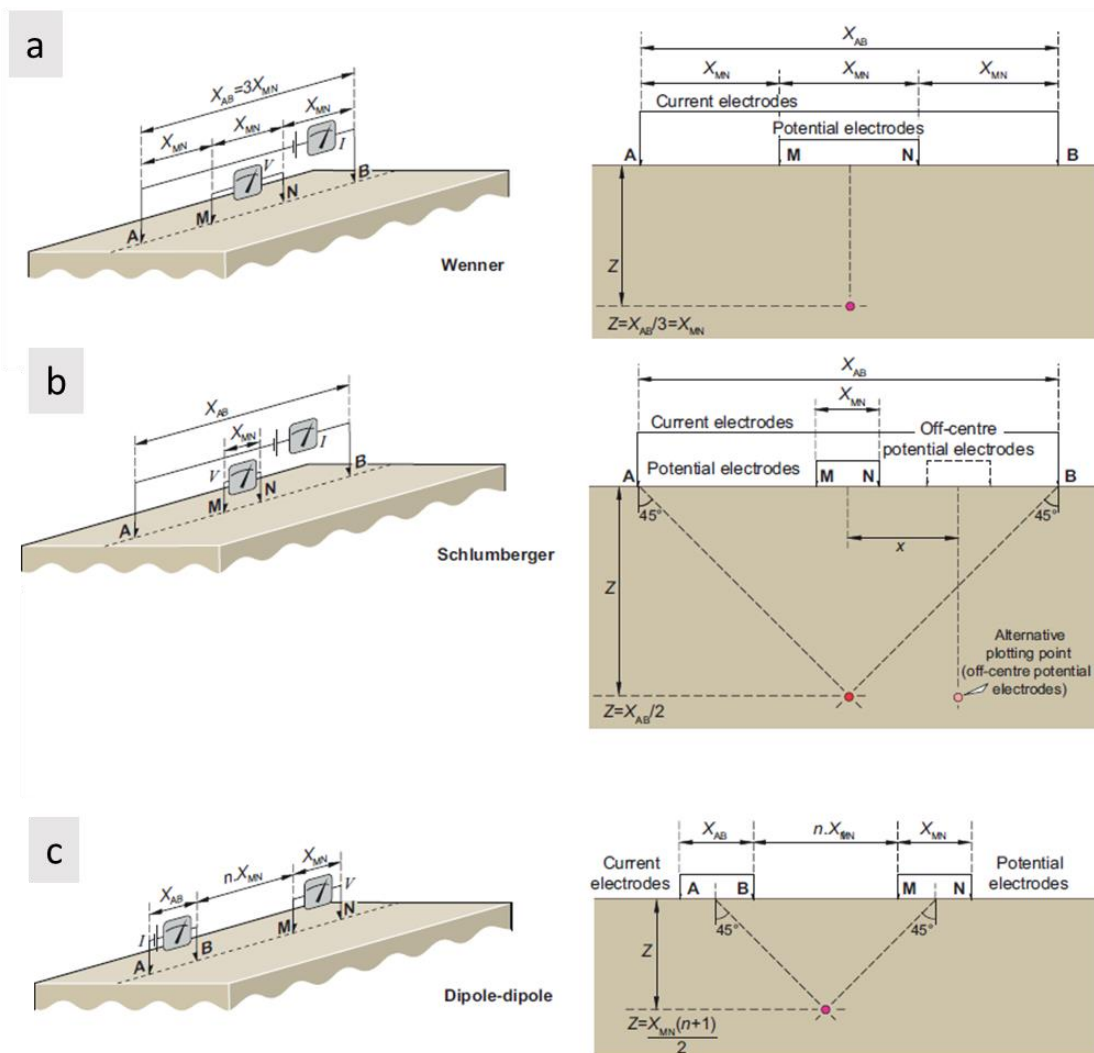


Figura 3.5. Configuração de electrodos usualmente utilizadas para sondagens (a) Wenner, (b) Schlumberger e (c) Dipolo-dipolo (Dentith e Mudge, 2014).

Estes diferentes estilos de configuração têm vantagens, desvantagens e sensibilidades particulares. Fatores como o espaço disponível para organizar uma campanha, bem como a mão-de-obra envolvida, irão afetar a sua escolha. Outras considerações importantes dizem respeito às heterogeneidades laterais (Habberjam and Watkins, 1967) e ao mergulho das interfaces (Broadbent and Habberjam, 1971).

Numa configuração do tipo Wenner, numa região pouco profunda há um cancelamento de áreas positivas e negativas, enquanto a resposta principal com origem em profundidade é na sua maioria plana. Isto indica que para meios horizontalmente estratificados, este tipo de configurações tem uma alta resolução vertical. (Reynolds, 2011).

A configuração do tipo Schlumberger tem quase a mesma resolução vertical, apenas a forma do sinal é côncava para cima. No caso da configuração dipolo-dipolo, a forma lobular indica que a resolução vertical é fraca e esta configuração é sensível a variações de resistividade lateral em regiões profundas, tornando-a um arranjo impróprio para objetivos profundos (Reynolds, 2011). Uma guia geral para aplicação de cada um dos arranjos e seu potencial de uso em outras técnicas, tais como VES (*vertical electrical sounding*) ou CST (*constant separation traversing*) ou também chamado ERT (*electrical resistivity traversing*) é representada na Tabela 3.1. No caso de configurações de multi-eléctrodos a tomografia eléctrica (SSI – *Sub-surface Imaging*) é usada amplamente para investigação ambiental, arqueológica e de engenharia de subsolo pouco profunda.

Tabela 3.1. Comparação das configurações de dipolo-dipolo, Schulmberger, quadrada e Wenner (Reynolds, 2011).

Criteria	Wenner	Schlumberger	Dipole-dipole	Square
Vertical resolution	√√√	√√	√	√√
Depth penetration	√	√√	√√√	√√
Suitability to VES	√√	√√√	√	x
Suitability to CST	√√√	x	√√√	√√√
Sensitivity to orientation	Yes	Yes	Moderate	No
Sensitivity to lateral inhomogeneities	High	Moderate	Moderate	Low
Labour intensive	Yes (no*)	Moderate (no*)	Moderate (no*)	Yes
Availability of interpretational aids	√√√	√√√	√√	√

√ = poor; √√ = moderate; √√√ = good; x = unsuitable
 * When using a multicore cable and automated electrode array

Diferentes materiais geológicos podem produzir valores de resistividade equivalentes, pertencendo assim à mesma unidade geo-eléctrica. Esta unidade é caracterizada por dois parâmetros básicos: a resistividade da camada e a sua espessura. Por outro lado, combinações de diferentes espessuras e diferentes resistividades podem produzir o mesmo resultado eléctrico (princípio da equivalência). Além disso, a configuração do subsolo, tal como a inclinação geométrica e o tipo de configuração utilizada para fazer o levantamento eléctrico, pode produzir múltiplas anomalias. Portanto, interpretar e comparar tais perfis com base simplesmente na resistividade máxima ou mínima pode ser complicado. Assim sendo, o tipo de anomalia deve ser antecipado, para que a configuração do arranjo de eléctrodos e a orientação possam ser escolhidas antes do início da campanha de prospecção (Reynolds, 2011).

O arranjo de construção da pseudo-secção utiliza um conjunto de eléctrodos ligados a um computador que permite alternar os pares de eléctrodos de corrente e de potencial numa variedade de configurações e espaçamentos, e fazer medições de resistividade em cada caso. Nesta técnica SSI (*sub-surface imaging*), toda a aquisição de dados é controlada por software de um computador portátil (Reynolds, 2011). A partir desta informação, são construídas pseudo-secções, onde a medição de cada par de eléctrodos de corrente (no caso dos arranjos Schlumberger e Wenner) é posicionada no ponto médio e localizada em profundidade pela intersecção entre as duas linhas num ângulo de 45 graus (Figura 3.6). Os valores mais longos de X_{AB} correspondem a maiores profundidades de investigação e são, portanto, projetados mais abaixo na secção. É importante notar que uma pseudo-secção não é uma imagem real da estrutura eléctrica, mas sim uma abstracção matemática que requer interpretação a fim de a converter numa secção mais próxima da realidade (Dentith and Mudge, 2014).

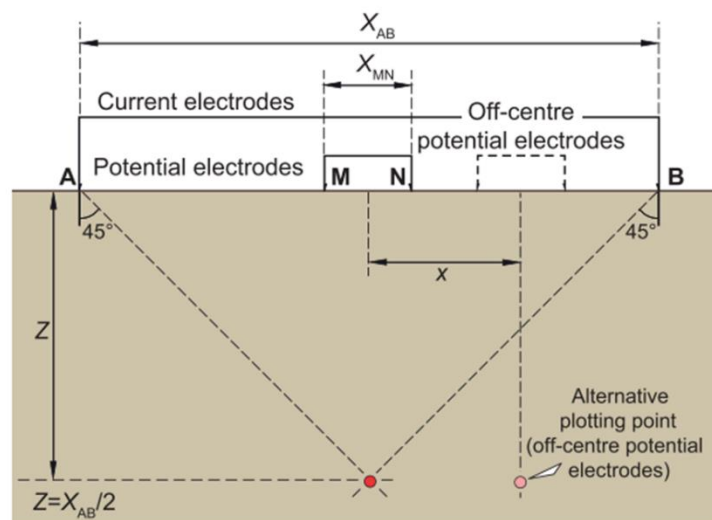


Figura 3.6. Criação de uma pseudo-secção no caso de uma geometria do tipo Schlumberger. (Dentith and Mudge, 2014)

A modelação inversa de pseudo-secções para a interpretação dos resultados dos perfis eléctricos, tem sido utilizada frequentemente nas últimas décadas, beneficiando-se do avanço na computação (Oldenburg et al., 1998). Contudo, dadas as complexidades das distribuições eléctricas, tais modelos mais simples permitem a identificação de zonas alvo, embora tais modelos não sejam únicos (Dentith and Mudge, 2014).

3.2 - Metodologia na medição da resistividade elétrica no laboratório

Uma das principais incertezas quanto ao potencial de contaminação subterrânea é a natureza ácida das águas de escoamento associadas a muitas minas de minério metálico, tal como descrito nos capítulos anteriores (ver Capítulo 1). No entanto, em estudos prévios, a área em redor da mina de Regoufe foi caracterizada como sendo muito próxima da neutralidade (Correia et al., 2012; Durães et al., 2021; Favas et al., 2010; Sousa, 2016), pelo que surgiu a necessidade de avaliar o possível comportamento ácido da água a níveis mais profundos, onde a dissolução dos materiais de rejeito poderia fazer com que as águas subterrâneas fossem mais ácidas do que as observadas à superfície (Durães et al., 2021).

Neste sentido, aproveitando o efeito do carácter ionizante presente na água sobre as propriedades eléctricas, foram efetuadas medições de resistividade no laboratório com água obtida da drenagem duma das galerias da mina, águas comerciais mineralizadas e misturas de dois tipos diferentes de solo das escombreiras saturadas com os referidos fluidos. O objetivo desta actividade é, em primeiro lugar, estabelecer intervalos de valores mínimos de resistividade observáveis, em segundo lugar, avaliar o efeito do tipo de água nas resistividades eléctricas medidas e, por último, estimar a variação na resposta eléctrica entre diferentes tipos de solo. Finalmente, com estes parâmetros estabelecidos, o objetivo é tentar reproduzir no laboratório cenários hipotéticos no subsolo e assim avaliar as diferentes respostas eléctricas utilizando o material da mina.

Para estas análises, foram recolhidas duas amostras de solo e uma amostra de água da galeria em fevereiro de 2022 (Figura 3.7). Além disso, foram analisadas amostras de água comercial: água de nascente "Serra da Estrela" e água mineralizada "Frize", cujas características físico-químicas fornecidas pelas empresas de engarrafamento são apresentadas na tabela 3.2 e que é possível destacar, que a água subterrânea obtida da drenagem da galeria mineira amostra a mineralização mais baixa.

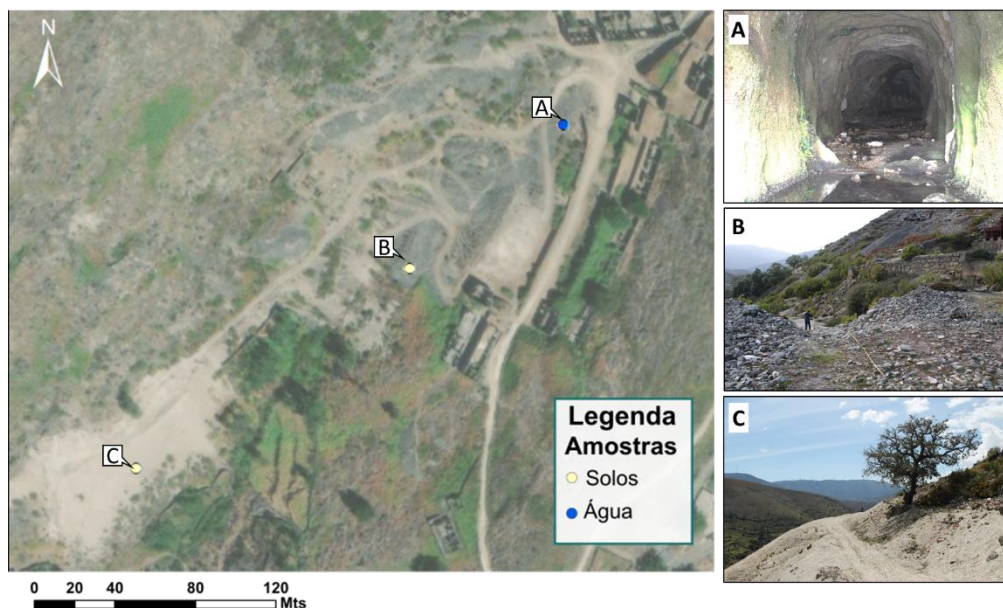


Figura 3.7. Localização das amostras de água e solo na fotografia aérea (esquerda) e fotografias (direita) ilustrando as amostras: (a) água de galeria, (b) o material perto da área da lavaria, (c) e solo da escombreira de finos.

Tabela 3.2 Composição química das águas utilizadas em laboratório para medir a resistividade eléctrica de: água mineral “Frize”, águas de nascente “Serra da Estrela” e água da galeria da mina colhida em fevereiro de 2022 (dados subministrados por Espinha Marques, comunicação pessoal, 2022).

		Agua Frize	Serra da Estrela	Agua da Galeria (fev. 2022)
	pH (20°C)	6,14 ± 0,23	5,8 - 7	6,01
Mineralizacao Total	Sílica (SiO ₂)	3090,0 ± 340,0 mg/L	17 ± 5,5 mg/L	-
	Cloreto (Cl ⁻)	122,0 ± 12,0 mg/L	3,2 ± 0,9 mg/L	4,17 mg/L
	Fluoreto (F ⁻)	1,9 ± 0,5 mg/L	-	-
	Bicarbonato (HCO ₃)	2100,0 ± 250,0 mg/L	16,5 ± 8 mg/L	2,21 mg/L
	Sódio (Na ⁺)	635,0 ± 82,0 mg/L	4,4 ± 1,1 mg/L	2,84 mg/L
	Magnésio (Mg 2+)	31,4 ± 5,2 mg/L	-	0,32 mg/L
	Cálcio (Ca 2+)	106,0 ± 29,0 mg/L	2,7 ± 1,6 mg/L	1,01 mg/L

Para realizar as medições no laboratório foi utilizado o seguinte equipamento: um resistímetro, um tubo de ensaio de resistividade, ambos ligados por cabos a um computador portátil e a uma bateria (Figura 3.8). O tubo de ensaio de resistividade é um recipiente de plástico com rolhas de borracha herméticas nas duas extremidades do tubo. O mesmo foi perfurado por quatro pequenos parafusos que atuam como eléctrodos na parte central do tubo (2 parafusos correspondentes aos eléctrodos de potencial M e N), e nas extremidades através das rolhas (2 parafusos correspondentes aos eléctrodos de corrente A e B) (Ver Figura 3.9).

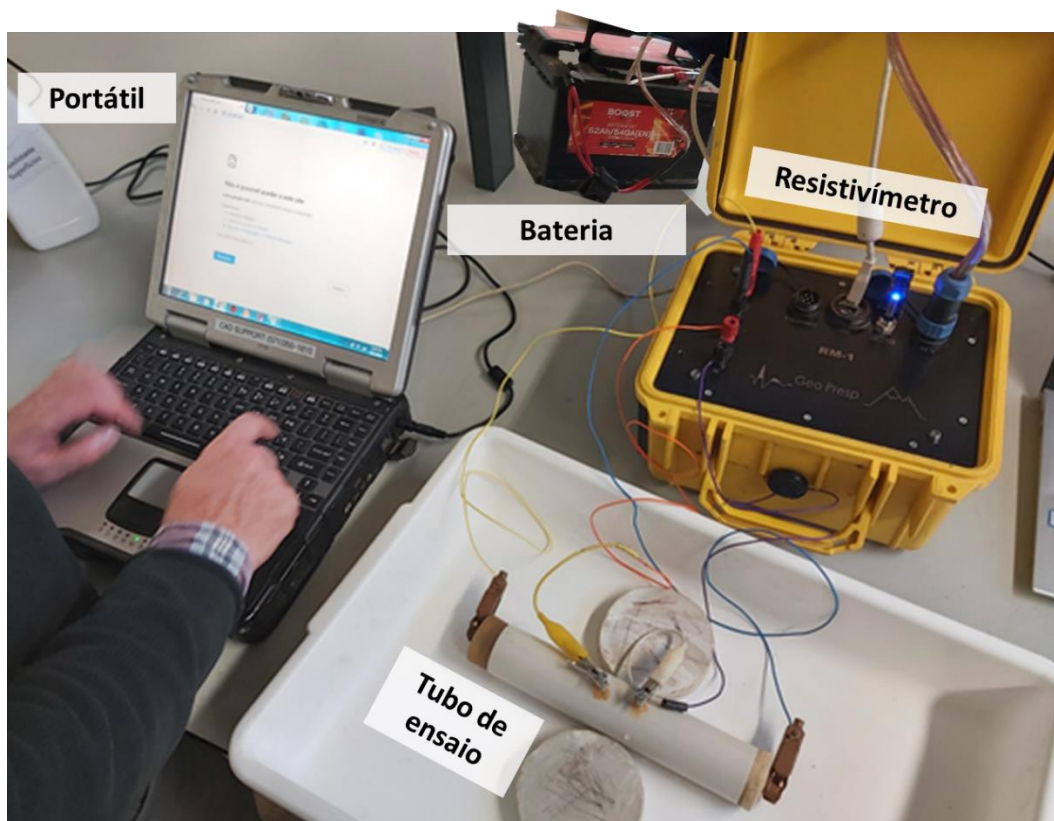


Figura 3.8. Equipamento utilizado no laboratório para efectuar medições de resistividade em amostras de solo e água da mina de Regoufe.

O método consistiu em encher o tubo de ensaio com o material e a solução a avaliar, e o equipamento é concebido com eléctrodos que injetarão a corrente e eléctrodos para a medição. Desta forma, o medidor de resistividade permite obter os valores de tensão (v em volts), corrente (I em amperes) e conhecendo os parâmetros do dispositivo: área "A" (0,0011 m²) e comprimento "L" (0,0285 m), a resistividade é finalmente calculada por meio da seguinte fórmula:

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad [13]$$

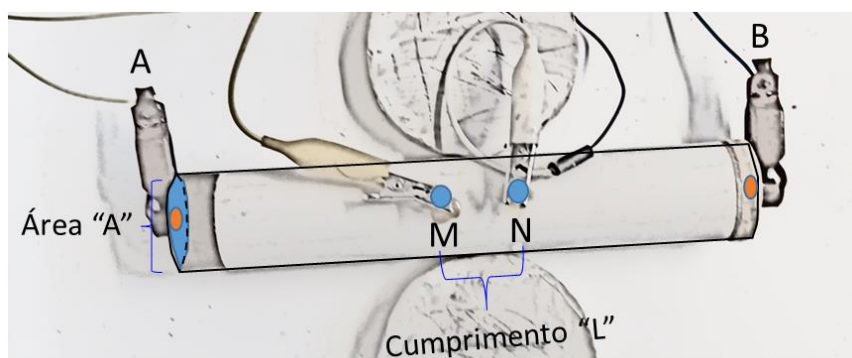


Figura 3.9. Esquema do tubo de ensaio para medição da resistividade eléctrica nas amostras de solo e água.

3.3 - Resultados e análises das medições de resistividade no laboratório.

A partir da metodologia descrita, foram feitas 5 medições para cada um dos cenários apresentados no Anexo 1. Isto permitiu um tratamento estatístico dos dados, descartando as medições anómalas e obtendo as médias dos valores de resistividade ($\Omega.m$).

No que diz respeito aos valores de resistividade obtidos, devem ser notadas as seguintes observações:

- A água da galeria tem resistividades significativamente mais elevadas ($441 \Omega.m$) do que a água comercial com elevadas concentrações de sal ("Frize", $4 \Omega.m$).
- A água da galeria tem resistividades ligeiramente superiores ($441 \Omega.m$) do que a água comercial com baixa mineralização ("Serra da Estrela", $298 \Omega.m$).
- Nos casos com os dois tipos de matrizes de solo (escombreira de finos e material da lavaria) saturados com água da galeria a resposta de resistividade é equivalente e da mesma ordem de magnitude ($693 \Omega.m$ e $785 \Omega.m$ respectivamente).
- No caso do solo saturado com água salina (água comercial "Frize"), os valores de resistividade são bastante baixos (31 e $29 \Omega.m$ para ambos).

tipos de solo) em relação às respostas do solo saturado com água de galeria (com uma diferença de uma ordem de magnitude).

Estes resultados indicam, primeiramente, como esperado, uma diminuição da resistividade à medida que aumentam as concentrações iónicas nas soluções fluidas. Além disto, ressalta a observação de que existe um forte efeito da capacidade ionizante das águas sobre as amostras do sistema solo-fluido, diminuindo até uma ordem de magnitude as resistividades observadas, como notado no caso de águas subterrâneas com elevado conteúdo iónico.

Quanto aos diferentes tipos de solo analisados quando saturados com o mesmo tipo de água, os resultados mostram que a resposta eléctrica é muito semelhante, de modo que só a partir dos valores de resistividade eléctrica a possibilidade de os distinguir terá uma elevada incerteza.

3.4 - Metodologia na medição da resistividade eléctrica (Perfis do tipo ERT)

Os métodos eléctricos ativos produzem o seu próprio campo eléctrico, o que requer uma fonte de energia (a), uma unidade de controlo (b) e um conjunto de eléctrodos (c) ligados por cabos (d) à fonte de energia e a um instrumento de medição, neste caso um medidor de resistividade (e) (Figura 3.10). A metodologia e o equipamento utilizado consistiram no seguinte:

- A fonte de alimentação era uma bateria eléctrica.
- A unidade de controlo corresponde a um computador portátil configurado com uma aplicação que permite a sincronização entre os eléctrodos e a corrente aplicada sob diferentes configurações de arranjo.
- A energia é transmitida para o subsolo através de um sistema de cabos ligados a um par de eléctrodos emissores em contacto com o subsolo (chamados eléctrodos de corrente ou eléctrodos AB).
- As medições são registadas a partir de um par de eléctrodos detectores (chamados eléctrodos potenciais ou eléctrodos MN) também acoplados à subsuperfície e ligados a um medidor de resistividade que regista as variações eléctricas que são depois guardadas no software do portátil.



Figura 3.10. Equipamento utilizado para a geração dos perfis resistivos (ERT).

Em particular, o equipamento utilizado neste estudo consistiu numa bateria de 200 watts, uma resistência de comutação automática multicanal (multi-eléctrodo) e fios que foram ligados a eléctrodos de aço inoxidável. Como o medidor de resistividade está acoplado ao computador portátil, o equipamento é programado de modo a que, uma vez instalados os eléctrodos no subsolo, varie a configuração necessária: ou seja, a geometria definida: Wenner - Schlumberger - Dipolo-dipolo, conforme o caso, e o número de eléctrodos. De acordo com estes parâmetros, o computador alterna os eléctrodos entre eléctrodos de corrente (AB) e os eléctrodos potenciais (MN), e regista para cada 4 eléctrodos os valores de corrente (V) e resistência (R) associados. (Mais detalhe dos fundamentos de estas configurações pode ser encontrado na secção 3.1.3 “Configurações de eléctrodos e fatores geométricos”).

O processo de campo inclui a definição do local onde o perfil é adquirido, o registo das coordenadas da origem e fim do perfil utilizando um dispositivo GPS portátil.

No processo de geração e medição do campo eléctrico, são obtidos perfis invertidos preliminares para avaliar o acoplamento correto dos eléctrodos ao subsolo. De esta maneira é possível detectar possíveis valores anómalos causados pelo ruído ambiental e observar uma visão preliminar dos resultados. Em alguns casos, para melhorar o acoplamento em áreas com material como blocos de quartzo altamente resistivo, foi colocada uma solução com sal comum numa pequena área em redor dos eléctrodos para assegurar a injeção e recepção dos fluxos de corrente gerados.

3.4.1 - Dados existentes, digitalização e formatação.

Nesta fase do estudo, foi feita uma compilação de dados de estudos anteriores que poderiam ser utilizados na presente investigação. Neste sentido, foram utilizados os dados em formato ASCII dos perfis com pseudo-resistividades elaborados por Gomes Marques (2019) e representados no mapa da Figura 3.11 (Perfis 3 - 9). A georreferenciação da imagem 3D apresentada no relatório foi utilizada para vetorizar as linhas de orientação dos perfis. No entanto, a imagem é distorcida quando projetada no mapa 2D, pelo que a localização dos perfis é aproximada. Na Figura 3.11 também é apresentada a localização do perfil PE10 realizado neste estudo, o qual será detalhado no subcapítulo 3.4.2.

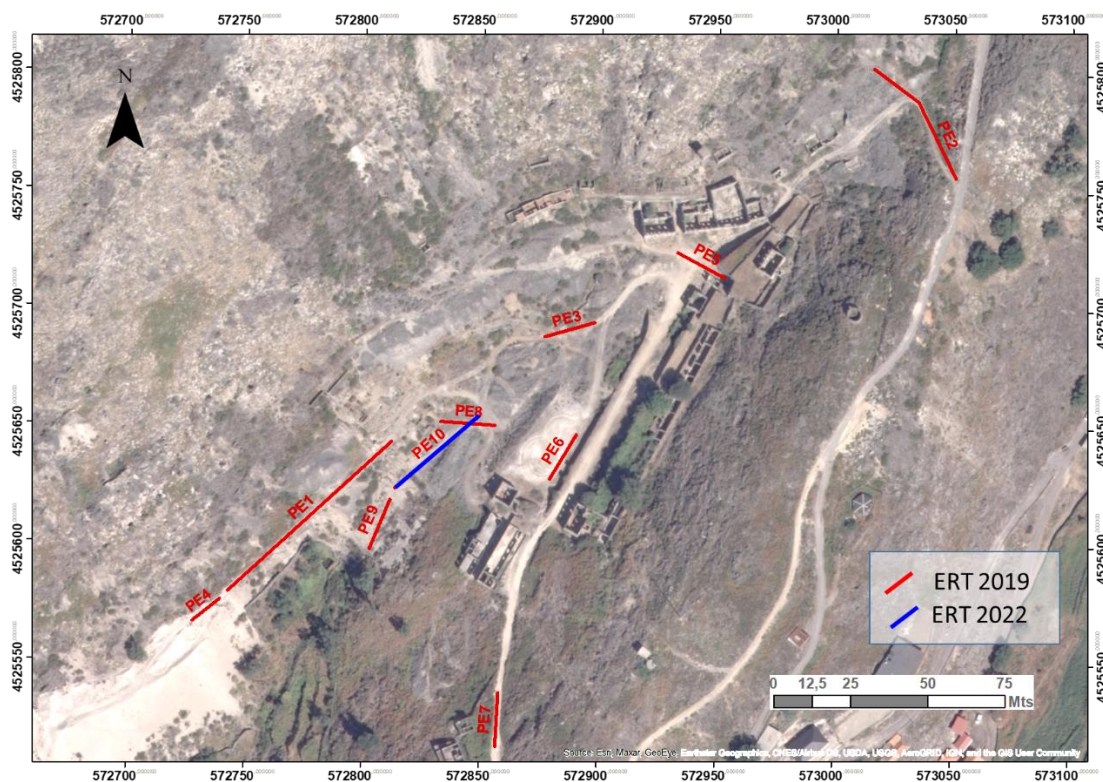


Figura 3.11. Localização aproximada dos perfis de resistividade eléctrica apresentados por Gomes Marques 2019 e do perfil PE10 realizado no presente estudo.

Os perfis PE1 e PE2 são os mais extensos deste estudo, e foram utilizados 48 eléctrodos dispostos usando a geometria tipo Wenner com espaçamentos de 2 m para o perfil PE1 e 1,25 m para o perfil PE2.

No caso dos perfis PE1 e PE2 só existiam como imagens nos anexos do relatório de Gomes Marques (2019), pelo que foi necessário digitalizá-los. Este processo foi

realizado utilizando as escalas de cor existentes, com a localização das amostras tão próximas quanto possível daquelas refletidas na imagem. O processo é descrito passo a passo na figura 3.12. Este trabalho permitiu obter as pseudo-seções com resistividades aparentes e a partir delas foi feita uma inversão para obter as resistividades reais utilizando a ferramenta *Res2dinvx64* da *Geotomo Software Sdn Bhd Malaysia* (Figura 3.13). A partir desta digitalização e dos dados ASCII dos outros perfis existentes já em formato digital, foram geradas e colocadas tabelas no formato necessário para trabalhar nas seguintes fases de cartografia e modelação 3D. Os perfis utilizados nos estudos acima mencionados são apresentados como anexos que ilustram as fases de inversão, desde pseudo-seções com valores de resistividade aparente gerados a partir de medições de campo, até secções de resistividade real (Anexos 2 e 3).

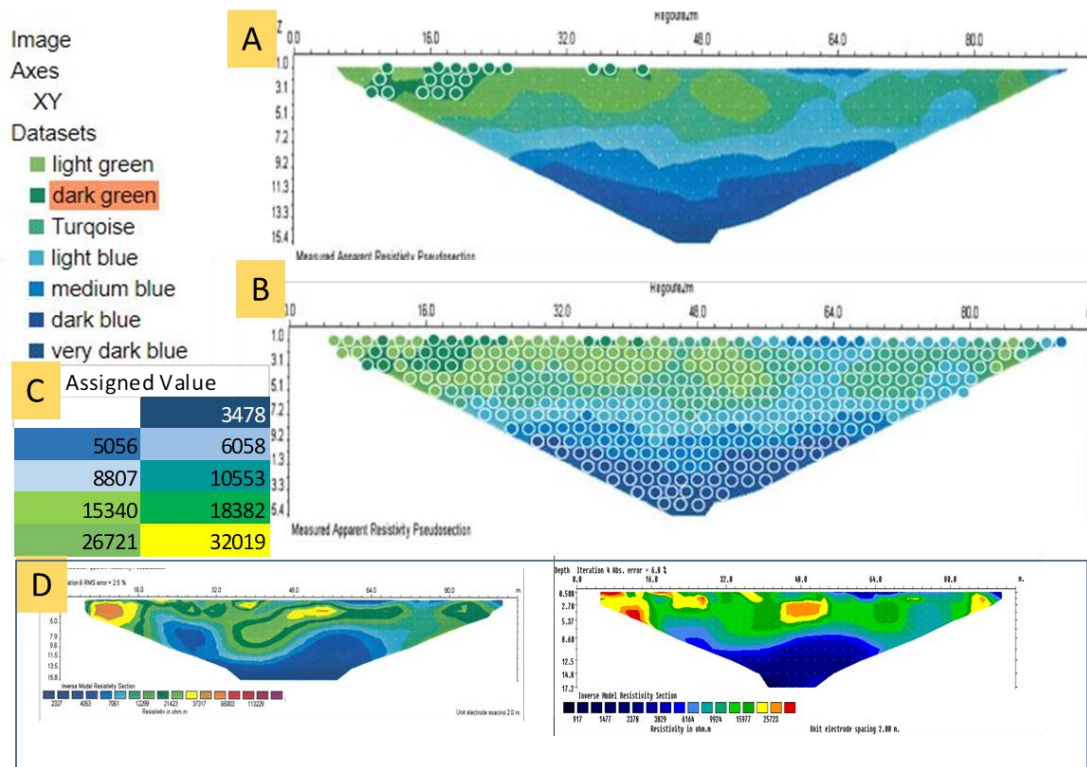


Figura 3.12. Metodologia para a digitalização das pseudo-seções eléctricas PE1 e PE2. A) Digitalização de um dos grupos associados a uma gama de cor e resistividade. B) Digitalização completa dos grupos na pseudo-seção C) Gama de cores e valores de resistividade aparente atribuídos, D). Após inversão, comparação entre os perfis da imagem (esquerda) (Gomes Marques (2019)) e digitalizados (direita) para obter as resistividades reais.

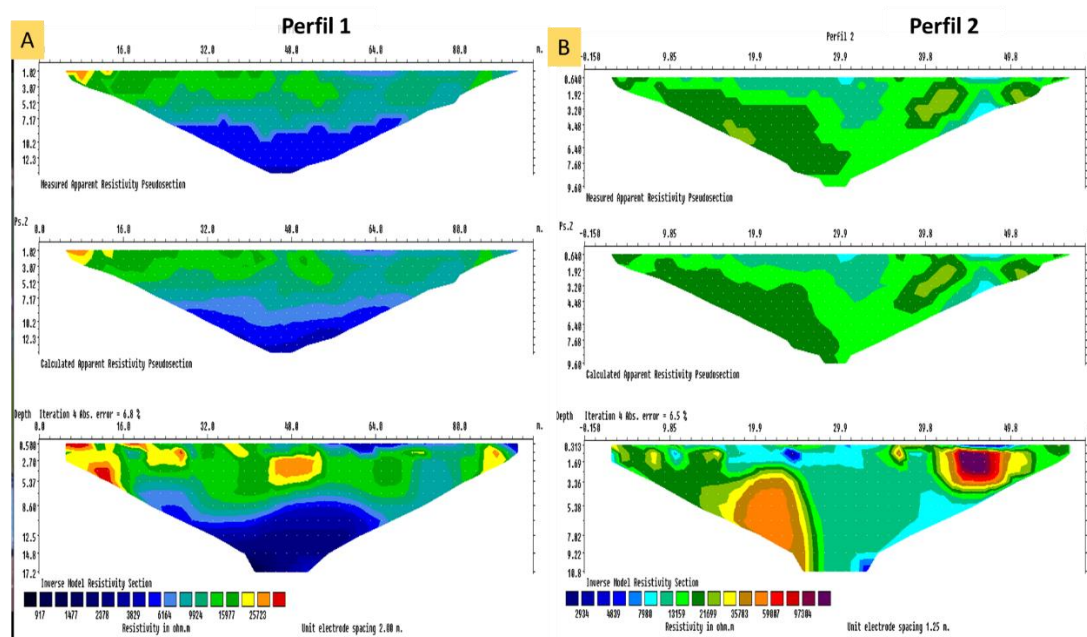


Figura 3.13. Pseudo-seção de resistividade aparente medida (topo), resistividade aparente calculada (centro) e perfil de resistividade real a partir da inversão (abaixo) para A) Perfil PE1 e B) Perfil PE2. Ver locais no mapa na Figura 3.11.

No que respeita aos perfis adquiridos por Gomes Marques (2019) os mesmos foram obtidos entre março e julho de 2019. Estes perfis são mais curtos e menos profundos do que os perfis PE1 e PE2, uma vez que o seu objetivo era avaliar o potencial de contaminação nas zonas das galerias e zonas dos rejeitos mineiros (Figura 3.11). Para sua aquisição foram utilizados parâmetros como descritos na Tabela 3.3. O perfil PE10 foi obtido como parte deste estudo e será detalhado nos parágrafos seguintes.

Tabela 3.3. Resumo de parâmetros de aquisição dos ERT.

Perfil	Geometria	Objetivo	nº Electrodo	Espaçamento (m)	Cumprimento (m)	Prof. Aprox.Max (m)
PE1	Wenner	Escombreyas e saídas de galerias (O)	48	2	94	15
PE2	Wenner	Escombreyas (NE)	48	1,25	58,75	10
PE3, PE8 e PE9	Wenner-Slb	Escombreyas Vale	16	1,5	22,5	3 a 5
PE4	Wenner-Slb	Escombreyas Finas e galerias (O)	16	1,5	22,5	3 a 5
PE5	Wenner-Slb	Saída de Galeria (O)	16	1,5	22,5	3 a 5
PE6	Wenner-Slb	Escombreyas Campo Futebol	16	1,5	22,5	3 a 5
PE7	Wenner-Slb	Caminho com granito aflorante	16	1,5	22,5	3 a 5
PE10	Wenner-Slb	Escombreyas Vale	16	3	45	10

Em resumo, os trabalhos feitos anteriormente foram realizados para avaliar os solos em zonas das escombreyras (exemplos PE3, PE8 e PE 9), zonas perto das saídas das galerias (PE5) e zonas de referência com afloramento de zonas graníticas (PE7) e disposição de matérias em zonas relativamente afastadas das galerias (PE6). No caso dos perfis PE1 e PE2, estes tiveram uma maior profundidade de investigação e abrangeram uma zona mais extensa nas partes oeste e nordeste da área mineira.

3.4.2 - Aquisição de dados resistividade elétrica (ERT): Perfil PE10

A aquisição de dados do perfil elétrico PE10 do tipo ERT foi levada a cabo em novembro de 2021, caracterizada por um período de início de inverno e precipitação, precedido por um verão seco. Nesta altura, o perfil PE10 foi adquirido na parte central da área mineira, interceptando o perfil PE8 como mostra o mapa na Figura 3.11 (linha azul). Para a realização deste perfil de 45 m de comprimento, foram utilizados 16 eléctrodos com uma distância inter-eléctrodo de 3 m. Com esta configuração foi possível avaliar 49 combinações de arranjo diferentes e a configuração utilizada foi a Schlumberger.

3.5 - Resultados e análises dos perfis elétricos (ERT)

O perfil adquirido PE 10 é apresentado na figura 3.14. As pseudo-seções de resistividade aparente correspondentes são apresentados como parte do Anexo 4.

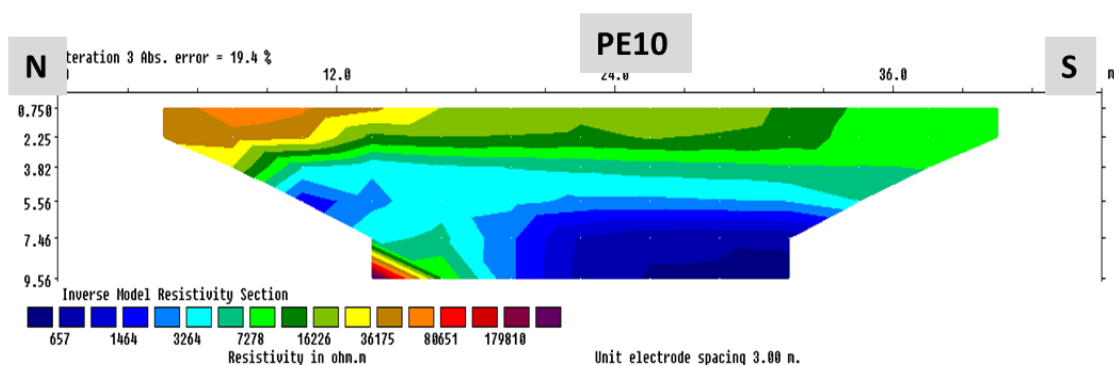


Figura 3.14. Perfil de resistividade elétrica (ERT) PE 10.

Em geral, os resultados dos perfis realizados nas campanhas de aquisição apresentam resultados de resistividade que mostram algumas zonas com resistividades mais elevadas perto da superfície e notavelmente com resistividades mais baixas nos níveis mais profundos. Este comportamento é de esperar tendo em conta a existência de cursos de água nos vales e zonas de galeria, que provocam a dissolução do material residual das escombreyras, tornando-as um excelente condutor eletrolítico. Por outro lado, as áreas mais próximas da superfície, com material desagregado e baixo teor de humidade, são maus condutores.

Em particular, os perfis PE2 e PE7 mostram claramente zonas altamente resistivas que tendem a tornar-se mais resistivas a níveis mais profundos (4m em PE7 e 9m em PE2) (Ver Anexo 3(e) e Anexo 2 (a1) e (a2)). Esta observação é consistente com a existência de afloramentos de granito na parte nordeste do perfil PE2 e estendendo-se para sul para além da extensão do perfil PE7. Como o efeito da meteorização é maior à superfície criando uma maior porosidade, pode ser interpretado que a níveis mais profundos o granito está menos alterado e, portanto, há menos espaços porosos contendo eletrólitos, o que justifica o aumento da resistividade. Exemplos similares de granitos em contexto geológicos equivalentes em Portugal são referidos, caracterizando as zonas do substrato granítico com pouca fracturação ou alteração em zonas com resistividades superiores a 3000 Ωm (Figueiredo and Catarino, 2017).

Outra resposta eléctrica que pode ser claramente identificada ao nível da superfície e com uma expressão distinta na resposta eléctrica é o material de cascalho grosseiro presente no perfil PE2 (Anexo 2(a1) e (a2)). Este apresenta altas resistividades e aglomerados com geometrias de montículos. Em contraste com as zonas de substrato granítico ao sudeste do perfil, estas zonas mostram uma diminuição da resistividade a níveis mais profundos, sugerindo a presença de zonas com maior saturação de água.

Em geral, os perfis fora das áreas de galeria e dos vales mostram uma maior heterogeneidade refletindo as variações inerentes ao material acumulado nas encostas das montanhas e no substrato granítico desta região. Um exemplo é apresentado nos perfis PE1, PE4 e PE6 (Anexo 3(b2), 3(a) e 3(d)).

O perfil PE1 corresponde à secção mais comprida adquirida em Regoufe com um comprimento de 94 m e está localizado na encosta oeste do vale da mina. O material desagregado varia de cascalho grosseiro na zona da lavaria a norte do perfil a um material mais fino na parte sul (Anexo 3(b1) e 3(b2)). O perfil PE4, que corresponde a uma extensão sul do perfil PE1, mantém uma alta resistividade na zona norte

correspondente a escombreira fina. Sendo que a sul a resistividade diminui significativamente, provavelmente devido à presença de um curso de água (não reportado por Gomes Marques (2019)) (Anexo 3(a)). Tal como no perfil PE2 na parte oeste, abaixo das zonas de escombreliras de cascalhos grosseiros estão representadas zonas de muito baixa resistividade, refletindo altos níveis de saturação de água, coerente com a alta permeabilidade deste tipo de material e a possibilidade de uma zona de fluxo de água (Anexo 3 (b2)).

No que respeita ao perfil PE6, este também mostra resistividades intermediárias na zona SW e varia progressivamente para zonas mais condutoras na parte NE. Neste sentido, não foi encontrada nenhuma razão óbvia a nível de solo nas observações de campo. Além disso, foi observado um alinhamento na parte mais profunda provavelmente associado a uma zona saturada de água com cerca de 3 m de profundidade (Anexo 3(d)).

No caso dos perfis na parte central do vale ou nas áreas próximas das galerias, a influência da presença de água é notável. Como observado nos testes de laboratório, a resposta eléctrica é principalmente condicionada pela saturação da água, de modo que nos casos dos perfis PE3, PE5, PE8 e PE9 não foi possível diferenciar o material presente no subsolo e só foi possível analisar os resultados no que respeita ao potencial iónico das águas subterrâneas (Anexo 2(c), 2(b), 2(d) e 3(c)). Mais detalhes sobre este tópico são discutidos nos parágrafos seguintes.

Em particular, foi verificada a existência de um coletor de água a vários metros a sul do perfil PE9 e do perfil PE10, numa elevação inferior (Anexo 3(c) e Figura 3.14). Estes aumentos de resistividade estão provavelmente relacionados com o espaço vazio no topo deste sistema canalizado.

No que respeita ao perfil PE10, foram observados basicamente dois intervalos com respostas eléctricas bastante distintas: por um lado, um intervalo superior (profundidades inferiores a 6m), onde a zona norte parece mais resistiva (entre 36.000 e 80.000 $\Omega.m$) consistente com a presença de cascalheiras (grosseiras) ao nível da superfície (Figura 3.14). Enquanto a zona sul apresenta material mais fino com resistividades eléctricas relativamente mais baixas (entre 7.000 e 16.000 $\Omega.m$). Por outro lado, uma zona inferior (profundidades superiores a 6 m) apresenta resistividades ainda mais baixas e são interpretadas como níveis de saturação de água mais elevados (entre 600 e 3000 $\Omega.m$). Como parte da metodologia de integração aplicada em este projeto, os resultados de este perfil foram alterados alimentados pela informação das camadas

observadas nos métodos sísmicos, no entanto estes resultados são apresentados e analisados no Capítulo 6 “Integração das diferentes técnicas e discussão dos resultados”.

Capítulo 4: Métodos eletromagnéticos (EM)

4.1 - Fundamentos teóricos

4.1.1 - Ondas eletromagnéticas

Após a Primeira Guerra Mundial, foram aplicados métodos electromagnéticos para o reconhecimento de depósitos minerais (1931 pelo sueco Karl Sundberg) e para a exploração de hidrocarbonetos (Sundberg, 1933)). Mais recentemente, esta técnica tem sido aplicada para estudos geofísicos ambientais e este será o enfoque do presente trabalho.

Os métodos electromagnéticos baseiam-se na análise da resposta das ondas electromagnéticas compostas por dois vectores principais, ortogonais um ao outro. Um vector de intensidade eléctrica (E) e um vector de força magnética (H) num plano perpendicular à direcção de propagação. (Figura 4.1). A direcção do campo magnético depende da direcção da corrente (ver Figura 4.2.a), com a magnitude do campo a diminuir com a distância do fio (Dentith and Mudge, 2014). Se for criado um anel, então o campo magnético torna-se maior no centro do anel (Figura 4.2.b). Assim, se forem geradas mais voltas com o mesmo eixo, então é criado um campo electromagnético maior no que se designa como uma bobina (Figura 4.2.c) (Reynolds, 2011).

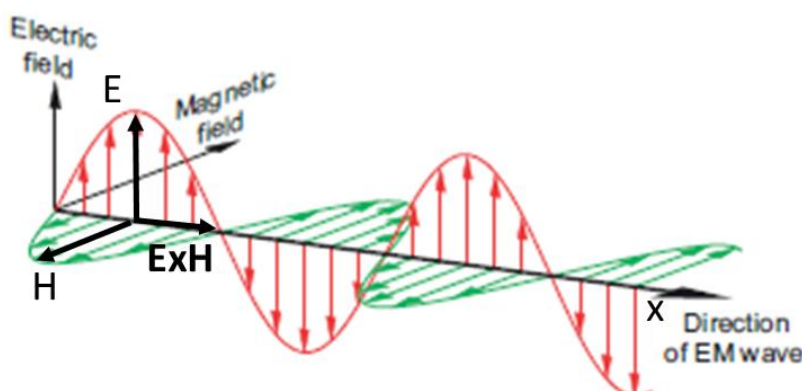


Figura. 4.1. Ilustração esquemática de uma onda eletromagnética (adaptado de Dentith e Mudge, 2014).

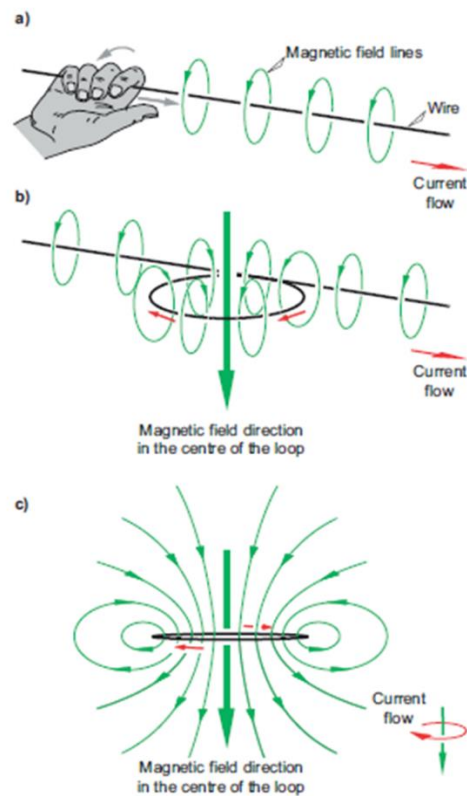


Figura 4.2. Corrente eléctrica de um campo magnético (a) fluxo de corrente através de um segmento reto (b) através de um laço circular e (c) campo magnético dipolar (Dentith e Mudge, 2014).

Em geral, o equipamento eletromagnético ativo utiliza uma bobina transmissora para gerar um campo eletromagnético primário que se propaga no ar e no subsolo. Esta radiação eletromagnética será alterada pelas propriedades eléctricas do subsolo por onde passa. Se, por exemplo, o subsolo contiver materiais condutores, o componente magnético da onda EM transmitida gerará (induzirá) correntes parasitas dentro do material. Estas correntes, por sua vez, irão gerar um campo magnético secundário, que é detectado pelo receptor do equipamento (Figura 4.3). O receptor também detecta o campo primário que viaja através do ar, pelo que a resposta global combinará o efeito do campo primário e secundário. Assim, tanto a fase como a amplitude relativa ao campo primário darão informações importantes sobre o tamanho, geometria e propriedades eléctricas do subsolo (Reynolds, 2011).

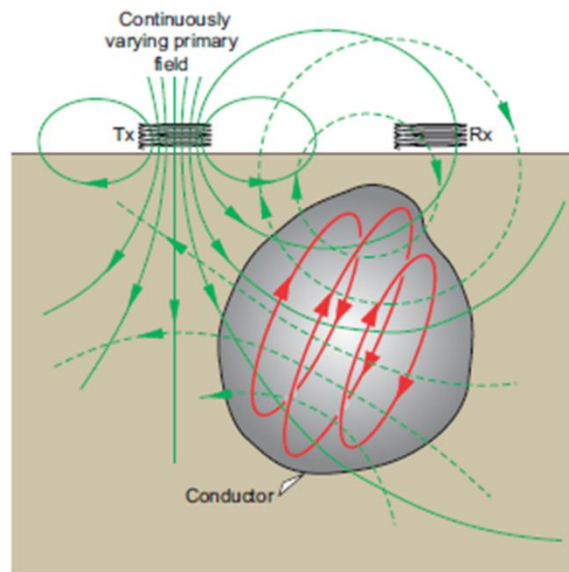


Figura 4.3. Representação esquemática do método electromagnético (Dentith e Mudge, 2014).

Com base na Lei de Faraday, a magnitude da tensão induzida é diretamente proporcional à taxa de mudança do campo magnético. Esta tensão induzida irá gerar correntes de Foucault, que levam algum tempo a acumular-se. Isto manifesta-se como um atraso chamado alfa e está associado às propriedades eléctricas do material condutor. Geralmente, estes atrasos tendem a ser grandes em materiais condutores e muito pequenos em materiais pouco condutores. Finalmente, este campo secundário juntamente com o campo primário manifestará uma fase de Φ no que diz respeito ao campo primário (Reynolds, 2011).

Através de formas vectoriais é possível representar a relação entre os campos primário, secundário e resultante. Desta forma é possível representar os componentes reais (também chamados em fase) e o componente imaginário (conhecido como fora de fase ou quadratura) (ver Figura 4.4.a). O vector P corresponde ao campo magnético primário e é representado pela função sinusoidal ilustrada na Figura 4.5. A tensão induzida no corpo considerado como condutor perfeito está fora de fase em 90 graus (Figura.4.5.b). Isto por sua vez gera uma corrente parasita que, dependendo das propriedades de capacidade eléctrica do material, variará num ângulo α e terá uma magnitude de S (Figura 4.5.c). O vector S, por sua vez, pode ser expresso em função de dois componentes: um horizontal e um vertical, dependendo do sistema do equipamento utilizado, pode dar informação no que respeita a que componentes são medidos, dando informação adicional sobre as propriedades eléctricas do corpo em estudo. O vector

resultante dos campos primário e secundário será R , tendo um Φ de fase de atraso (Beck, 1981).

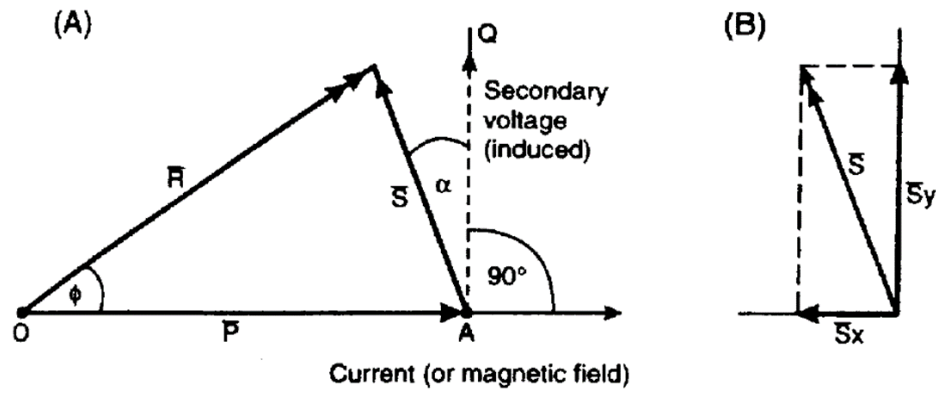


Figura 4.4. (a) Diagrama vectorial que define as relações de fase e magnitudes dos campos primário e secundário (b) componentes vectoriais do campo secundário (Dentith e Mudge, 2014)

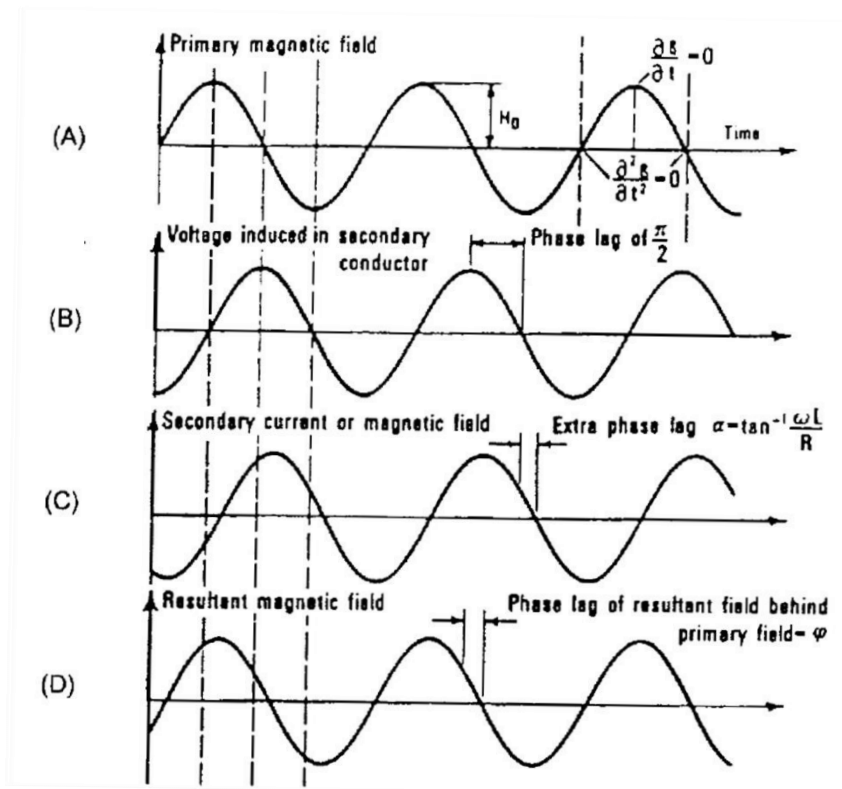


Figura 4.5 Relações entre voltagens induzidas e atrasos de fase entre campos magnéticos primários, secundários e resultantes (Beck, 1981).

4.1.2 - Métodos electromagnéticos em domínio tempo e frequência

Os sistemas electromagnéticos variam no tempo de duas maneiras: sistemas de domínio temporal (TDEM) ou sistemas de domínio de frequência (FDEM) (Reynolds, 2011).

No que respeita aos sistemas electromagnéticos (EM) no domínio de tempo é utilizada uma corrente contínua. Uma vez que para gerar uma corrente induzida é necessário induzir uma mudança no campo magnético, nestes casos é necessário desligar e ligar o circuito. As correntes parasitas circulam através do condutor durante um certo tempo e depois decompõem-se rapidamente, a sua magnitude e duração dependem das propriedades e geometria do condutor e fornecem informações sobre o mesmo (Dentith and Mudge, 2014).

Os sistemas electromagnéticos no domínio de frequência utilizam corrente alternada, onde o campo magnético primário varia no tempo, de modo a descrever uma função matemática sinusoidal. Assim, as correntes parasitárias induzidas também descrevem uma forma sinusoidal, e é necessário medir tanto a sua amplitude como a variação de fase ao longo do tempo para determinar as propriedades condutoras do subsolo (Dentith and Mudge, 2014).

Embora os sistemas EM no domínio de tempo ofereçam maior sensibilidade a sinais secundários mais fracos, e sejam menos susceptíveis ao ruído relacionado com a localização de fontes e receptores (razão pela qual são principalmente utilizados na exploração mineral), o equipamento EM no domínio da frequência ainda é amplamente utilizado para investigações pouco profundas, tais como engenharia de superfícies, arqueologia ou águas subterrâneas (Dentith and Mudge, 2014).

4.1.3 - Princípios de funcionamento dos equipamentos eletromagnéticos móveis

Existem vários tipos de sistemas que foram desenvolvidos com base no princípio do eletromagnetismo. No entanto, o método EM mais amplamente utilizado na geofísica ambiental é o método da fonte móvel com bobina dupla (McNeill, 1990). O sistema corresponde a duas bobinas separadas ligadas por um cabo. O sistema compreende

uma bobina transmissora que gera o campo primário e uma segunda bobina receptora que detecta o campo secundário e primário. Ambas as bobinas são separadas por uma distância fixa, pela qual a medição é normalmente atribuída ao ponto médio. Tipicamente, estas ferramentas permitem a medição tanto dos componentes de quadratura como de fase. (Reynolds, 2011) (Figura 4.6).

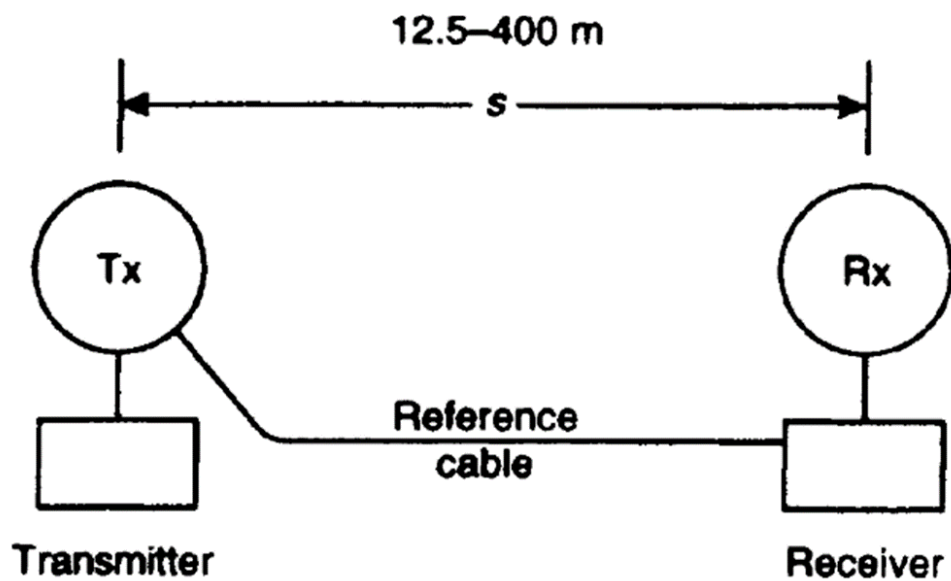


Figura 4.6. Sistema eletromagnético móvel com bobina dupla de indução eletromagnética (Reynolds, 2011)

O medidor de condutividade responde à composição do subsolo em função da orientação das bobinas. Normalmente são utilizados dois modos: vertical ou VMD (neste relatório definido como dV) onde as bobinas horizontais têm um dipolo magnético vertical, e as bobinas verticais com um dipolo horizontal HMD (dH). No caso de dipolos verticais, há pouca influência dos níveis de superfície. Em contraste, o dipolo magnético horizontal é menos sensível a níveis mais profundos, sendo mais sensível a variações próximas da superfície (Reynolds, 2011).

4.2 - Metodologia no levantamento de dados eletromagnéticos

No desenvolvimento da presente investigação foi utilizado um dispositivo fabricado pela *Geonics Lmt*, série EM31, que é considerado como um dispositivo de fonte móvel de dupla bobina com ampla utilização em engenharia ambiental. Esta empresa foi pioneira no desenvolvimento deste tipo de instrumento em 1976 com a criação do dispositivo EM31 com o objetivo principal de caracterização próxima da superfície (Limited, 2020) (Figura 4.7). Foram desenvolvidos numerosos projetos de investigação sobre a caracterização das águas subterrâneas. Uma das metodologias mais amplamente utilizadas considera a utilização desta técnica para descrever o regime das águas subterrâneas, onde as águas subterrâneas são excluídas do aquífero. Goldstein (1990) apresenta um caso histórico em que foi possível delinear as águas contaminadas de uma lagoa utilizada como reservatório para água potável.



Figura 4.7. Dispositivo fabricado pela Geonics Lmt, série EM31

O dispositivo EM31 está calibrado para medir a condutividade correta quando o subsolo é uniforme, de maneira que se existem camadas com diferentes propriedades elétricas o equipamento irá ler um valor intermediário. O procedimento compreende a medição do campo EM da componente vertical (dV) e da componente horizontal (dH), colocando o dispositivo diretamente no solo (para obter a componente vertical dV) e rodando-o em 90 graus ao longo do eixo do equipamento para obter a componente horizontal (dH). Dada a configuração do equipamento, a profundidade efetiva de investigação da

ferramenta corresponde a 6 metros para a componente vertical (dV) e 3 metros para a componente horizontal (dH).

As campanhas de recolha de dados foram conduzidas em três fases (figura 4.8). A primeira recolha de dados EM foi levada a cabo no início de novembro de 2021 (localizações em amarelo). Utilizando o EM 31, foram escolhidos pontos irregularmente espaçados para cobrir uma ampla área nas zonas dos depósitos de rejeitos grosseiros e finos, assim como partes das vias de acesso à mina. Na segunda fase, foram efetuadas medições na parte sudeste da mina, o que corresponde principalmente aos afloramentos de granito (localizações em vermelho). A última fase de aquisição (agosto de 2022) consistiu em aumentar a densidade de dados na parte ocidental e nordeste da mina, cobrindo áreas de escombrelas e da formação rochosa sem intervenção mineira (localizações em azul). As medições do segundo e terceira campanha foram efetuadas principalmente para estabelecer valores do “background” electromagnético, onde o solo e subsolo não foram alterados pela actividade mineira.

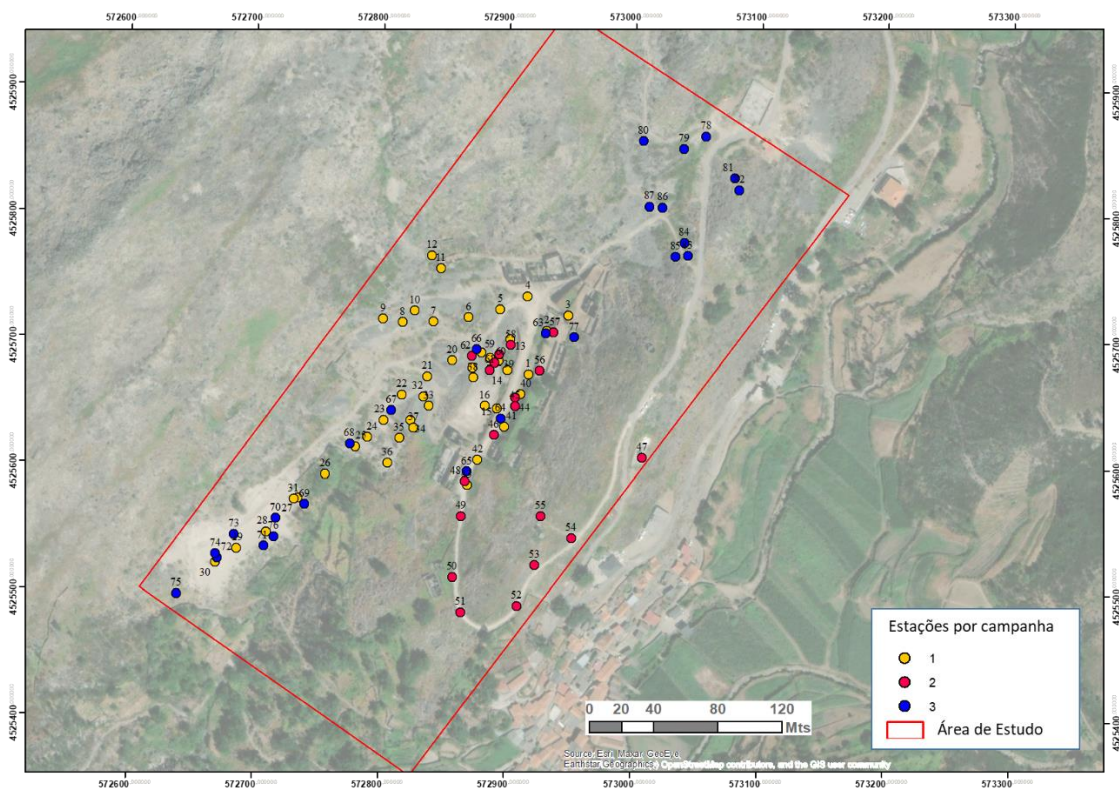


Figura 4.8. Localização das estações das diferentes campanhas eletromagnéticas e fotografia aérea de referência.

Algumas estações da segunda e terceira campanha foram novamente amostradas em áreas previamente avaliadas (a menos de 5 m de distância) para calibrar os resultados

em relação à primeira estação. Nesta altura, as funções de regressão linear foram obtidas e utilizadas para recalibrar os dados para medições comparáveis.

Uma vez que o equipamento não é calibrado num local com valores de condutividade conhecidos, e devido ao facto de a ferramenta ter sido concebida para funcionar numa gama de resistividade entre alguns $\Omega.m$ e milhares de $\Omega.m$, os valores aqui relatados são simplesmente referências e não devem ser utilizados como valores absolutos de condutividade. Neste sentido, é muitas vezes mais benéfico observar as variações espaciais da condutividade do solo, em vez de olhar para o próprio valor de condutividade como uma medida absoluta (Limited, 2020). Neste sentido, para avaliar a variação espacial da condutividade na área, os dados foram interpolados utilizando o método de mapeamento que considera a ponderação pelo inverso da distância.

4.3 - Resultados e análises dos dados EM

Os resultados da campanha EM são apresentados no Anexo 5. Como mencionado nos parágrafos anteriores, uma vez que as medições obtidas com o equipamento móvel são medições relativas e produto da descalibração da ferramenta na segunda e terceira campanha de aquisição, foi necessário reconverter os dados a partir de uma regressão linear. O gráfico na Figura 4.9, apresenta os resultados da comparação dos pontos proximais (com diferença inferior a 5 m) da primeira campanha (eixo vertical) com os pontos da segunda campanha (eixo horizontal na Figura 4.9.a e da terceira campanha (eixo horizontal na Figura 4.9.b). Tanto a componente horizontal (dH) como a componente vertical (dV) foram incluídas para a elaboração destes gráficos. Para estas análises, foram retiradas amostras em áreas de anomalias de condutividade eléctrica para evitar distorções injustificadas nas estimativas de ajuste. A Figura 4.9 mostra uma correlação positiva entre as campanhas, onde ambas as medidas aumentam ou diminuem proporcionalmente.

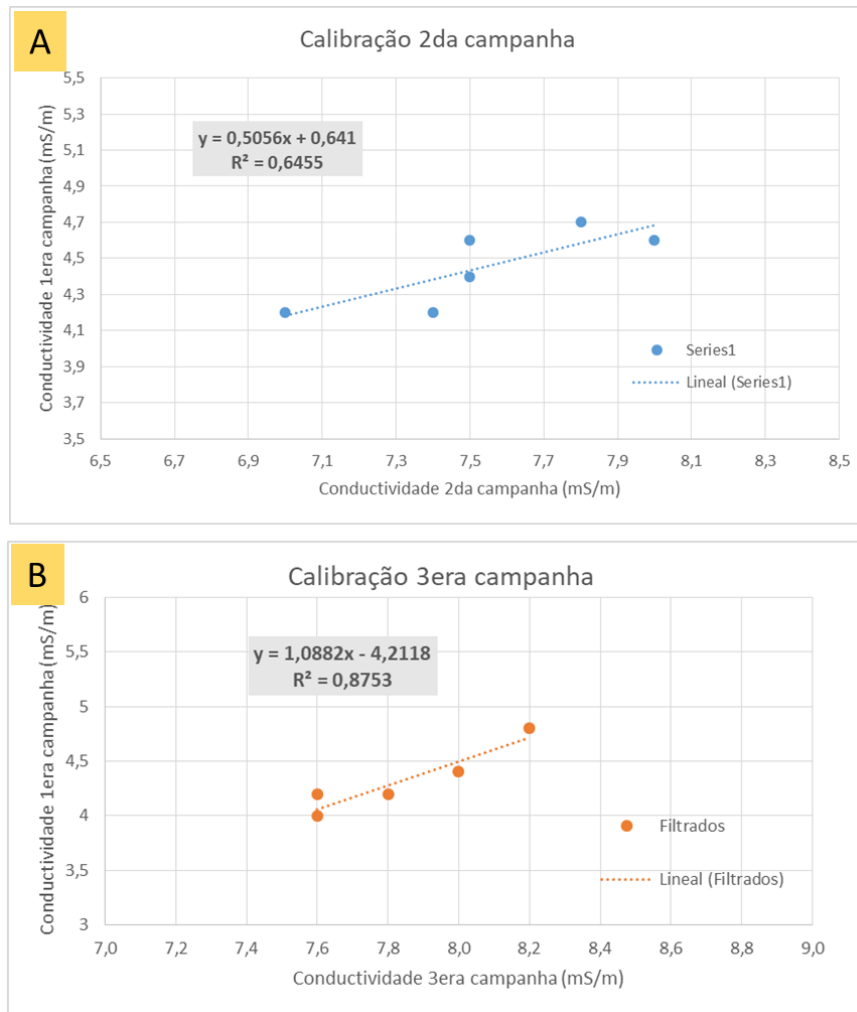


Figura 4.9. a.- Correlação e regressão linear entre as condutividades medidas nas estações da 2da campanha (eixo horizontal) e as da 1era campanha (eixo vertical). b.- Correlação e regressão linear entre as condutividades medidas nas estações da 3ra campanha (eixo horizontal) e as da 1era campanha (eixo vertical).

Estas correções estimadas com uma regressão linear foram estabelecidas com a equação [14] para a segunda campanha e a equação [15] para a terceira campanha (Anexo 5). Sendo “Cond (med)” a condutividade medida no campo e “Cond (cal)” a condutividade calibrada.

$$Cond\ 2da(cal) = 0,5056 * Cond\ 2da(med) + 0,641 \quad [14]$$

$$Cond\ 3era(cal) = 1,0882 * Cond\ 3era(med) - 4,212 \quad [15]$$

Os mapas de condutividade eléctrica relativa são apresentados nas Figuras 4.10 e 4.11 para as componentes horizontal dH (profundidade de investigação até 3m) e vertical dV (profundidade de investigação até 6m) respectivamente. Estes resultados podem ser utilizados para obter medições de condutividade relativa e para observar a tendência do “background” hidrogeológico.

Ambos os mapas mostram um aumento relativo das condutividades nas partes sul e leste da área de estudo. As zonas do sudoeste, quando comparadas com outras zonas da mina, correspondem a resíduos finos compostos por quartzo. No caso dos intervalos mais superficiais (abaixo de 3 metros) podem apresentar matéria orgânica humificada (MOH). A reduzida condutividade eléctrica pode dever-se, simultaneamente à presença desta MOH e à elevada condutividade hidráulica, visto que ambos os fatores reduzem o teor de água. Nos níveis mais profundos (entre 3 e 6 m), o material será hidrofílico, mas a elevada condutividade hidráulica facilita a percolação vertical, pelo que o teor de humidade tenderá a ser também reduzido, mostrando valores de relativa baixa condutividade eléctrica, mais ligeiramente superiores aos níveis mais superficiais. Ao comparar os resultados eléctricos em zonas graníticas e material de detritos grosseiros, não é possível discriminar estas respostas nos dados EM (tanto para dV como para dH)

O mapa de condutividade horizontal dH mostra uma maior heterogeneidade, que é um resultado esperado devido à maior influência dos tipos de solo ou rocha e menor influência das águas subterrâneas, contrário ao caso do mapa de condutividade vertical dV onde a influência da zona húmida é maior, como é notável na zona sul, este y nordeste no mapa de condutividade vertical dV (zonas em azul). Estes resultados serão discutidos em profundidade no Capítulo 6: Integração das diferentes técnicas e discussão dos resultados.

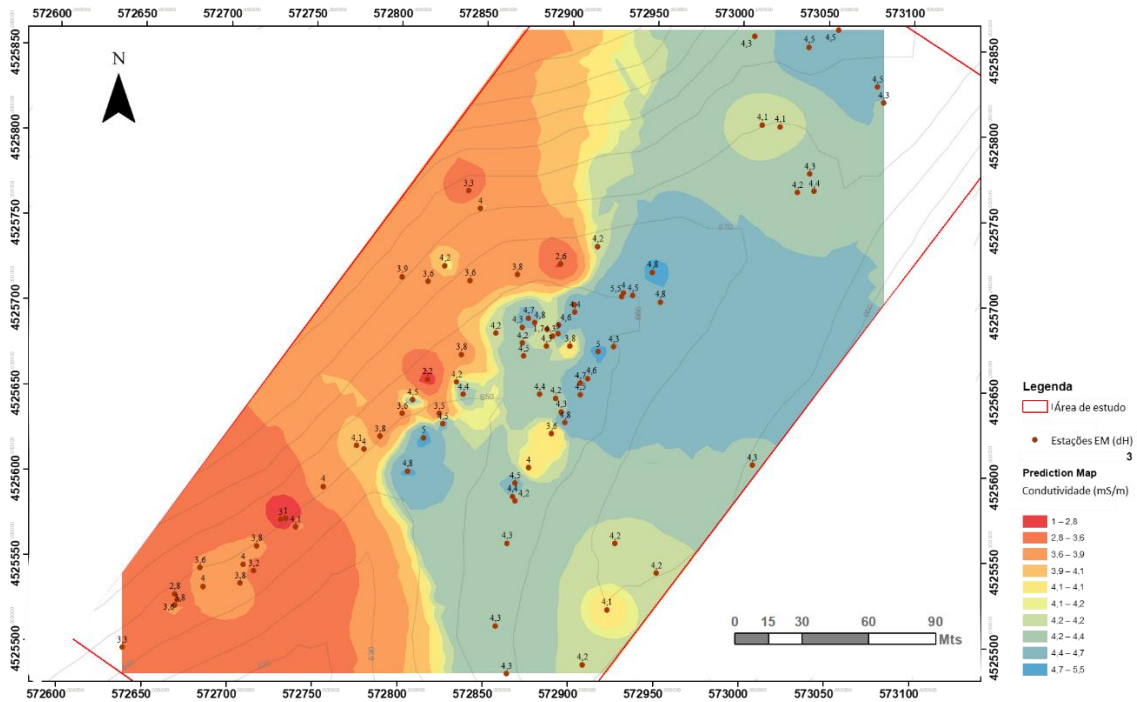


Figura 4.10. Mapa de condutividade eléctrica relativa para a componente horizontal dH (profundidade de investigação até 3m).

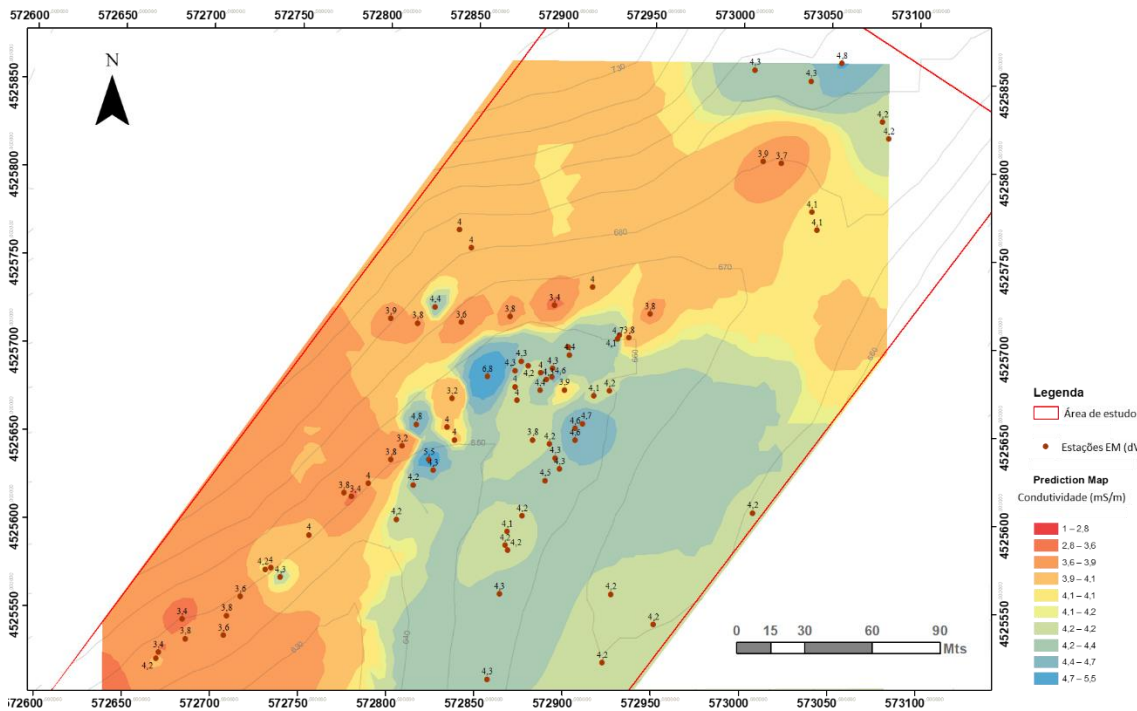


Figura 4.11. Mapa de condutividade eléctrica relativa para a componente vertical dV (mS/m) (profundidade de investigação até 6m).

Capítulo 5: Métodos Sísmicos

5.1 - Fundamentos teóricos

O método sísmico utiliza como princípio a propagação de ondas no subsolo. Esta propagação dependerá das propriedades elásticas das rochas e dos fluidos que contêm, o que por sua vez afetará as características das ondas. Num sentido geral, as ondas geradas por uma fonte e propagadas através do subsolo são registadas num detector, que é capaz de medir a deformação das partículas na superfície. Assim, quando uma perturbação é criada por uma fonte de energia sísmica, são gerados diferentes grupos de ondas, com diferentes direções e velocidades de propagação. Ao identificar as diferentes chegadas e analisar o seu tempo de chegada e amplitude de oscilação, é possível inferir a natureza do subsolo (Dentith and Mudge, 2014).

Existem vários tipos de ondas elásticas capazes de se propagarem no subsolo, no entanto, as ondas de corpo e as ondas de superfície (especificamente as ondas Rayleigh) serão as de interesse para o presente trabalho, uma vez que são as que desejamos medir para obter informações do subsolo através dos processos de refração sísmica e do método MASW (*multichannel analysis of surface waves*).

5.1.1 - Ondas de corpo

As ondas de corpo podem ser ondas "p" ou ondas de compressão, e ondas "s" ou ondas de cisalhamento. As primeiras derivam o seu nome de "p" ou ondas primárias porque são as que viajam à maior velocidade no subsolo e são geralmente as primeiras a serem detectadas durante um evento sísmico. Neste caso o movimento da partícula é originado por uma tensão na direção de propagação originando uma alteração nas dimensões ou volumes das mesmas (Yilmaz, 2001) (Fig. 5.1). As ondas "s" têm um comportamento diferente e são mais lentas do que as ondas "p" (Dentith and Mudge, 2014). Os movimentos das ondas de corte são induzidos pelos esforços de cisalhamento na direção perpendicular da propagação das ondas. Estas não causam uma alteração do volume, mais sim uma modificação da forma (Yilmaz, 2001).

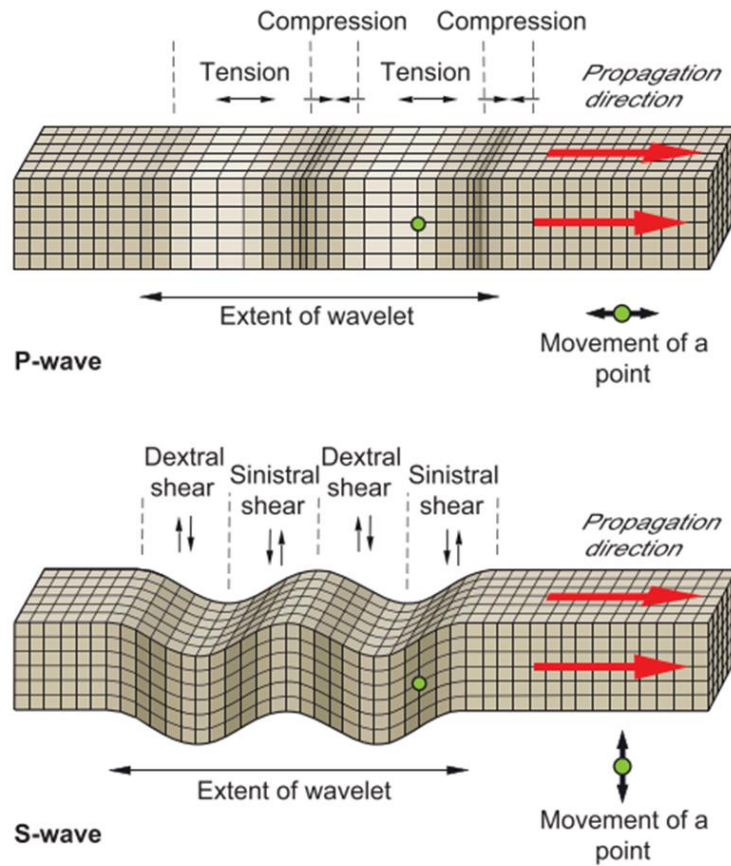


Fig. 5.1. Esquema de deformações elásticas associado ao passo de a) onda "p" b) onda "s". (Bolt, 1982)

As velocidades de ambas ondas são descritas pelas equações [16] e [17].

$$\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho} \quad [16]$$

$$\beta = \sqrt{\mu/\rho} \quad [17]$$

As equações mostram que existem propriedades elásticas que afetam a velocidade de propagação, ou seja, as constantes Lamé (λ , μ) e a densidade (ρ). Estes parâmetros consideram a deformação do material, avaliando a capacidade de um material ser compressivo ou cisalhado, sob um sistema de tensão num meio não permeável sem transferência de fluido nos seus poros (Veeken, 2007). Usualmente as ondas "s" tem uma velocidade perto do 70% das ondas "p". (Dentith and Mudge, 2014).

Para além das constantes de Lamé, existem outras constantes elásticas que são frequentemente usadas. Assumamos o caso de um meio num plano em que as tensões no eixo “y” são zero. No caso de submeter um corpo a uma tensão (neste caso uma tensão positiva segundo eixo “x” (σ_x)) sofrerá uma deformação na mesma direcção (ϵ_x), aumentando o seu comprimento na mesma direcção e diminuindo no eixo perpendicular (Figura 5.2) (Telford et al., 1990). Assim, o Módulo de Young (E) é definido pela equação [18], onde a densidade (ρ), a velocidade da onda p (V_p) e a velocidade da onda “s” (V_s) são conhecidas. Para a maioria das rochas, o módulo E de Young está no intervalo de 10 a 200 Gpa.

$$E = \frac{\sigma_x}{\epsilon_x} = \frac{\rho V_s^2 (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2} \quad [18]$$

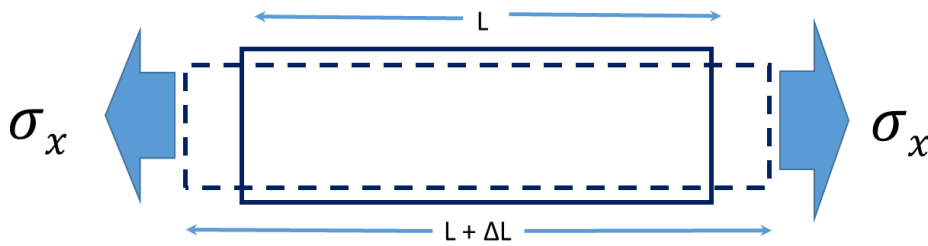


Figura 5.2. Diagrama de deformação unidirecional sob tensão de tracção.

Quando uma onda sísmica atinge uma interface que separa dois meios com propriedades elásticas diferentes, dá origem a ondas refletidas e refratadas. Seguindo os princípios utilizados na teoria óptica desenvolvida por Snell, é possível descrever a trajetória de diferentes conjuntos de ondas de corpo no subsolo (Figura 5.3). Assumindo dois meios isotrópicos com velocidades de propagação diferentes, isto é, V_1 (meio 1) e V_2 (meio 2), e considerando o ângulo de incidência deste conjunto de ondas em relação a esta interface, serão geradas ondas refletidas, por um lado, que regressam à superfície com o mesmo ângulo. Por outro lado, as ondas transmitidas a níveis mais profundos irão mudar de direcção e responder à seguinte equação [19], também conhecida como lei da refração ou lei de Snell:

$$\frac{\sin \theta_{inc}}{V_1} = \frac{\sin \theta_{Trm}}{V_2} \quad [19]$$

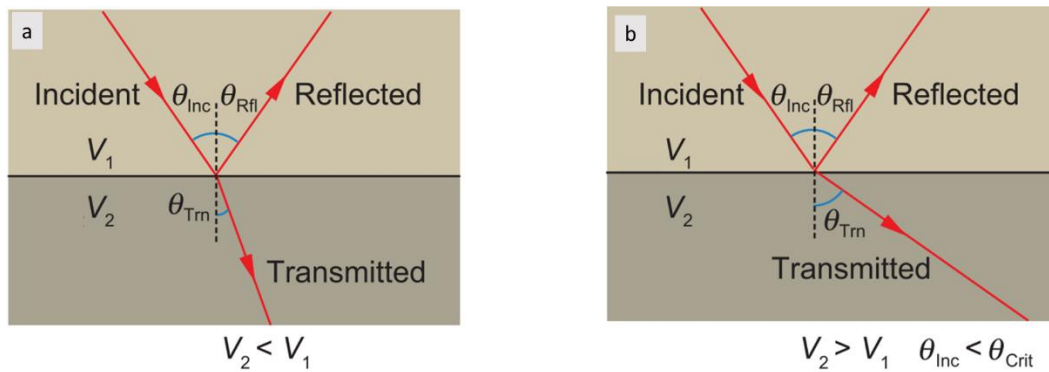


Figura 5.3 Diagramas de raios mostrando as diferentes ondas resultantes de uma interface entre dois meios elásticos. (a) Incidência oblíqua com diminuição da velocidade através da interface, (b) incidência oblíqua com aumento da velocidade através da interface. (Dentith and Mudge, 2014).

A partir destas equações e ao comparar as velocidades da camada acima da interface, ou camada 1 (Figura 5.3.a) com as velocidades da camada mais profunda 2, o ângulo das ondas transmitidas será menor ou maior de acordo com a relação de velocidade. Ou seja, nos casos em que a velocidade V_1 é superior à velocidade V_2 (Figura 5.3.a), o ângulo transmitido será inferior ao ângulo de incidência, inversamente se a velocidade V_1 for inferior à velocidade V_2 , então o ângulo da onda transmitida será maior (Figura 5.3.b). Assim, eventualmente quanto maior for a velocidade V_2 em relação à velocidade V_1 , ocorrerá um fenómeno de reflexão total destas ondas incidentes, onde o ângulo de transmissão é de 90 graus, este ângulo é conhecido como o ângulo crítico. Outra perspectiva para visualizar este fenómeno é considerar uma variação no ângulo de incidência sob as mesmas condições de propriedades elásticas. Neste caso, ao aumentar o ângulo de incidência, o ângulo de transmissão aumenta e eventualmente o ângulo crítico de refração total é atingido. É precisamente este conjunto de ondas que o método de refração sísmica se destina a detectar.

Birch (1960) e Sheriff e Geldart (1995) mostraram nos seus estudos como o comportamento das ondas primárias varia de acordo com o tipo de rocha. Estas variações de velocidade podem variar desde rochas com velocidades relativamente mais baixas, ou seja, arenitos ou argilitos, passando por calcários até rochas com melhor empacotamento e rochas com velocidades mais elevadas, como o granito. É importante considerar que no caso das rochas sedimentares, a porosidade destas

rochas desempenha um papel muito importante nas velocidades de propagação, sendo que quanto maior for a porosidade, menor será a velocidade de transmissão devido ao menor contacto entre as partículas. A figura 5.4 ilustra as diferentes variações observadas por Sherrif e Geldart (1995).

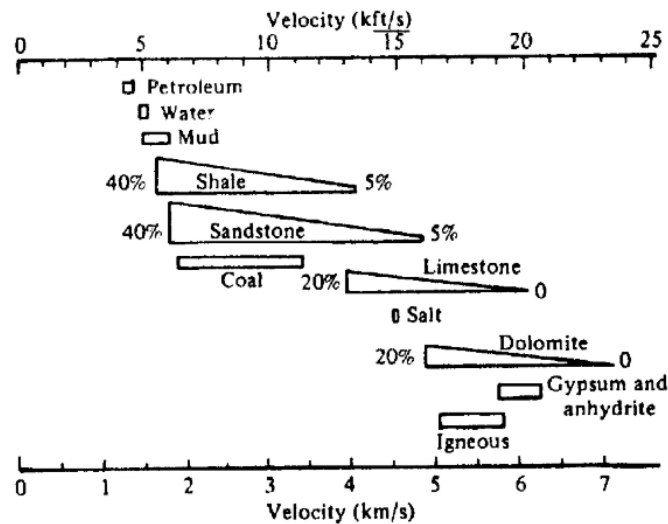


Figura 5.4. Medidas de velocidade de propagação em diferentes tipos de rochas. (Sheriff e Geldart, 1995).

5.1.2 - Ondas de superfície

As ondas superficiais são tipicamente conhecidas como “*ground roll*”, ao contrário das ondas de corpo, estas ondas propagam-se nas proximidades dos limites de um material, são normalmente de grande amplitude e velocidades mais baixas do que as ondas “p” (Lowrie and Fichtner, 2020). A mais importante destas ondas é a onda “Rayleigh”, que durante a sua propagação faz com que as partículas descrevam um movimento elíptico num plano vertical na direcção da propagação (Figura 5.5). Uma vez que a deformação associada a estas ondas envolve tensões de cisalhamento, como as ondas “s”, elas não se propagam nos fluidos. Outra característica importante é a atenuação destas ondas em profundidade, com amplitudes mais elevadas perto da superfície e diminuindo exponencialmente em profundidade (Dentith and Mudge, 2014). Caracterizam-se como ondas dispersivas devido ao facto de cada componente de frequência viajar a velocidades diferentes, sendo esta velocidade ligeiramente inferior à das ondas “s” no mesmo meio (Yilmaz, 2001), normalmente cerca de 90% (Dentith and Mudge, 2014).

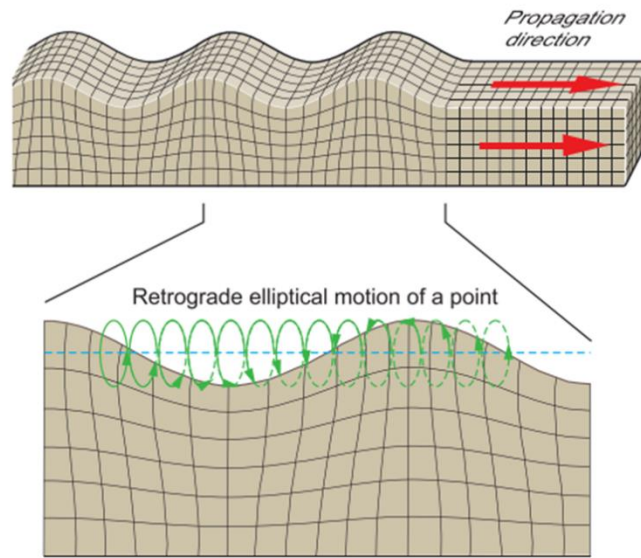


Figura 5.5 Diagrama da deformação do material sob a passagem de uma onda Rayleigh (Bolt, 1982).

Um modelo simplificado de camadas planas com rigidez crescente em profundidade é bastante útil para explicar o comportamento das ondas de superfície. A Figura 5.6 ilustra este conceito. Nelas é possível observar que as ondas Rayleigh de alta frequência (comprimento de onda curto) viajam a baixa velocidade nas camadas mais rasas. Pelo contrário, a níveis mais profundos, juntamente com o aumento da rigidez, as ondas de Rayleigh propagam-se a velocidades mais elevadas. Este conceito aplica-se a diferentes conjuntos de ondas, pelo que pode ser ilustrado como o gráfico da Figura 5.6, onde se observa que a velocidade da fase aumenta com o comprimento de onda. Analogamente, a velocidade de fase diminui com frequência como na Figura 5.6, que é conhecida como a curva de dispersão. Este gráfico ilustra, para um meio verticalmente heterogéneo, que a curva de dispersão será associada à variação dos parâmetros do meio em profundidade (Foti et al., 2011).

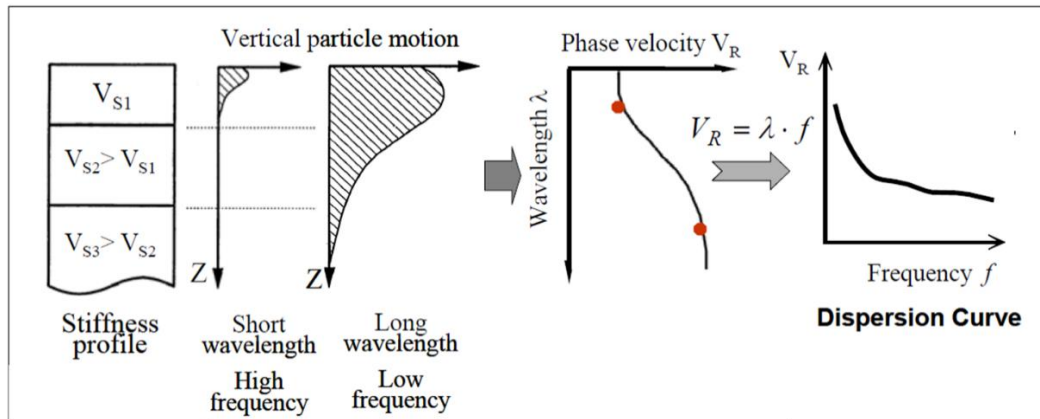


Figura 5.6 Dispersão geométrica das ondas de superfície (Foti et. Al 2011).

As ondas de superfície contêm, portanto, um espectro de comprimentos de onda, que viajam como um pacote a uma velocidade de grupo (U), enquanto que cada onda individual viaja a uma velocidade de fase (C) (Figura 5.7) (Lowrie and Fichtner, 2020). É importante notar que existem vários modos de propagação de ondas de superfície, no entanto, é de interesse nesta técnica apenas o modo fundamental representado neste gráfico.

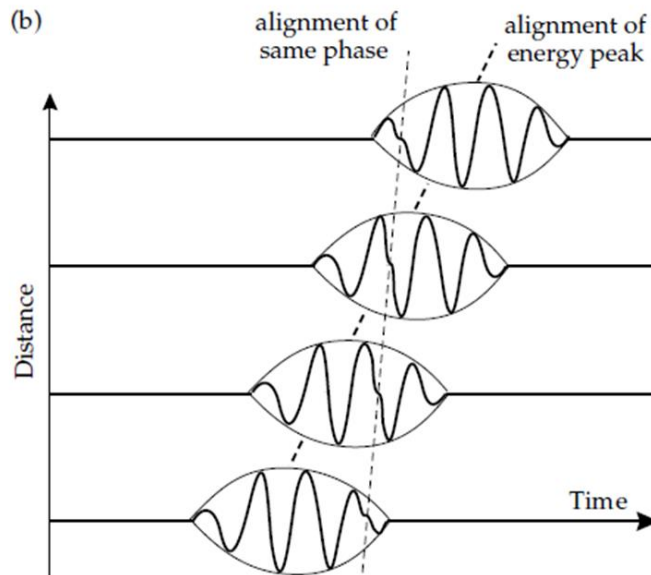


Figura 5.7 Energia de ondas superficiais viajando como um pacote de ondas a uma velocidade U , enquanto cada onda individual viaja à velocidade da fase C (Lowrie e Fitchner, 2020).

5.2 - Método de refração sísmica

5.2.1 - Fundamentos teóricos

O método de refração sísmica envolve a medição do tempo de chegada associado às ondas primárias que viajam paralelamente a superfícies com variações bastante marcadas nas propriedades elásticas, interface refletora, ao longo da sua viagem no subsolo. Neste sentido, é dada especial atenção às ondas que chegam diretamente entre a fonte e o detector e às que chegam refratadas no ângulo crítico das interfaces acima mencionadas.

Os levantamentos sísmicos de refração só são capazes de mapear os limites entre camadas com fortes variações de velocidade. Em geral, camadas discretas onde a velocidade é uniforme são assumidas para interpretação (Dentith and Mudge, 2014). O seu objetivo comum é a sua utilização em áreas de exploração mineira:

- Determinação da cobertura sedimentar (material que precisa de ser removido durante as fases de escavação).
- Determinação da espessura do rególito em terrenos meteorizados, onde a variação não é muito gradual.
- Definição da geometria básica da geologia de subsuperfície.

O método básico de levantamento usando a refração sísmica envolve o perfil com tiros invertido, ao longo de uma série de geofones alinhados com fontes posicionadas em cada extremidade. A distância entre a fonte e os detectores deve ser suficientemente longa para poder receber as ondas refratadas (Sheriff and Geldart, 1995). Dependendo das velocidades observadas, o comprimento do perfil de refração pode ser entre 4 e 10 vezes a profundidade da investigação. Uma cobertura contínua pode ser conseguida movendo os dispositivos de propagação e repetindo o mesmo procedimento (Dentith and Mudge, 2014).

O tempo de chegada das ondas pode ser determinado a partir da detecção nos geofones onde a frente de onda provoca uma deflexão no traço que é registado e é feito um gráfico dos tempos de chegada para cada geofone. A Figura 5.8.a mostra um registro onde dois segmentos alinhados podem ser facilmente observados. Estes são detectados e traçados na Figura 5.8.b, mostrando a refração crítica e a chegada da

onda direta. Um diagrama simplificado de raios que ilustra o curso crítico da onda de refração (Figura 5.8.c) é também mostrado num modelo simples de duas camadas com uma interface plana, separando camadas de velocidades V_1 (camada superior) e V_2 (camada inferior).

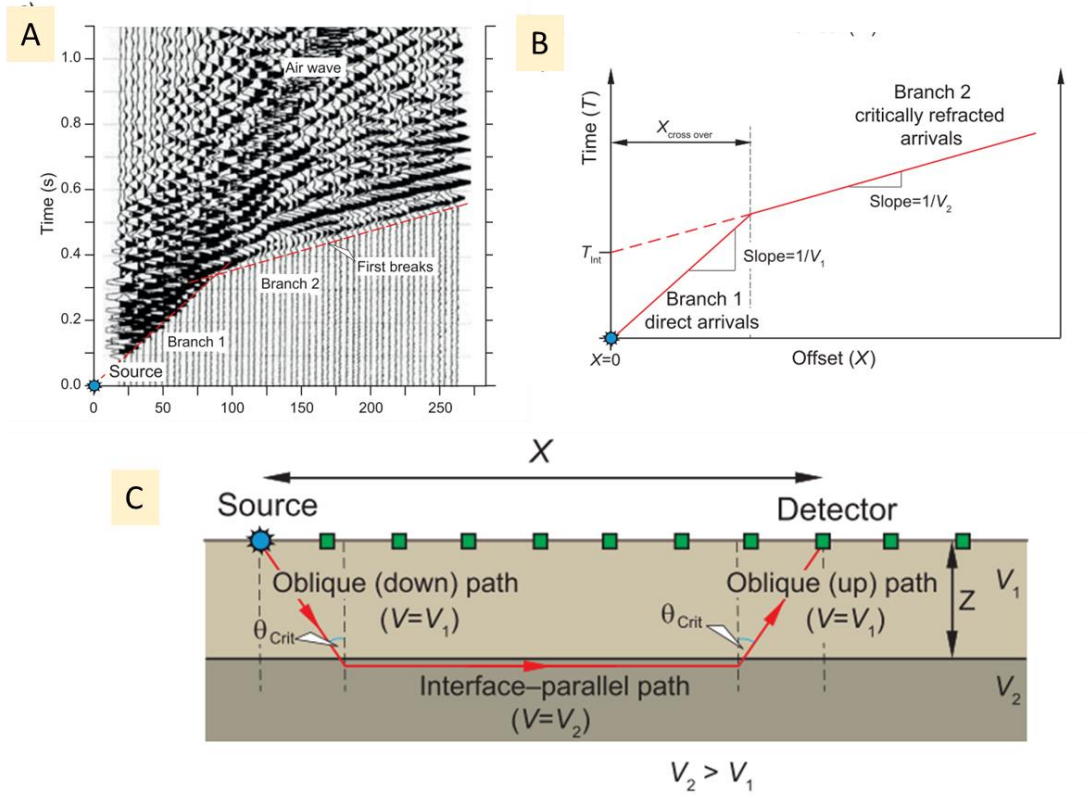


Figura 5.8 (a). Traçados sísmicos mostrando diferentes trajetórias definidas pela mudança no declive das primeiras chegadas. (b) Gráfico de tempos de chegada da onda direta e criticamente refratada. (c) Esquema de trajetórias sísmica para chegadas de ondas críticas refratadas.

No caso dos geofones próximos da fonte sísmica, o tempo das primeiras chegadas associadas à onda direta que viaja na interface solo-ar é dado pela equação (Dentith and Mudge, 2014):

$$T_{direct} = \frac{x}{V_1} \quad [20]$$

onde x é a distância fonte-detector e V_1 é a velocidade da camada mais superficial.

A partir de uma certa distância ($x_{cross over}$) as primeiras chegadas serão ondas refratadas viajando na interface entre a primeira e a segunda camada. Embora as ondas, neste caso, percorram um caminho mais longo, viajam a uma velocidade mais elevada e chegam primeiro a partir desta distância. A equação que representa este trem de ondas é a seguinte (Dentith and Mudge, 2014):

$$T_{Refr} = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z \cos \theta_{crit}}{V_1} \quad [21]$$

Por outro lado, o tempo de interceção, ou seja, quando o *offset* é zero para as ondas refratadas, permite que a equação [21] seja simplificada e reescrita como a equação [22].

$$T_{Int} = \frac{2Z \cos \theta_{crit}}{V_1} \quad [22]$$

A partir das primeiras chegadas, podem ser obtidas linhas retas cujos declives permitem estimar as velocidades das camadas acima e abaixo da interface de reflexão (ver Figura 5.8.b). O ângulo crítico é representado na equação [23] (estimado como uma função de V_1 e V_2) e, no caso da profundidade da interface, pode ser obtido a partir da equação [24].

$$\sin \theta_{crit} = \frac{V_1}{V_2} \quad [23]$$

$$Z = \frac{T_{Int} V_1}{2 \cos \theta_{crit}} \quad [24]$$

O método recíproco convencional reproduz uma secção de velocidade bastante representativa na maioria dos casos. No entanto, vários pressupostos devem ser tidos em conta. Por exemplo, este método assume que as primeiras chegadas ou são ondas refratadas ou diretas, implicando que existem várias camadas no subsolo onde ocorrem mudanças significativas de velocidade. A hipótese mais importante é ilustrada na Figura 5.9.a, onde se assume que o triângulo A-detector-C é um triângulo isósceles, ou seja, a interface de refração pode ser representada como uma linha reta à distância AC e a sua velocidade é constante ao longo dessa distância (Figura 5.9.a). O resultado é que as características do subsolo cuja extensão lateral é inferior a essa distância tenderão a ser médias, resultando num modelo de velocidades que tende a ser mais suave do que a realidade. Caso o subsolo apresente fortes alterações de velocidade nas camadas, este pressuposto invalida os resultados (Figuras 5.9.b y 5.9.c) (Dentith and Mudge, 2014).

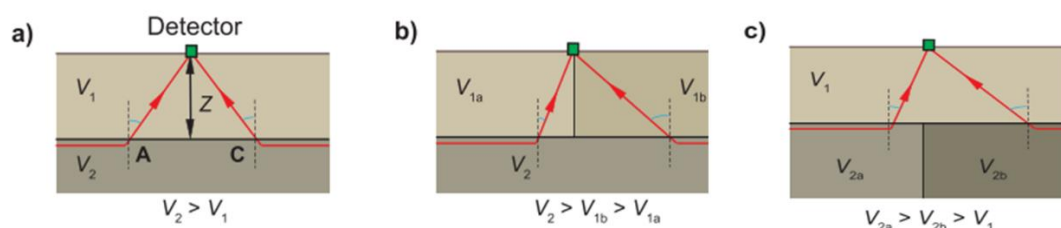


Figura 5.9. Distribuição das velocidades que afetam a validade do método recíproco. (a) Assunção do método (b) e (c) Casos com fortes variações laterais de velocidade tendem a suavizar o modelo, invalidando os seus resultados.

Outra abordagem para obter um modelo de velocidade do subsolo é através da inversão tomográfica, que é bastante rápida, uma vez que não é necessário agrupar manualmente as velocidades de acordo com o seu percurso de viagem. Neste caso, estas trajetórias são curvas uma vez que não existem camadas discretas, gerando um modelo alisado com variações graduais de velocidade que são ajustadas em cada nó do modelo. Esta técnica requer um modelo inicial, que pode ser derivado da técnica anterior, sendo altamente dependente do modelo selecionado. A escolha do método selecionado dependerá das condições de complexidade geológica e das variações de velocidade esperadas para a área (Dentith and Mudge, 2014).

Uma utilização importante da sísmica de refração é a estimativa das superfícies freáticas em sedimentos não consolidados ou a estimativa do leito rochoso. As velocidades de ondas acústicas em solos insaturados são geralmente inferiores a 1 km/seg. No caso de sedimentos saturados seriam de cerca de 1,5 km/seg e acima de 3 km/seg no caso de substratos rochosos (Fitts, 2002).

5.2.2 - Metodologia de aquisição de dados sísmicos

No que respeita ao levantamento sísmico na área mineira de Regoufe, foram realizados dois perfis a fim de obter informações sobre ondas refratadas e ondas de superfície. Ambos os perfis foram realizados na região central da mina, especificamente na zona do vale com acumulação de cascalhos grosseiros e material fino (Figura 5.10). O objetivo destes perfis era avaliar a possibilidade de obter a espessura do material rejeitado, detectar a profundidade da superfície freática e analisar o comportamento mecânico das ondas sísmicas, a fim de detectar possíveis contatos litológicos.

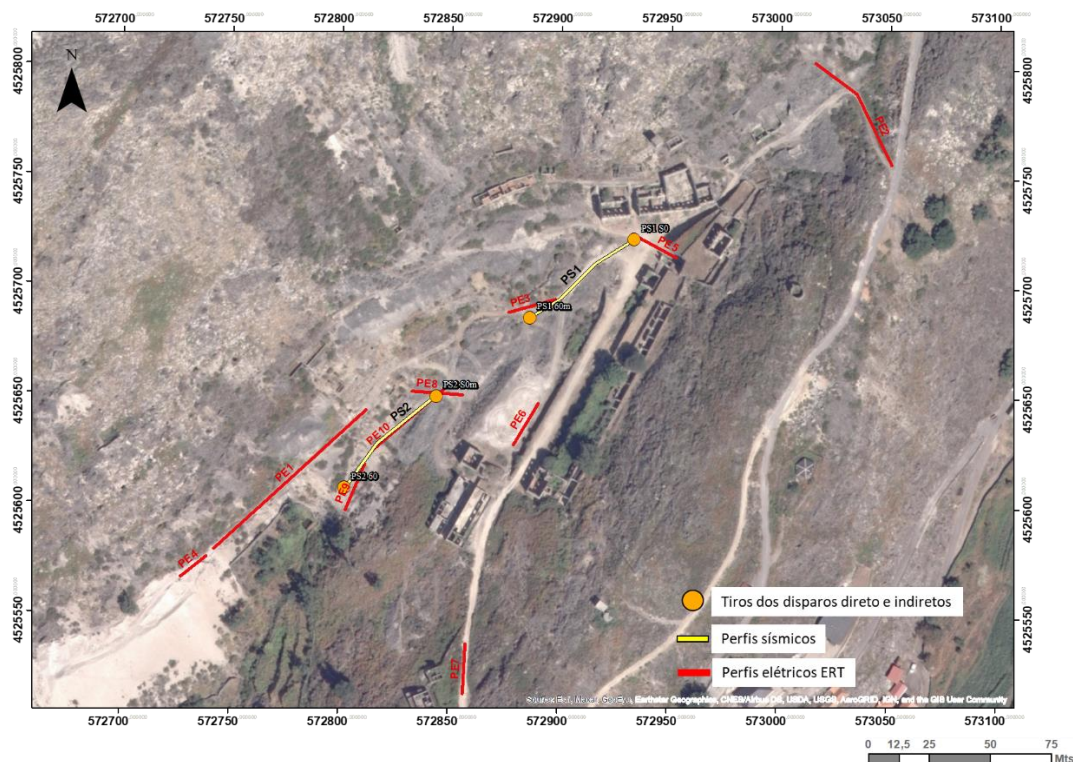


Figura 5.10. Localização dos perfis sísmicos PS1 e PS2 e fotografia de área ilustrando a distribuição de depósitos de resíduos de minas.

Para este levantamento foi utilizado o seguinte equipamento: um conjunto de detetores com 12 canais, uma placa metálica, uma marreta que atua como uma fonte sísmica, um gatilho (trigger) e uma fita métrica para estabelecer a localização dos tiros e detetores. Os detetores foram intercalados a cada 5 metros, sendo o primeiro detetor colocado a 2,5 m do primeiro tiro. Para a análise da refração sísmica, foram feitos vários disparados, colocados a 0 m, 15 m, 30 m, 45 m e 60 m. Uma representação gráfica da configuração dos tiros e detetores é mostrada na Figura 5.11.

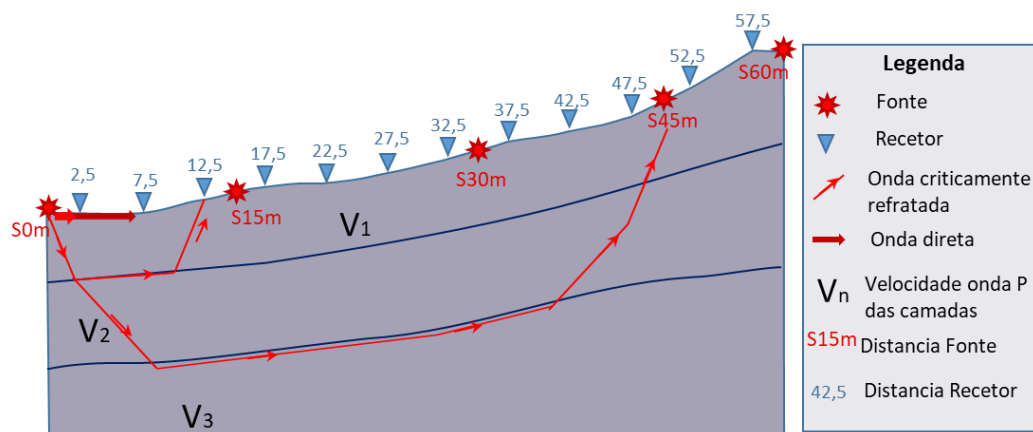


Figura 5.11. Representação esquemática dos dados de levantamento sísmico.

Cada tiro foi registado no detector próximo (ou *trigger*) para determinar os tempos de trânsito em cada detector, onde os traçados sísmicos são registados e agrupados por disparo. Para melhorar a relação S/N (sinal/ruído), foram feitos até três disparos para cada local de fonte. O tempo de gravação das primeiras chegadas foi de 500 ms e a taxa de amostragem foi de 0,5 ms. Estes traçados são somados (*stacking*) e plotados como ilustrado na Figura 5.12. Finalmente, para avaliar o efeito da topografia, foi feita uma estimativa da variação da altitude utilizando uma fita métrica ao longo dos perfis.

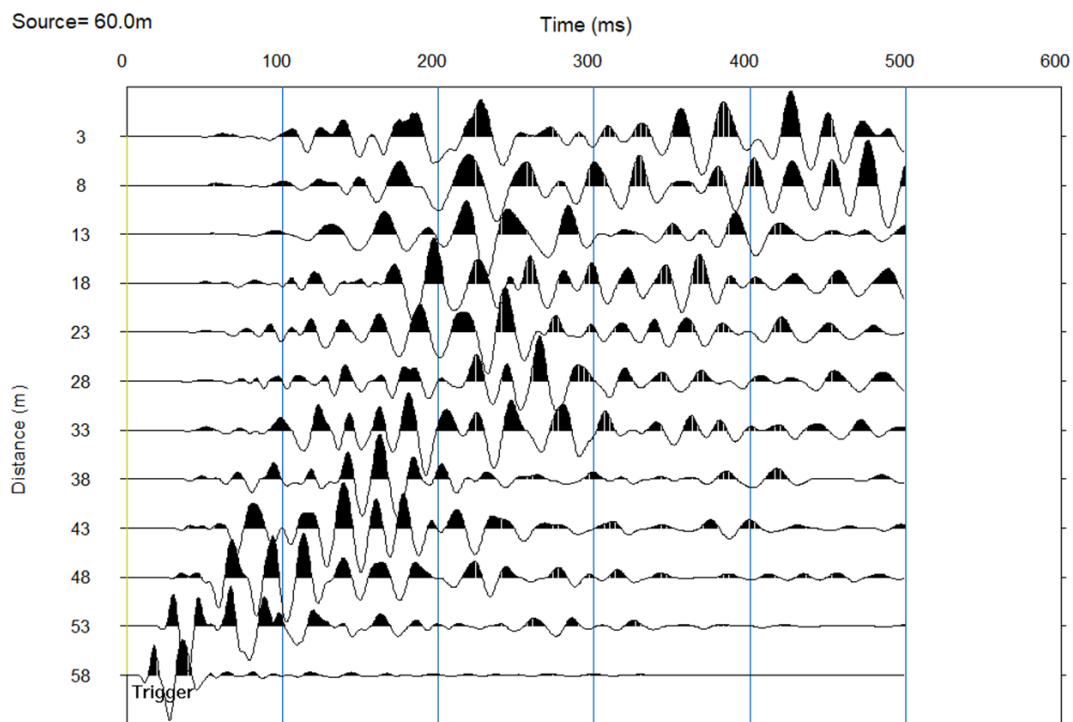


Figura 5.12. Registo de traçados sísmicos correspondente ao perfil sísmico PS1 e o tiro a 60m.

Si5.2.3 - Resultados e análises dos dados de sísmica de refração

Uma vez carregados os registos no *software SeisImagerTM* da *Geometrics*, foi efetuado um controlo de qualidade dos dados adquiridos, identificando traçados ruidosos e aplicando funções de ganho para melhor observação dos tempos das primeiras chegadas. Inicialmente definimos os eventos em que foi detectada uma alteração de grande amplitude e identificámos o tempo de trajecto associado. Desta forma, a primeira chegada foi escolhida para os perfis PS1 e PS2, com a fonte posicionada em locais relativos a 0, 15, 30, 45 e 60 m, ilustrados nos Anexos 6 e 7 respectivamente. Na Figura

5.11 as diferentes trajetórias são representadas esquematicamente, sendo as primeiras chegadas correspondendo a onda direta, o segundo grupo de ondas correspondo a onda refratada na interface entre a camada com velocidade V_1 e a segunda camada com velocidade V_2 e um terceiro grupo correspondendo a refração entre a camada 2 e a camada 3.

Posteriormente, são construídos gráficos de tempo de chegada e de distância à fonte (*offset*). Em particular, são identificados os alinhamentos para cada disparado, de maneira que é possível identificar pontos fora da tendência presumivelmente associados a anomalias de velocidade ou problemas na seleção das primeiras chegadas. Neste ponto, é possível um controlo de qualidade das seleções a partir destas gráficas e as anomalias injustificadas podem ser detectadas e corrigidas através da comparação com os tempos de chegada dos traçados vizinhos ou através da modificação dos valores de ganho no traçado sísmico para uma melhor visualização do sinal refratado. (Figura 5.13). Do mesmo modo, a análise dos tempos recíprocos entre os disparos diretos e indiretos (registos associados às fontes a 0 m e 60 m respectivamente) permite corrigir e validar os tempos de chegada nas extremidades, uma vez que, pelo princípio de reciprocidade, a onda viaja teoricamente a mesma trajetória em ambos os casos.

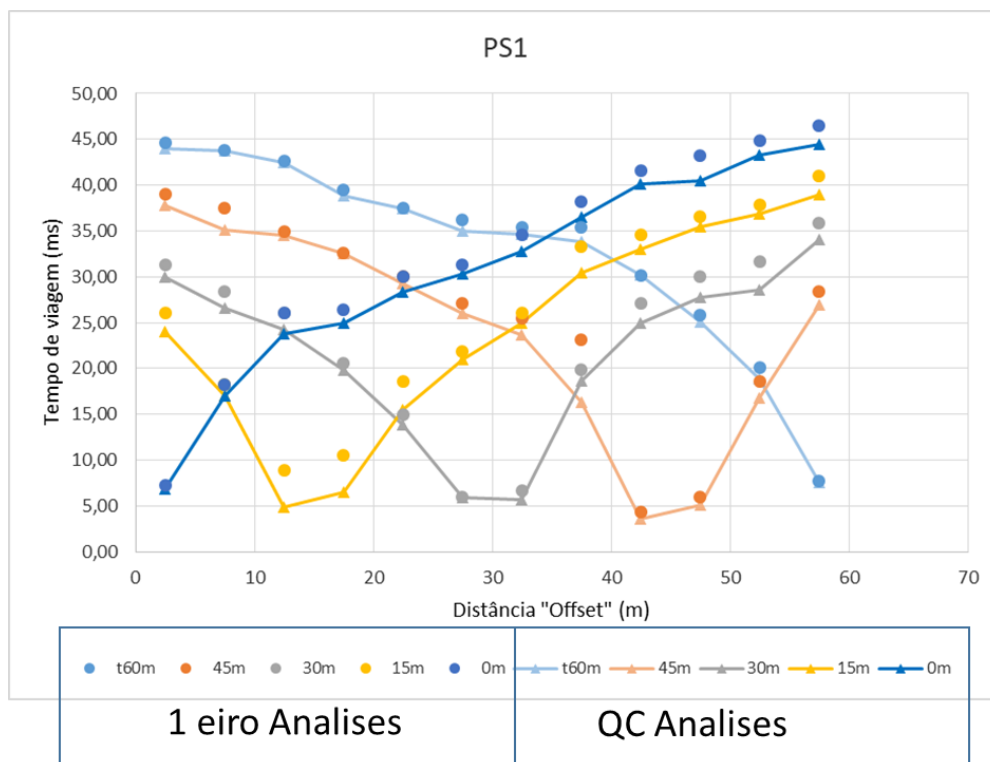


Figura 5.13. Gráfico distância (offset) vs tempo de primeiras chegadas no perfil PS1, os pontos representam o primeiro analises e os triângulos unidos por linhas representam a seleção final apos do controlo de qualidade.

Nesta etapa, são identificadas as distâncias em que ocorre o chamado "cross-over" e distâncias maiores com mudanças no gradiente dos pontos selecionados. Os resultados para os perfis PS1 e PS2 são ilustrados na figura 5.14, na qual neste caso foram identificadas ondas com velocidade diferentes, ou seja, ondas diretas (linha vermelha), duas interfaces refratárias no caso do perfil PS1 (linhas verde e azul) e apenas uma interface refratária no caso do perfil PS2 (linhas verdes).

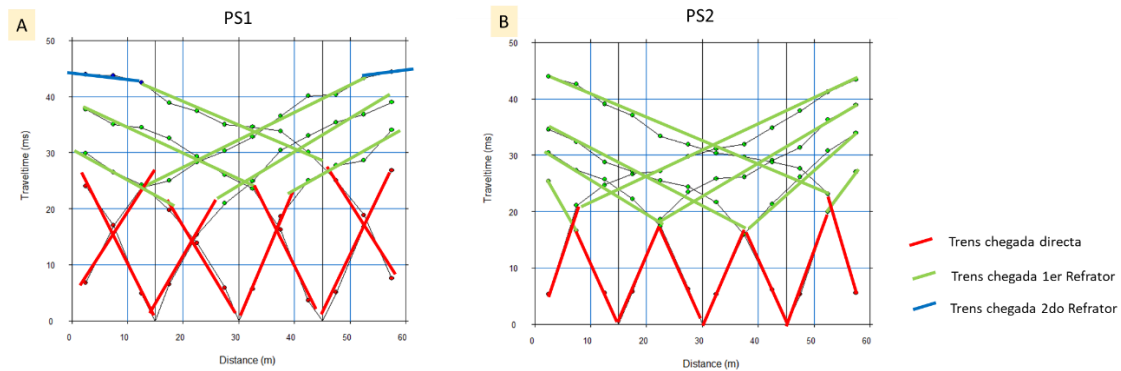


Figura 5.14. Gráficos de tempo de trajecto-distância e trens de velocidades para a) PS1 e b) PS2.

É importante salientar que as estimativas das velocidades das camadas mais profundas apresentam um maior grau de incerteza devido a:

- Baixa amplitude do sinal das primeiras chegadas nos detetores mais afastados. Estes estão associados as refracções nas camadas mais profundas sendo mais afectadas pela diminuição natural com a distância e diminuindo a relação sinal/ruído.
- Ruído ambiental que afetou os traçados extremos no caso do perfil PS2. (Exemplo: Ver Anexo 7, traçados associados ao detetor posicionado a 57,5 m da referência (tiro localizado a 0 m).
- Uma maior susceptibilidade a pequenas alterações na seleção das velocidades.

Uma fonte de anomalia nos tempos sísmicos para a determinação da velocidade pode ser devida a fortes variações ou irregularidades na topografia. Para avaliar o efeito sobre os tempos de trajecto nas medições, foi obtido um perfil estimado da topografia para PS1 e PS2, bem como um perfil médio (obtido a partir de uma regressão linear dos dados topográficos como ilustrado na Figura 5.14). Usando os tempos de trajecto da onda direta e a distância na Figura 5.15 e utilizando a equação [20], ("Fundamentos teóricos" deste capítulo) é obtido uma média da velocidade da primeira camada. Logo,

baseados na diferença de distância entre a topografia e a topografia média e usando a velocidade da primeira camada (450 m/s), obtém-se a diferença no tempo para esta variação topográfica (ver quadro no Anexo 8). Desta forma, pode-se observar que em média a diferença de tempo associada às irregularidades do terreno é da ordem de 0,3 ms, com um valor máximo de 1,9 ms, o que em comparação com o erro na seleção dos tempos de chegada pode ser considerado negligenciável e, portanto, sem grande efeito nas medições de espessuras e velocidades dos estratos no subsolo.

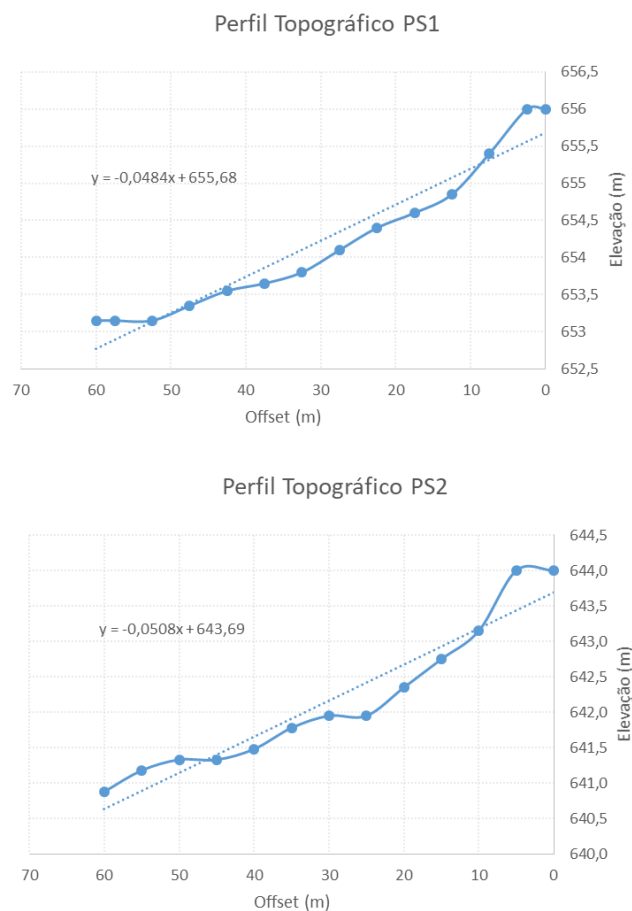


Figura 5.15. Perfil topográfico estimado e topografia média a)PS1 e b)PS2.

Uma vez validado a seleção de velocidade é gerado um modelo 2D inicial de camadas ao longo do perfil (Figura 5.16). A partir deste modelo inicial de velocidade, é realizado um processo de inversão tomográfica a fim de obter um perfil 2D, que honra os dados dos tempos de chegada e minimiza os erros para a grelha construída. Neste caso, foram definidas 10 camadas e uma profundidade máxima do perfil PS1 de 20m e para o perfil PS2 de 12m. Os resultados da modelação da velocidade da onda “p” para os perfis PE1 e PE2 são ilustrados na figura 5.17.a e 5.17.b, respectivamente.

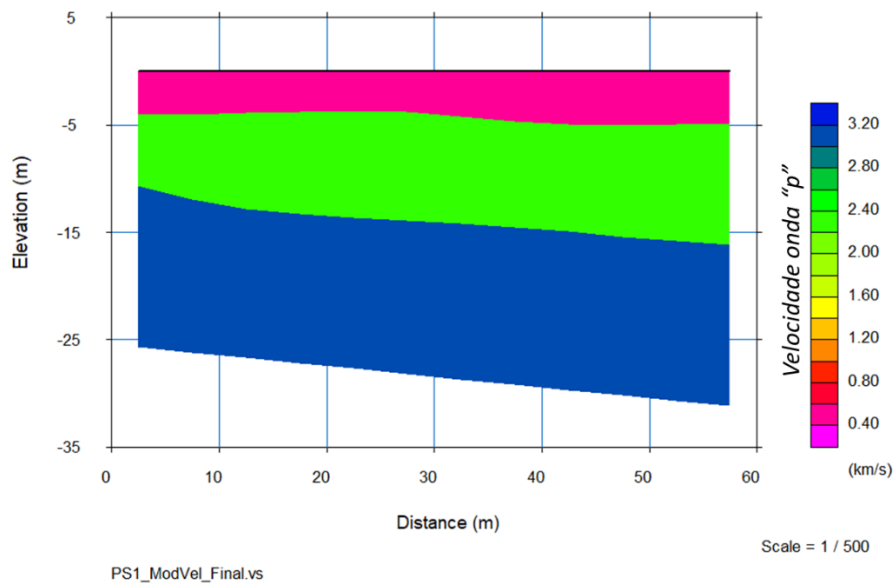


Figura 5.16. Modelo de velocidade de onda “p” inicial obtido através do modelo recíproco do perfil PS1.

Em ambos os perfis é possível identificar 3 camadas distintas. Uma primeira camada de entre 3 a 5 m de espessura com uma velocidade média de onda “p” de 400 m/s, que corresponde à cobertura de rejeitos da mina, com material desagregado e de alta porosidade o qual é consistente com os valores teóricos relatados. Uma segunda camada com uma velocidade aproximada de 2000 m/s e uma espessura mais variável, estando no perfil PS1 de aproximadamente 8 a 12 m e no perfil PS2 mais a sul com uma espessura de 4 a 5 m. Uma terceira camada é identificada com velocidades que variam entre 3200 m/s no perfil PS1 e 2400 m/s no perfil PS2. As velocidades das duas camadas mais profundas são consistentes com os valores esperados para o substrato granítico observado nesta área, e a sua variação relativa pode indicar possíveis ou diferentes graus de alteração. Estes resultados serão contrastados com os resultados das outras técnicas geofísicas utilizadas, pelo que serão apresentados mais pormenores no Capítulo 7.

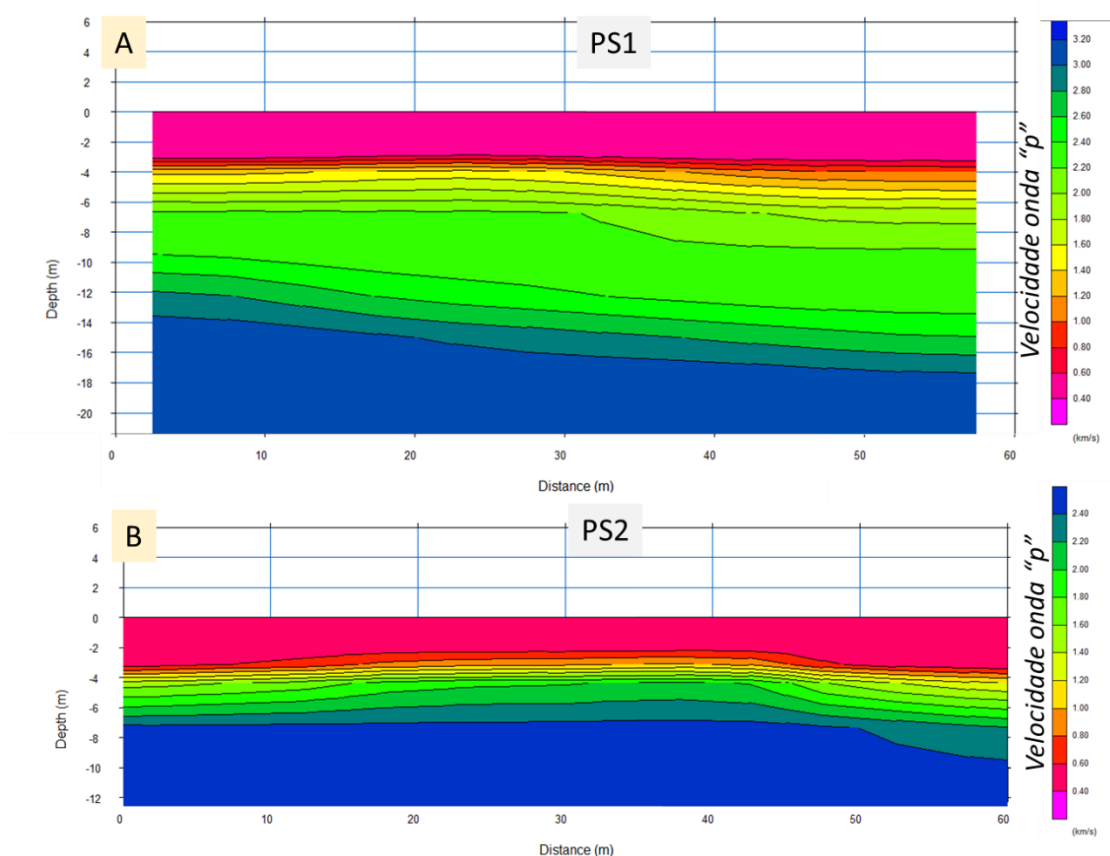


Figura 5.17. Modelo de velocidade de onda “p” obtido pelo processo de inversão tomográfica para perfil PS1 (a) e perfil PS2 (b).

5.3 – Método “Multi-channel Analysis of Surface Waves” (MASW)

5.3.1 - Fundamentos teóricos

Desde os anos 80, o uso de ondas sísmicas de superfície tem sido desenvolvido a partir da análise espectral para estudos de engenharia, especificamente o trabalho “*Spectral Analysis of Surface Waves*” feito por Stokoe (1994). Em termos de fontes de propagação, existem dois tipos: fontes ativas (onde é induzida uma perturbação no subsolo, seja com explosivos ou com uma marreta e uma placa metálica; ou fontes passivas, onde a fonte é de ruído ambiente (Moura et al., 2012).

Os princípios básicos relacionados com as técnicas de utilização de ondas de superfície baseiam-se principalmente na dispersão geométrica das ondas Rayleigh, o que torna a velocidade das ondas dependente da frequência num meio verticalmente heterogéneo.

As ondas Rayleigh de alta frequência propagam-se em zonas mais superficiais, enquanto as ondas de baixa frequência penetram em níveis mais profundos, de modo que estudando o seu comportamento é possível obter informações sobre as suas propriedades mecânicas (Foti et al., 2011). A velocidade da onda “s” pode ser derivada da inversão da velocidade da fase dispersiva das ondas de superfície (Dorman and Ewing, 1962; Keiiti and Richards, 1980). Nazarian e Stokoe (1984) apresentaram um método de análise espectral da onda “s” (SAWS), que analisa a dispersão da onda “s” e cria perfis da onda “s” (Xia et al., 2002). Esta técnica tem sido utilizada no estudo da relação de deformação e rigidez dos materiais, especialmente ao nível dos solos dado o seu carácter dispersivo (Malagnini et al., 1995; Rix et al., 2000). Técnicas mais modernas tais como a técnica “*Multi-channel Analysis of Surface waves*” (MASW) ou em português “Análise Multi-canal de Ondas de Superfície” tiraram partido da contribuição das rotinas de programação, aumentando a fiabilidade dos resultados na utilização da onda “s” derivada da análise das ondas de superfície.

5.3.2 - Resultados e análises dos dados sísmicos tipo MASW.

A partir dos dados sísmicos recolhidos, as ondas de superfície foram registadas. A natureza de alta amplitude e baixa velocidade (em comparação com as ondas do corpo) pode ser observada na Figura 5.12. Com base na análise da onda superficial, foi aplicado o método MASW para analisar as camadas mais superficiais na área do vale central com depósitos de aterro em Regoufe (ver Figura 5.10).

Primeiro, foi efetuada uma análise dos registos sísmicos correspondentes aos disparos localizados a 0 m e 60 m de cada perfil sísmico. Os dados sísmicos são convertidos do domínio tempo-distância para o domínio frequência-velocidade através de transformadas de Fourier ou “espectros de velocidade aparente” (Figuras 5.18 e 5.19).

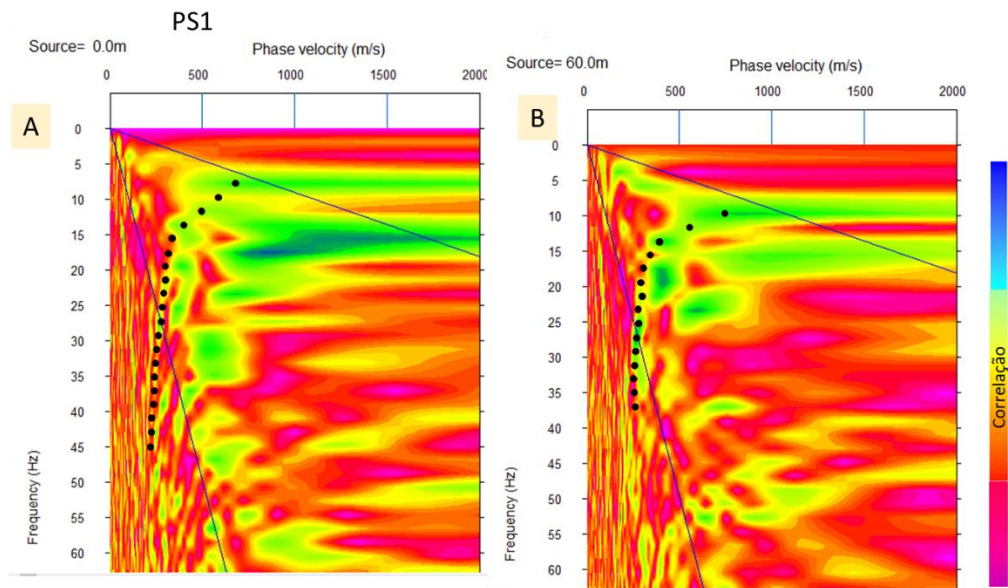


Figura 5.18. Espectros de velocidade aparente e seleção de velocidades do modo fundamental no perfil PS1 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m.

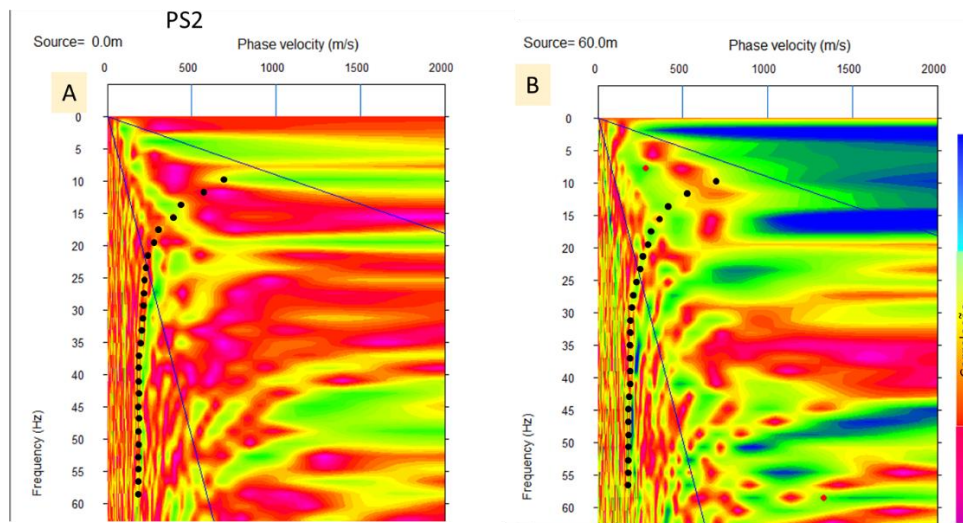


Figura 5.19. Espectros de velocidade aparente e seleção de velocidades do modo fundamental no perfil PS2 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m.

Em segundo lugar, as velocidades de fase para o modo fundamental de propagação de ondas foram selecionadas, como ilustrado nas figuras 5.18 e 5.19, e a partir destes dados é gerada a curva de dispersão em cada caso (Figura 5.20). Ou seja, para os perfis PS1 (Figura 5.20.a) e PS2 (Figura 5.20.b) obtêm-se duas curvas de dispersão tanto para a fonte a 0 m como a 60 m.

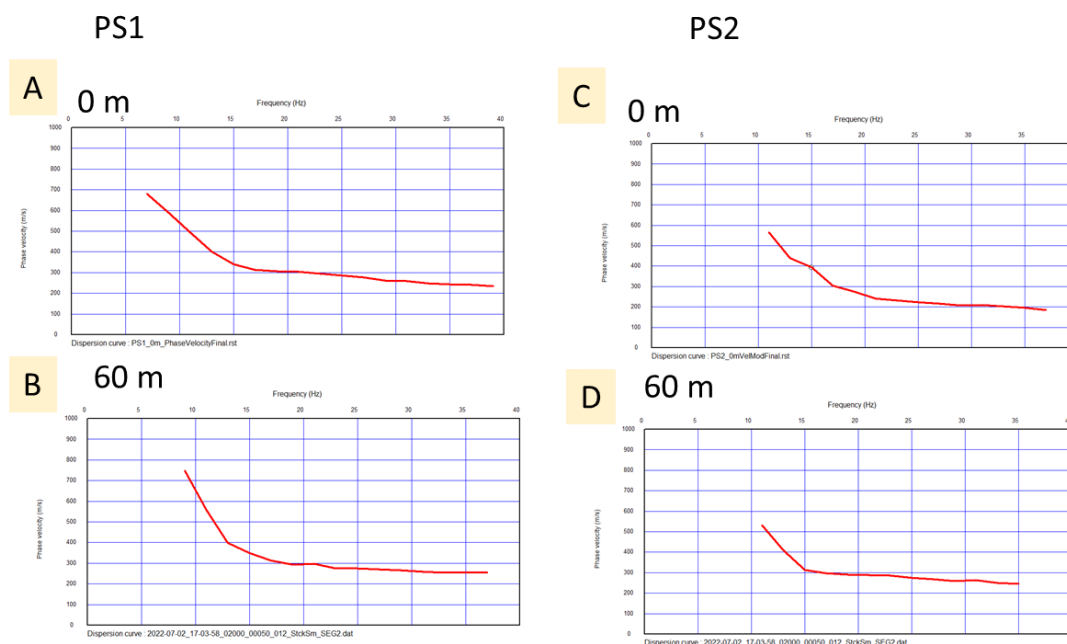


Figura 5.20. Curva de dispersão do perfil PS1 (a) tiro em 0 m (b) tiro a 60 m e PS2 (c) tiro em 0 m (d) tiro a 60 m

É importante notar que os resultados da análise espectral são de muito baixa qualidade em todos os casos analisados. É difícil definir os máximos de correlação para estabelecer a linha típica das velocidades das ondas Rayleigh, bem como para distinguir os modos fundamentais usualmente observados nestes gráficos. Possivelmente, o carácter desagregado dos intervalos dos depósitos de cascalhos grosseiros faz com que não seja gerada uma clara dispersão dos pacotes de ondas de superfície. No entanto, embora os resultados apresentem uma elevada incerteza, foi possível ajustar os parâmetros de ganho e comparar as diferentes curvas de dispersão de 0 e 60 m, para ajustar os valores de velocidade e frequência para os perfis PS1 e PS2.

No último passo, os perfis de velocidade de onda “s” vertical são obtidos através da modelação por inversão com base nos dados e otimizando o modelo de camadas inicial. Neste processo são definidos os seguintes parâmetros: número de camadas e profundidade máxima do modelo. As figuras 5.21.a, 5.21.b, 5.22.a e 5.22.b mostram os resultados do modelo 1D para 0 e 60 m dos perfis PS1 e PS2 respectivamente. Também ilustrados na figura 5.21.c e 5.22.c estão as velocidades das ondas “p” (obtidos a partir da refacção sísmica) e a velocidade das ondas “s” do método MASW.

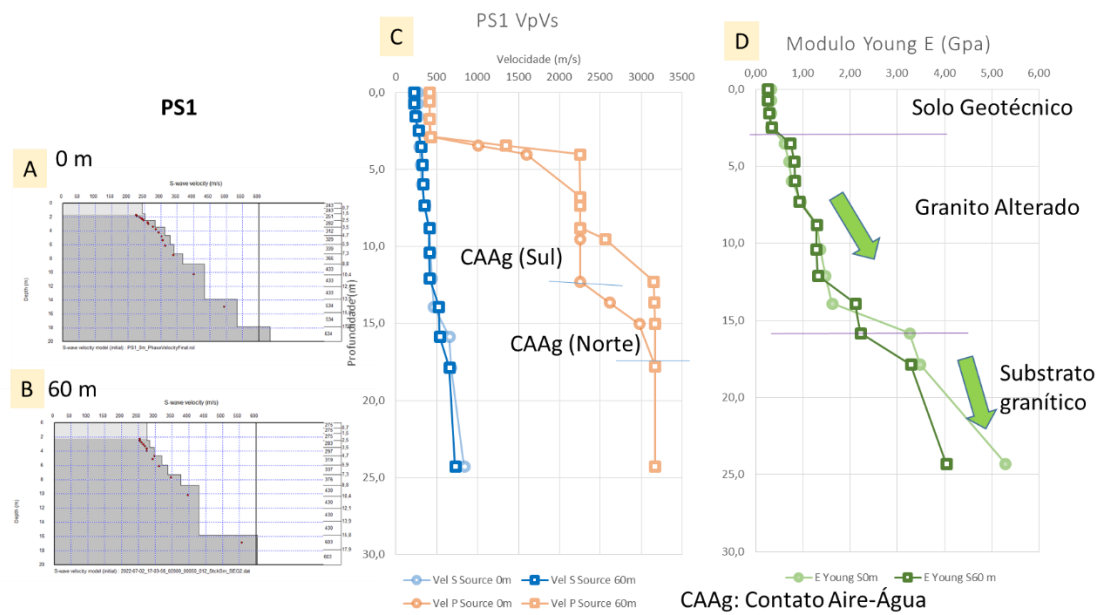


Figura 5.21. Resultados da modelação MASW e refração sísmica para o perfil PS1. 1D modelo de velocidades de onda S obtido de MASW para: (a) tiro a 0 m (b) e tiro a 60 m (c) curvas de velocidade de onda P (de refração sísmica) e onda S (MASW). (d) curvas do módulo E de Young e interpretação geomecânica.

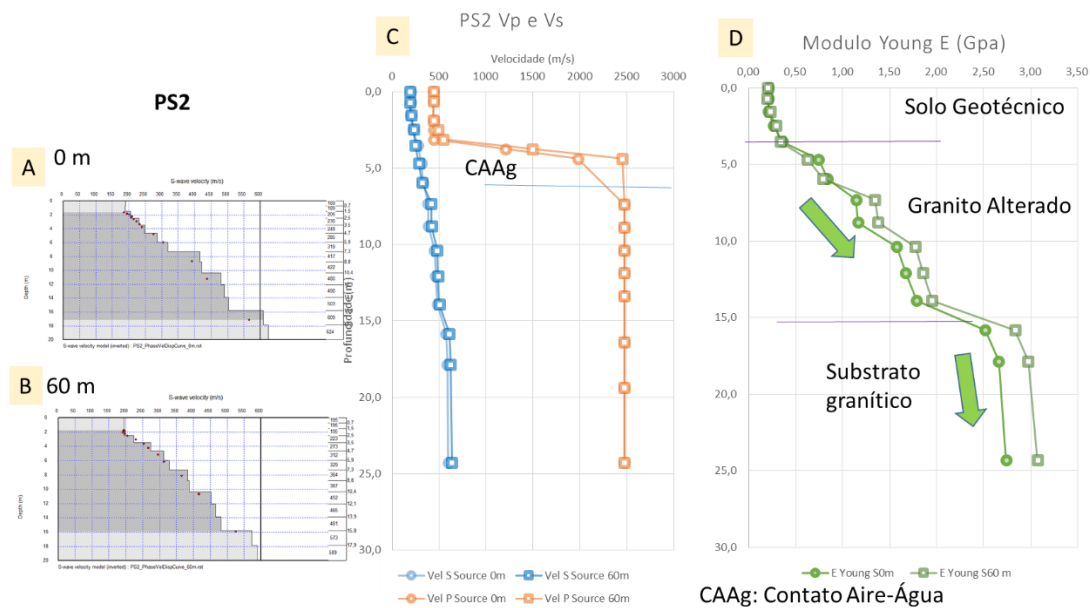


Figura 5.22. Resultados da modelação MASW e refração sísmica para o perfil PS2. 1D modelo de velocidades de onda S obtido de MASW para: (a) tiro a 0 m (b) e tiro a 60 m (c) curvas de velocidade de onda P (de refração sísmica) e onda S (MASW). (d) curvas do módulo E de Young e interpretação geomecânica.

Os modelos de inversão dos dados do MASW corroboram por um lado os resultados obtidos pela refração sísmica em relação à espessura do solo geotécnico, ou seja, aproximadamente de 4 a 6 metros (velocidade média de onda “s” de 254 m/s para a PS1 e 215 m/s para o perfil PS2).

A modo de comparação e com o objetivo de avaliar mecanicamente o subsolo, foi efetuada uma estimativa do módulo de Young (discutido na equação [18] da secção “Fundamentos teóricos”), com base nos dados da velocidade das ondas “p” e “s”, bem como da densidade do material. A velocidade da onda “p” foi obtida a partir da refração sísmica, enquanto que a velocidade da onda “s” foi obtida a partir da análise da onda superficial. No caso da densidade, foram utilizados valores extraídos da literatura (Telford et al., 1990), neste caso, 2 gr/cc para o solo geotécnico e 2,6 gr/cc para o substrato granítico.

A partir das curvas de módulo de Young é possível observar mais claramente as mudanças relacionadas com a interface entre o solo geotécnico e o substrato granítico, quando comparadas com as velocidades da onda “s”. O solo composto principalmente de escombrelas grosseiras reflete valores médios de 0,31 GPa para o perfil PS1 e 0,25 para o perfil PS2. Por outro lado, o solo granítico apresenta um aumento gradual deste parâmetro em ambos os perfis, contudo, a partir de uma profundidade de 15 m em ambos os perfis, observa-se uma alteração do declive, de uma zona com um aumento significativo deste parâmetro para uma zona com um baixo incremento relativo a níveis mais profundos. Esta mudança no módulo de Young é interpretada como a transição de um granito mais alterado (e por tanto mais dúctil) para uma zona com um substrato granítico mais rígido (menos fraturado ou menos alterado do que a zona sobrejacente) e, portanto, mais homogéneo.

Capítulo 6: Integração das diferentes técnicas e discussão dos resultados

6.1 - Fundamentos teóricos

6.1.1 - Estado da arte no uso de técnicas de inversão de resistividades e modelos integrados

A complexidade da reconstituição da história geológica de uma área é bem reconhecida no mundo da ciência. A falta de informação, a multiplicidade de modelos e o factor "tempo geológico" fazem desta tarefa um desafio para qualquer trabalho de investigação. Nestas condições, nas últimas décadas, indústrias altamente desenvolvidas como o sector petrolífero reconheceram o valor de um trabalho integrado para obter uma solução aproximada para esta complexidade, através da geração de modelos geológicos multidisciplinares e conjuntos de dados multi-escala, apoiados por avanços tecnológicos na caracterização geofísica e informação de sondagens (Hawie et al., 2016). A geologia ambiental também se beneficiou deste princípio e hoje são apresentados vários documentos com esta abordagem para apoiar modelos de fluxo e transporte subterrâneo, perigos naturais tais como deslizamentos de terras, etc. (Wagner and Uhlemann, 2021).

Nos capítulos anteriores foi feita referência ao carácter ácido do solo em Regoufe, por oposição às águas perto da neutralidade. Também foi mencionado que existem várias áreas de acumulação de detritos e material fino sem intervenção ambiental que não foram caracterizadas em conjunto. Devido a estas incertezas, uma abordagem integrada envolvendo diferentes metodologias é essencial para melhorar a caracterização dos depósitos subterrâneos, bem como as características das águas subterrâneas. Assim nos próximos parágrafos apresenta-se uma descrição pormenorizada das técnicas de inversão da resistividade elétrica integrando resultados dos métodos sísmicos.

6.1.2 - Modelação com inversão geofísica controlada pela estrutura

O processo de quantificação geofísica tem sido muito relevante para a caracterização hidrogeológica em estudos ambientais. É cada vez mais amplamente aceite na comunidade científica que a integração de resultados através da combinação de diferentes fontes de informação torna o modelo geológico mais robusto e credível. Dada a elevada complexidade geológica e a relativamente pouca informação que pode ser obtida por métodos diretos de subsuperfície, é cada vez mais imperativo obter dados de diferentes fontes para maximizar a informação e desenvolver uma caracterização geológica de maior resolução (Wagner and Uhlemann, 2021).

O processo de inversão geofísica consiste em estimar as propriedades físicas do subsolo a partir dos valores dos atributos medidos e integrá-los num modelo de célula ou camada, que é depois invertido para produzir um modelo de tais propriedades físicas. Wagner e Uhlemann (2021) resumem as diferentes técnicas de inversão e avalia a importância da combinação de diferentes fontes de dados geofísicos independentes para a construção de um modelo de propriedade. Neste estudo, em particular, concentramo-nos num dos casos propostos por Wagner e Uhlemann (2021), que envolve a realização de um modelo de inversão controlado por estrutura. Ou seja, a inversão de um conjunto de dados geofísicos de um método A é alimentada com a localização de um limite relevante identificado no subsolo através de um método B. (Figura 6.1). O caso particular desta investigação envolve a utilização de eventos fortes associados ao topo de rocha consolidada (*bedrock*), identificados por refração sísmica e assim delimitar estruturalmente a inversão dos dados de resistividade eléctrica associados ao aquífero.

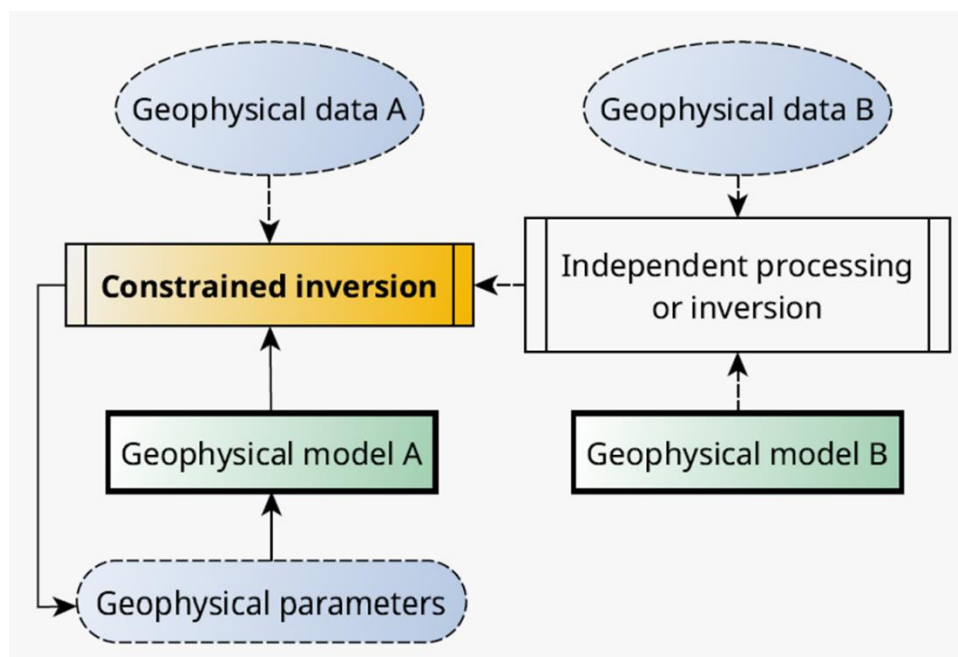


Figura 6.1. Vista esquemática da inversão geofísica controlada pela estrutura (Wagner e Uhlemann, 2021).

Exemplos de tais técnicas, tais como as apresentadas por Bergman et al. (2014) foram desenvolvidas para melhorar o processo de inversão de resistividades que são normalmente representadas com fronteiras difusas e de baixa resolução, alterando assim a caracterização e quantificação do aquífero e as suas propriedades a investigar.

A Figura 6.2 mostra um diagrama da metodologia proposta para esta parte do trabalho em que é utilizada uma definição do limite de superfície das principais estruturas subsuperficiais. Neste caso, assume-se que este limite abrupto observado na sísmica de refração é acompanhado por uma constante nas propriedades eléctricas, então a refração interpretada pode ser usada como limite estrutural durante a conversão da resistividade eléctrica.

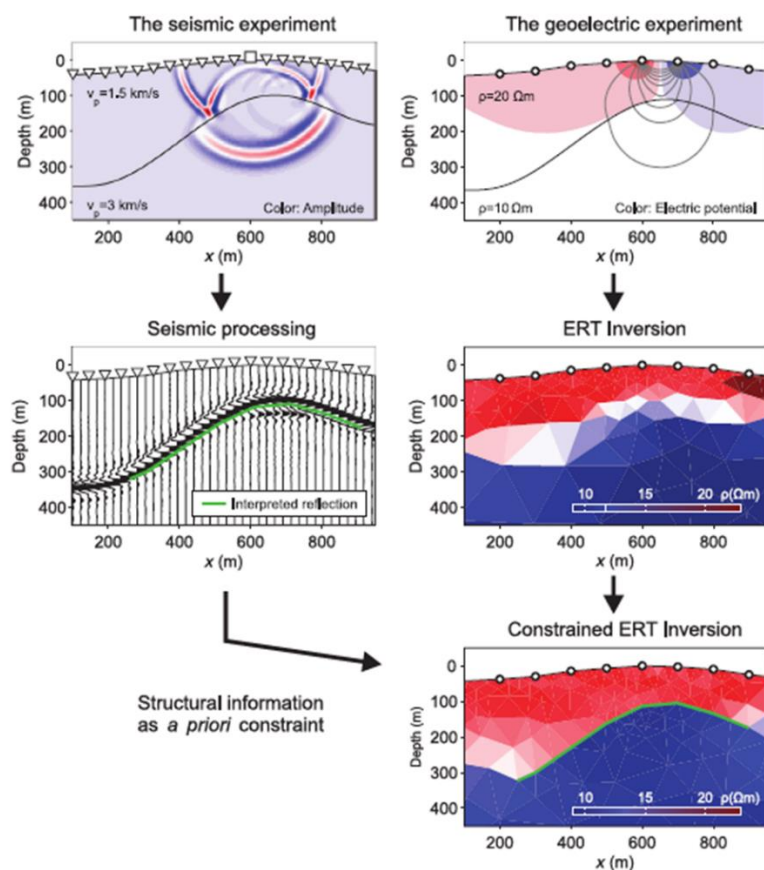


Figura 6.2. Ilustração esquemática de uma inversão de resistividade eléctrica controlada por estrutura (Bergmann et al, 2014).

6.2 - Resultados e análises da integração das metodologias geofísicas

6.2.1 - Metodologia de integração

Como descrito nos capítulos anteriores, o presente trabalho foi desenvolvido em várias etapas, considerando diferentes técnicas geofísicas que procuram a abordagem desde distintos princípios físicos para complementar os resultados das diferentes metodologias levados a cabo, e assim mitigar as deficiências em cada uma das técnicas e fortalecer os resultados do modelo de subsolo apresentado (Figura 6.3).

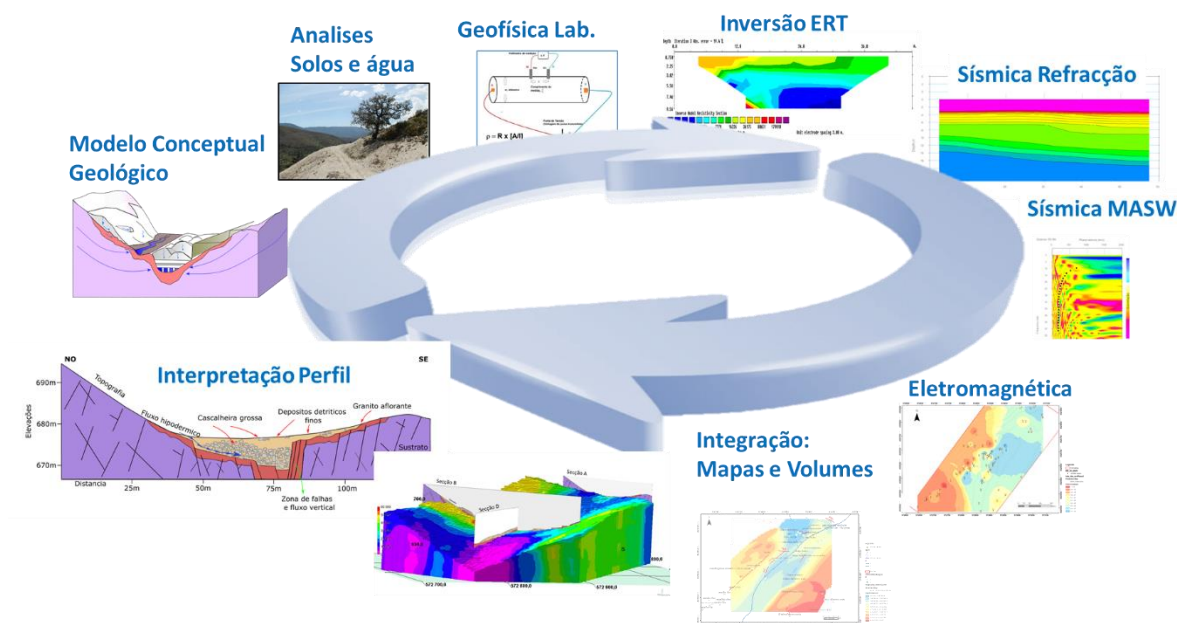


Figura 6.3. Metodologia integrada dos métodos geofísicos proposto em Regoufe.

Este trabalho considerou a resolução e escala de trabalho das diferentes ferramentas, facilidade de operação e tempo de colheita dos dados. Em termos de escala de trabalho e de resolução das ferramentas o trabalho está sustentado sobre colheitas de amostras de solo no campo e medições em laboratório de alta resolução (centimétrica) e pouca profundidade de investigação (centímetros); a sua integração com perfis elétricos ERT com maior profundidade de investigação (de 5 a 15 metros), embora com uma menor resolução vertical (de 0,25 a 1,25 metros); uso da informação de sísmica de refração para validar o modelo do substrato rochoso espessuras dos corpos geotécnicos; e extrapolação na área com os dados de resolução vertical mais pobre dada pelos dados electromagnéticos (3 a 6 metros). Em sentido contrário, dada sua facilidade de operação no campo, os dados EM apresentam uma maior cobertura espacial e foram usados para obter uma imagem regional dos dados. Os perfis elétricos ERT e sísmica focaram-se nas zonas previstas de maior potencial de contaminação, dada sua maior complexidade de operação.

Dado que as técnicas geofísicas compreendem a medição de propriedades físicas do sistema rocha-fluido como velocidades de propagação de ondas sísmicas, resistividade ou condutividade elétrica dos materiais, é fundamental a correlação de ditas propriedades geofísicas com propriedades geológicas como tipo de rocha o material de solo, fluidos existentes, conteúdo mineralógico, etc. Neste sentido a metodologia proposta busca integrar dados de maior resolução vertical dada pelas amostras de

solos, intentar prever o seu comportamento nas zonas com perfis eléctricos com informação do subsolo e extrapolar em 3D baseados nos dados EM como controlador das variações regionais observadas.

6.2.2 - Integração dados de resistividade eléctrica (dados de laboratório e perfis de campo).

A caracterização do sistema rocha-fluido, do substrato rochoso, e da distribuição dos resíduos mineiros permite-nos compreender o comportamento hidráulico dos fluidos e a sua possível relação com a distribuição de contaminantes no subsolo da zona de Regoufe. Para tal, este capítulo propõe uma classificação e caracterização da resposta eléctrica, integrando a informação laboratorial, a análise dos perfis eléctricos (ERT) e os valores de resistividade encontrados na literatura científica.

A partir dos trabalhos de Telford (1990) e Palacky (1988), os valores de resistividade eléctrica dos tipos de rocha ou solo foram avaliados com as litologias predominantes na área de estudo. Na Figura 6.4 são representadas várias litologias presentes em Regoufe, valores de campo obtidos a partir de perfis de resistividade ((Marques, 2019) e o presente trabalho) e medições laboratoriais (Anexo 1), feitas em este estudo, para solos com saturação de água a partir da galeria. As seguintes observações podem ser extraídas das comparações neste gráfico:

- Não é possível diferenciar entre o substrato granito e os depósitos de rejeitos da mina, uma vez que estão representados na mesma faixa de resistividade.
- As medidas mais baixas de resistividades, observadas nos níveis mais superficiais (menores a 3 m) nos perfis eléctricos, estão principalmente vinculadas as zonas relativamente saturadas perto das galerias (resistividade eléctrica entre 2000 $\Omega.m$ e 6000 $\Omega.m$).
- A maioria dos perfis registados mostram nos níveis mais profundos (superiores a 3 m) valores de resistividade eléctrica entre 2000 $\Omega.m$ e 3000 $\Omega.m$.

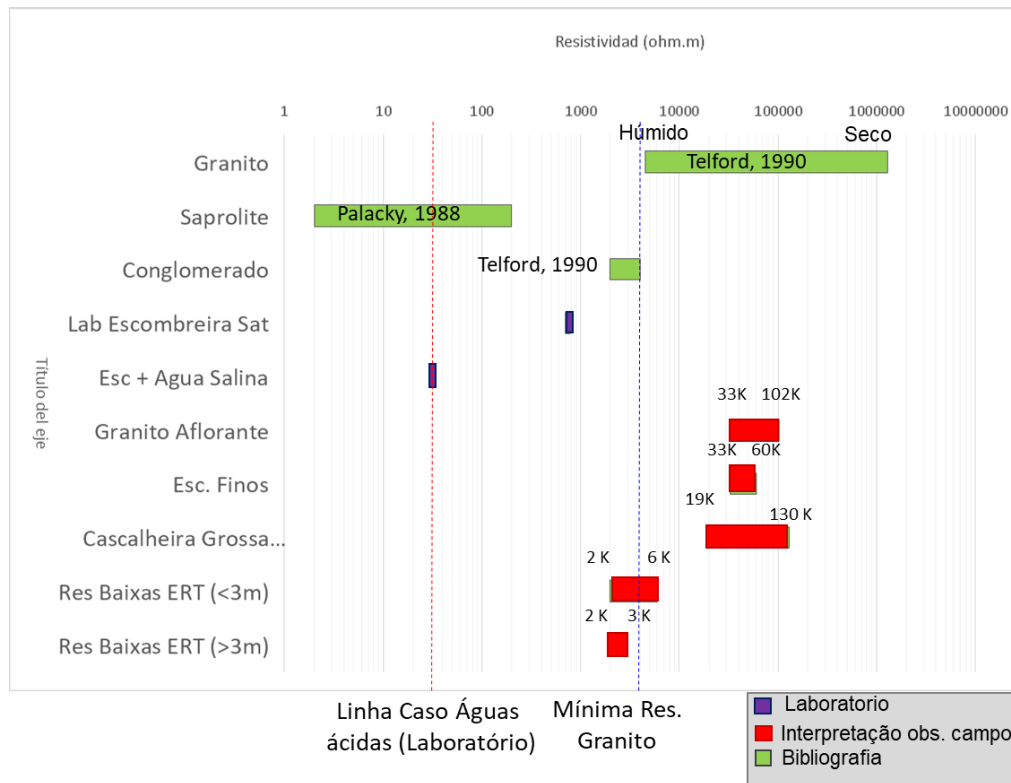


Figura 6.4. Gamas de resistividades de algumas rochas (literatura), materiais obtidos da mina (laboratório) e medições nos perfis elétricos.

Os valores de resistividade observados nas zonas mais profundas dos perfis elétricos são relativamente maiores (2000 – 3000 $\Omega.m$) do que o material da escombreira saturado com água das galerias medido em laboratório (700 $\Omega.m$). Mesmo assim, estes valores são muito inferiores aos valores mínimos de um granito saturado (4500 $\Omega.m$) de acordo com Telford (1990), pelo que os valores reportados (entre 2000 e 3000 $\Omega.m$) pode ser considerado como devido a uma rocha granítica alterada e saturada ou um conglomerado saturado (2000 $\Omega.m$) como descrito no mesmo estudo (Telford, 1990). Os saprolitos, de acordo com Palacký (1988), são rochas graníticas altamente meteorizadas apresentando valores muito mais baixos (abaixo de 200 $\Omega.m$) e, portanto, as zonas observadas nesta faixa (2000 – 3000 $\Omega.m$) podem ser considerados como granitos com um baixo grau de alteração. Neste sentido, é interpretado que as zonas mais profundas devem apresentar ou material de pedreira saturado com água (equivalente mecanicamente a um conglomerado) ou a um granito ligeiramente alterado e saturado em água

Quando comparados, os valores de resistividade obtido no laboratório para águas salinas (água comercial “Frize”) são uma ordem de magnitude mais baixas (30 $\Omega.m$) do que o observado nos perfis elétricos (mínimas de 400 $\Omega.m$ no perfil PE10, nos restantes,

mínimas de 2000 $\Omega.m$). Estes resultados indicam uma probabilidade de ocorrência bastante baixa de solos saturados com águas ácidas na zona estudada.

6.2.3 - Integração dos métodos sísmicos e eléctricos

A informação de entrada para a modelização da resistividade controlada pela estrutura é ilustrada na Figura 6.5. A partir da estimativa da espessura das camadas observadas na refração sísmica no perfil PS1 (Figura 6.5.a), juntamente com a medição das resistividades eléctricas aparentes no perfil PE10 (Figura 6.5.b) e da informação topográfica (Figura 6.5.c), foi realizada a modelação da inversão da resistividade controlada pela estrutura (Figura 6.5.d). As espessuras foram divididas a partir do perfil apresentado na Figura 6.5.a como “Interface 1” e “Interface 2”, que representam os limites onde foram observados os maiores contrastes de velocidade das ondas “p”.

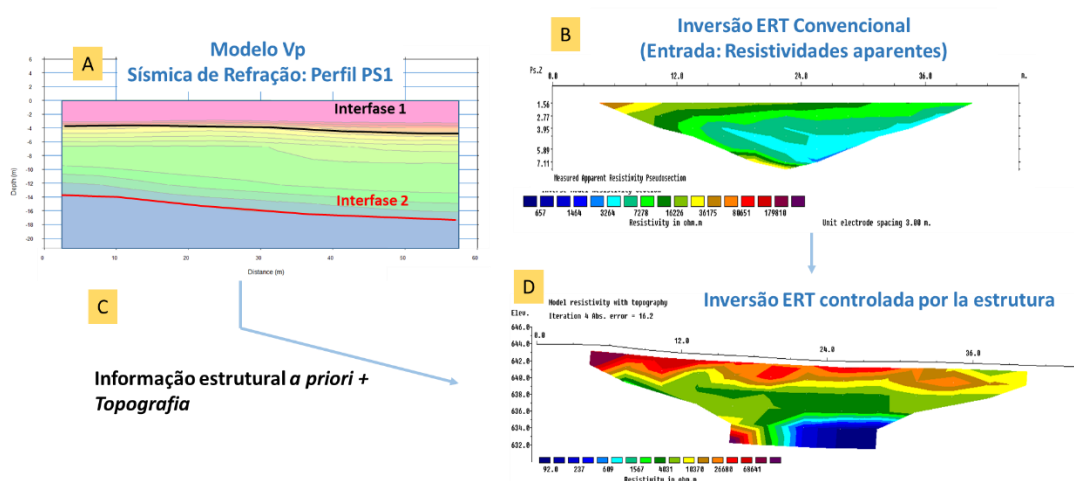


Figura 6.5. Dados de entrada, metodologia para realizar uma inversão das resistividades eléctricas controladas pela estrutura. (a) Definição das interfaces 1 e 2 com maior contraste de onda “p”. (B) Dados de entrada da resistividade aparente (C) Informação topográfica e (d) Resultado da modelação de resistividades eléctricas controlada pela estrutura.

Os resultados da inversão controlada pela estrutura melhoraram o processo de inversão convencional (Figura 6.6), uma vez que os limites nesta última aparecem difusos e com baixa resolução (Figura 6.6.a), de modo a que as propriedades eléctricas das camadas possam aparecer deslocadas e com valores mais suaves.

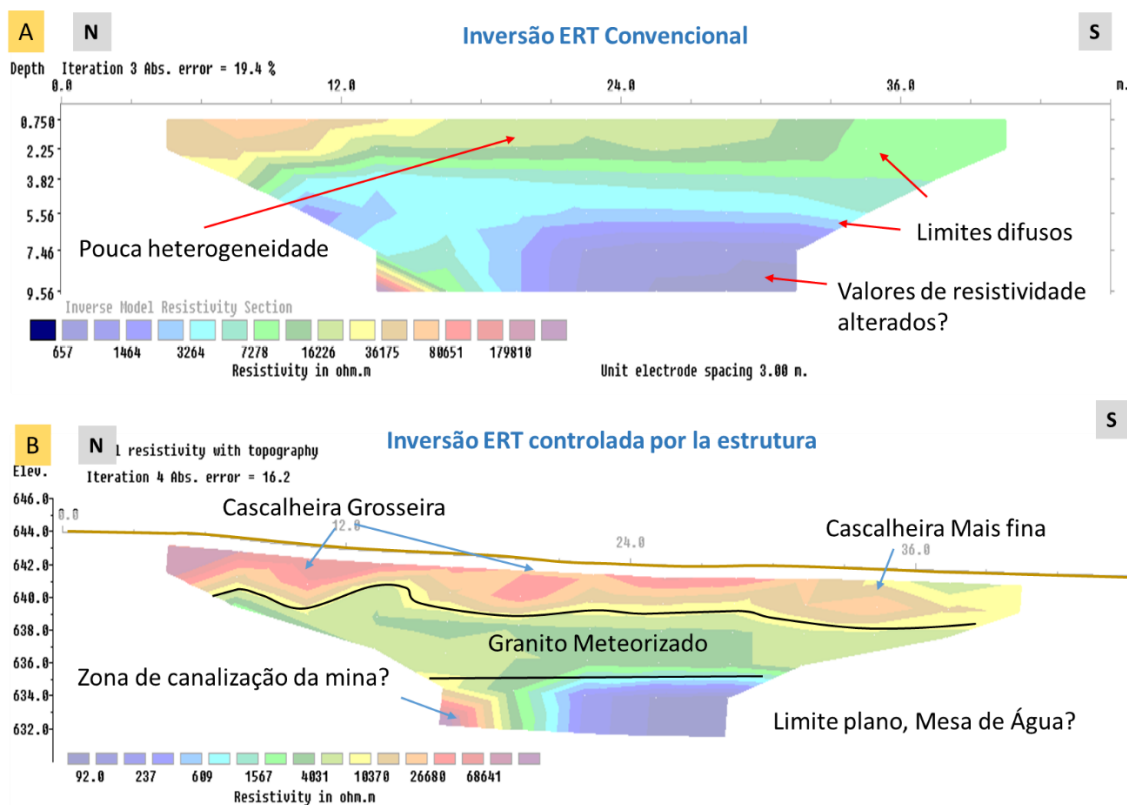


Figura 6.6. Resultados da inversão de resistividade do perfil PE10 utilizando (a) a metodologia convencional e (b) a metodologia controlada pela estrutura.

Como resultado da inversão, a diferença nas propriedades eléctricas da camada superficial pode ser observada mais claramente, com a presença de uma maior heterogeneidade com cascalhos grosseiros intercalados com intervalos de material mais fino (Figura 6.6.b). Aliás a diminuição relativa das resistividades nas zonas de material mais finos a sul é ainda perceptível. Enquanto aos níveis mais profundos (entre 640 e 635 m de altitude) observa-se uma zona mais homogénea que é interpretada como a zona granítica não saturada (resistividades de 4000 $\Omega.m$).

Este modelo também mostra mais claramente uma interface mais plana a aproximadamente 635 m de altitude, onde as resistividades diminuem fortemente (entre 90 e 200 $\Omega.m$). Estes resultados indicam uma redução significativa das resistividades em relação à modelização anterior e em relação ao resto dos perfis onde são interpretadas zonas altamente saturadas (perto das galerias com mínimos de 2000 $\Omega.m$; ver Figura 6.4 e Anexos 2 e 3). Além disso, se comparados com os resultados observados em laboratório, onde foi utilizada água mineralizada, os valores estão próximos de zonas altamente ionizadas o que sugere uma potencial zona de concentração de águas poluídas nos níveis mais profundos de este perfil. Durães et al.

(2021) sugerem no seu trabalho a possibilidade de migração dos elementos potencialmente contaminantes PTE a níveis mais profundos produto da lixiviação dos materiais de rejeito, e ressalta a possibilidade de precipitação dos metais contidos nas águas ácidas em forma de sulfatos, os quais são bons condutores da eletricidade.

Uma das limitações deste tipo de metodologia é seu condicionamento à interpretação dos limites das camadas, pelo que estes resultados, que sugerem uma concentração iónica superior à relatada nos modelos convencionais, devem ser corroborados com outros perfis eléctricos ou aplicando outras técnicas como os métodos de indução eléctrica. No entanto, esta metodologia mostra como a integração dos resultados da refracção sísmica e dos dados do perfil de resistividade pode ajudar a clarificar melhor as heterogeneidades litológicas e a obter uma melhor resolução e definição de possíveis zonas contaminadas no subsolo.

6.2.4 - Integração dos resultados de resistividade eléctrica e dados electromagnéticos

Um dos objetivos do presente trabalho é avaliar a correlação entre os dados electromagnéticos (condutividade) e os dados de perfil eléctrico (resistividade). Tal como descrito nos fundamentos de ambas as metodologias, a condutividade é o inverso da resistividade. Assim, em princípio, quando se faz uma covariância cruzada, no caso de haver uma dependência entre ambas as variáveis, devemos observar valores de correlação negativos. Na figura 6.7 podemos observar o gráfico para este estudo.

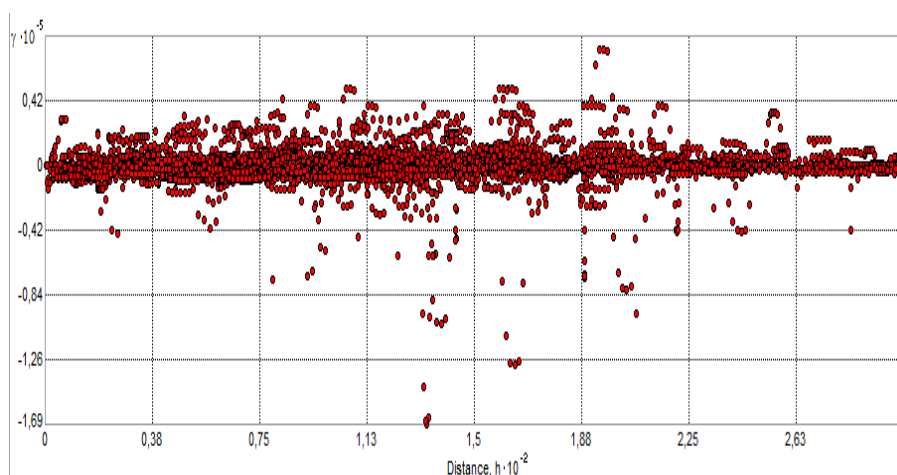


Figura 6.7. Covariância cruzada entre os dados EM (condutividade) e ERT (resistividade).

Observa-se no gráfico um agrupamento perto de zero e valores a ambos lados do eixo das X. Por conseguinte, não é possível extrapolar a resistividade (maior resolução vertical) usando os dados electromagnéticos (maior cobertura espacial). Estes resultados são provavelmente afectados por vários factores, entre os quais podemos enumerar:

- Baixa sensibilidade do EM31 a corpos com condutividade eléctrica muito baixa (menos de 1 mS/m), em oposição aos métodos eléctricos capazes de detectar altas resistividades.
- Levantamentos EM e ERT desfasados no tempo. Como corroborado neste estudo, os corpos eletrolíticos têm uma forte influência sobre os resultados, sendo afectadas pela sazonalidade ou pela ocorrência de episódios climáticos (tormentas por exemplo) que afetam substancialmente a superfície freática entre as diferentes campanhas. A quase neutralidade das águas observada em estudos anteriores (Durães et al., 2021; Sousa, 2016) não produz uma resposta claramente marcada nos dados EM (abaixo de 6 m de profundidade) sobre o nível de ionização das águas em Regoufe.
- Efeitos associados à descalibração do equipamento induzem deficiências nas estimativas EM.
- Efeito de re-escalamento dos dados. A EM possuem uma pobre resolução em média de 3 m e 6 m (tanto horizontal como verticalmente). Enquanto os levantamentos eléctricos são gerados com resoluções verticais entre 1 m e 2 m.

Neste sentido, recomenda-se em futuros projetos a realização de sondagens em campanhas simultâneas, e a consideração da possibilidade de utilizar um dispositivo com maior resolução e sensibilidade a valores de condutividade baixos.

Neste caso particular, foi decidido cartografar os dados de resistividade eléctrica (ERT) utilizando um modelo geoestatístico para fazer estimativas das propriedades eléctricas na área estudada. Para evitar respostas inconsistentes com a configuração hidrogeológica da área, foram adicionados pontos de controlo, com base em observações de campo e fotografias aéreas, e assumindo uma resposta equivalente nos perfis mais próximos com propriedades de solo semelhantes. Estes pontos são os seguintes:

- Pontos próximo da ribeira onde se assume uma região de baixa resistividade (zona húmida e com maior potencial de proximidade da zona saturada).
- Pontos na zona granítica (encostas da montanha) onde foram extrapoladas altas resistividades associadas com a resposta do substrato rochoso.
- Pontos no vale mineiro entre os perfis elétricos PE5 e PE2, perto da potencial linha de água subterrânea, onde se assume uma região de baixa resistividade.

Desta forma, foram gerados mapas de resistividade eléctrica para 3 e 6 m, ilustrados nas Figuras 6.8 e 6.9 respectivamente. Estas atividades foram realizadas com base em estimativas de semi-variogramas e num modelo geoestatístico cujos parâmetros estão ilustrados nas Figuras 6.10 e 6.11.

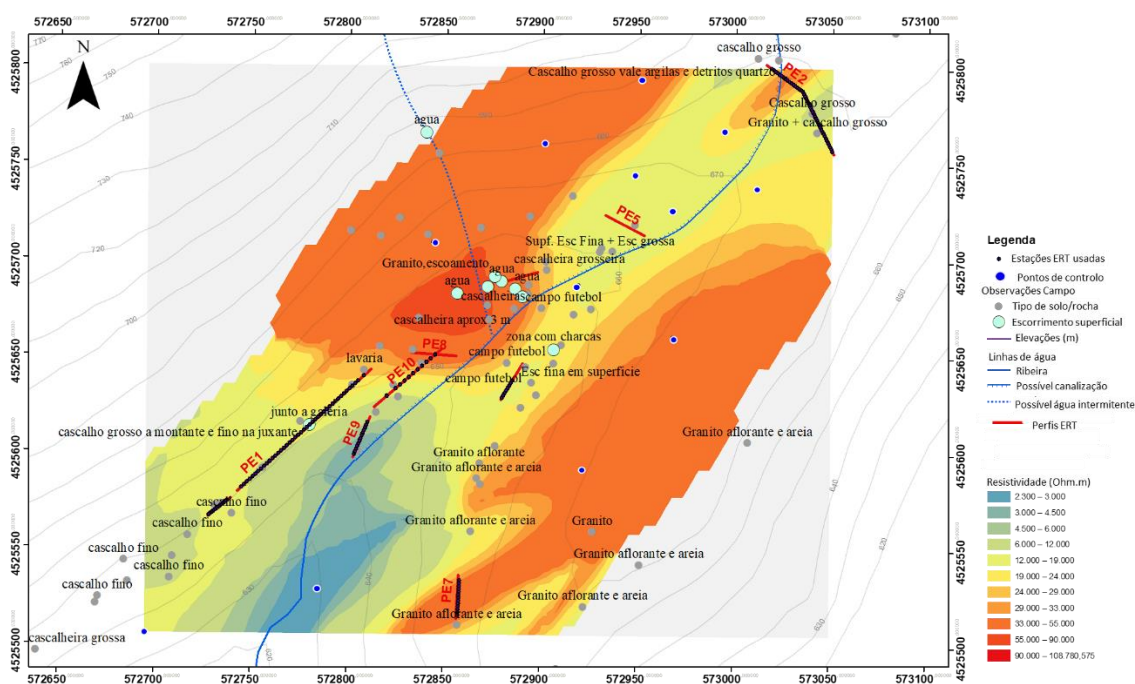


Figura 6.8. Mapa de resistividade elétrica para o intervalo entre 0 e 3 m de profundidade.

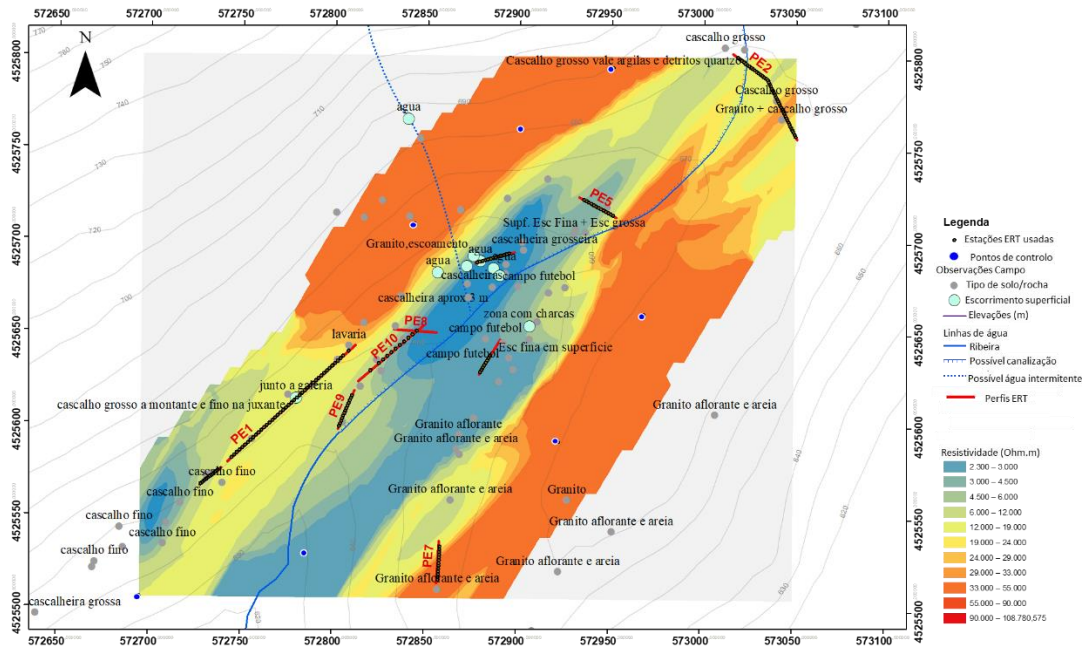


Figura 6.9. Mapa de resistividade elétrica para o intervalo entre 3 e 6 m de profundidade.

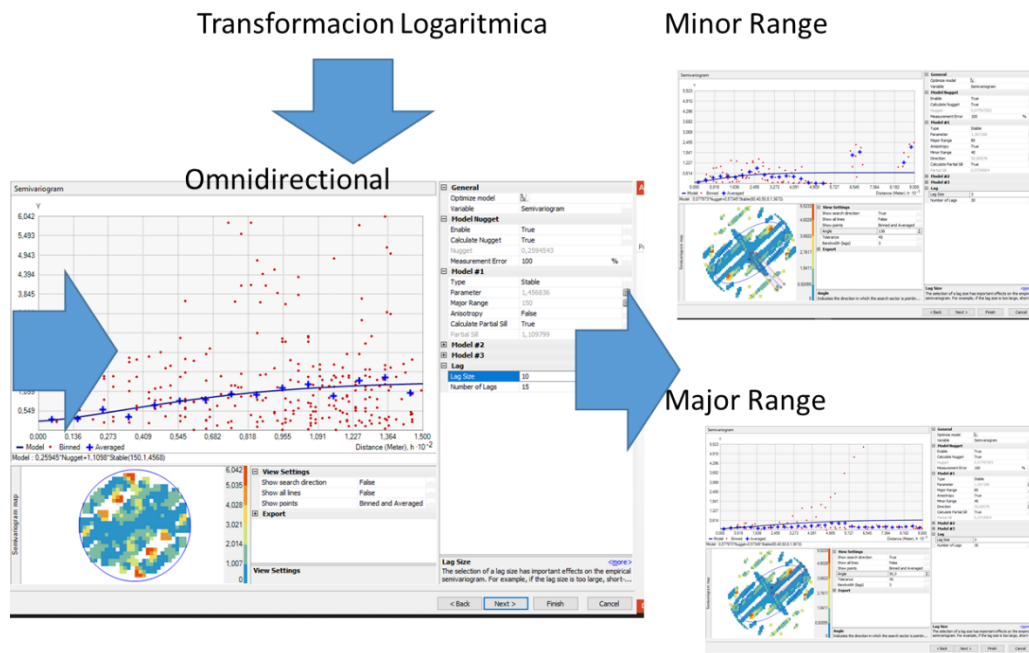


Figura 6.10. Parâmetros e modelo geostatístico utilizados para a estimativa das resistividades eléctricas na zona central do vale mineiro (intervalo 0 a 3m de profundidade).

Capítulo 7: Modelo Hidrogeológico Conceptual

7.1 - Fundamentos teóricos

7.1.1 - Conceitos hidrogeológicos

O ciclo hidrológico é composto por processos contínuos de mudanças de fase da água. A radiação solar conduz à evaporação, transpiração, circulação atmosférica e à precipitação. Esta precipitação causada pela condensação do vapor regressa ao solo pela ação da gravidade (Fitts, 2002). A precipitação pode ser interceptada pela vegetação e gerar fluxo superficial, infiltrar-se no subsolo, fluir para o solo como fluxo subsuperficial ou ser descarregada como escorrência superficial (Figura 7.1) (Todd and Mays, 2004). A água percolada pode infiltrar-se e percolar até níveis mais profundos alimentando um aquífero e eventualmente voltar à superfície originando nascentes ou alimentar o fluxo superficial (Fitts, 2002).

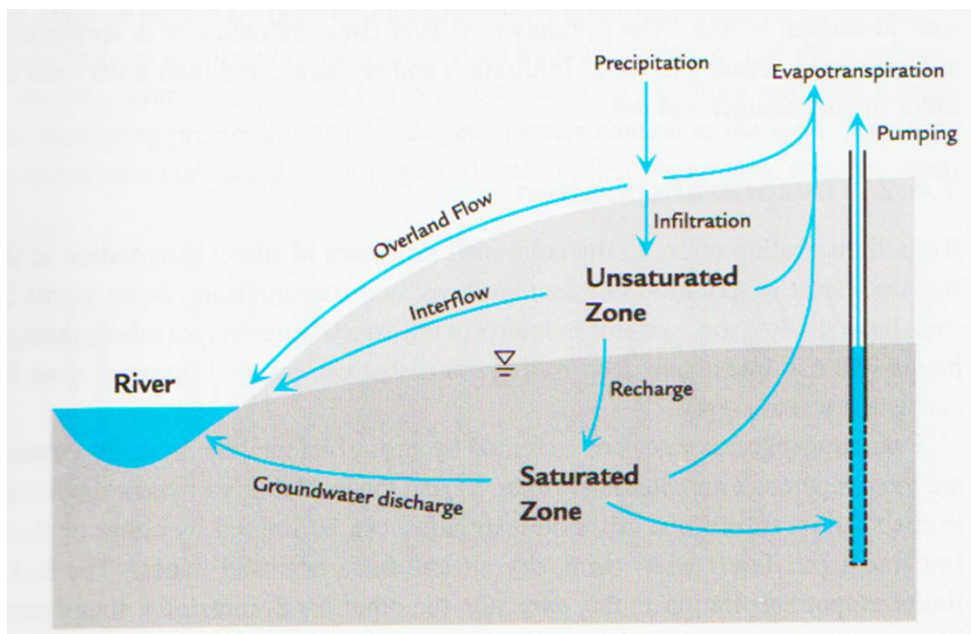


Figura 7.1. Reservatórios e fluxos que afectam as águas subterrâneas (Fitts, 2002).

Cada região em particular tem uma distribuição irregular do fluxo de água. Estas alterações estão relacionadas com eventos específicos, tais como tempestades ou variações sazonais que fazem flutuar o volume do reservatório de água, ou seja, os

níveis de água em aquíferos e águas superficiais sobem e descem ao longo do tempo (Fitts, 2002). As razões pelas quais a água pode ou tornar-se parte dos aquíferos ou subir à superfície dependem de vários factores. A infiltração é favorecida quando existe um meio poroso e permeável (solo ou rocha), uma inclinação suave e uma série de períodos secos (Fitts, 2002). A infiltração de água no subsolo é impulsionada pela gravidade verticalmente, mas pode ser desviada horizontalmente por camadas de baixa permeabilidade na zona não saturada (fluxo hipodérmico). Por exemplo, a presença de solos de alta permeabilidade sobre um substrato fraturado de baixa permeabilidade contribui significativamente para este tipo de fluxo (Fetter, 2001).

Em sistemas cristalinos, a superfície freática é normalmente bastante próxima da superfície topográfica, mesmo em zonas elevadas (Tiedeman et al., 1998). No entanto, o movimento da água nessas rochas é um dos fenómenos mais difíceis de prever em Hidrogeologia. Isto porque as rochas são de baixa porosidade e a permeabilidade é normalmente controlada por um sistema irregular de pequenas fraturas. Além disso, as rochas neste contexto apresentam um comportamento anisotrópico, com porosidades e permeabilidades mais elevadas onde as fraturas estão abertas (Fitts, 2002). Em termos de variações de profundidade, os efeitos da meteorização ou descarga erosiva são maiores perto da superfície, de modo que a níveis mais profundos estas propriedades apresentam muito pouca variação, a menos que exista um sistema de falhas na área (Fitts, 2002).

No caso de depósitos não consolidados como cascalho, areia, silte ou argila, as propriedades hidráulicas são regidas pela distribuição granulométrica, de modo que quanto melhor for o grau de seleção, maior será a porosidade, e quanto mais grosseiro for o material, maior será a permeabilidade (Fitts, 2002).

7.1.2 – Modelos hidrogeológicos análogos

Estudos hidrogeológicos semelhantes a Regoufe foram relatados em sistemas cristalinos com condições equivalentes na região de Sardón (Espanha). Lubczynski and Gurwin (2005) propõe um modelo num contexto de rocha granítica fraturada, com uma zona superficial de rocha meteorizada (com espessura decrescente em direcção ao topo da montanha) e depósitos aluviais (com alguns metros de espessura) a encher um vale central. Neste sistema, os depósitos de enchimento agem como zona de drenagem ao

longo de todo o ano, com escorrência superficial em períodos de chuva intensa. Em contraste, a níveis mais profundos, menos afectados pela sazonalidade, ocorre um escoamento subterrâneo, onde atua um movimento mais lento de fluidos das zonas de recarga para a drenagem do vale central (Figura 7.2). Como é típico nas zonas graníticas, a superfície freática é pouco profunda, nos vales dos rios de 0-3 m (abaixo da superfície) e na divisória de águas entre 2 e 6 m (abaixo da superfície). Embora em Regoufe não tenham sido observados depósitos aluviais espessos, os enchimentos grosseiros e finos de cascalheira podem ser considerados hidrologicamente equivalentes a este análogo, enquanto que o sistema fraturado e meteorizado, mais desenvolvido no centro do vale, seria equivalente ao que foi observado no maciço granítico de Regoufe.

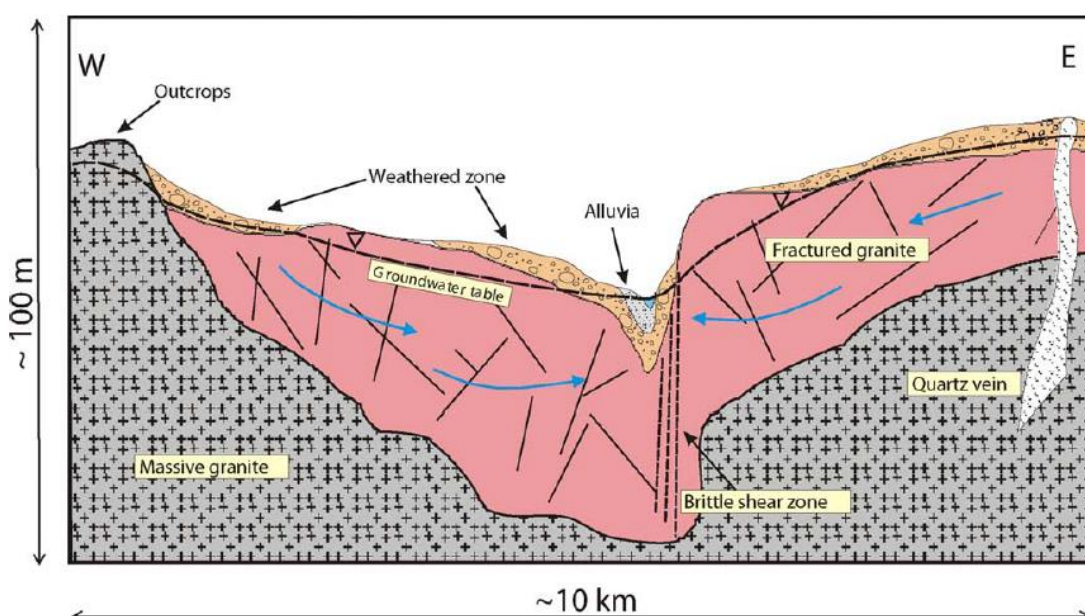


Figura 7.2. Modelo hidrogeológico análogo a Regoufe em Sardon-Espanha (Lubczynski e Gurwin, 2004).

Ao contrário do estudo na região de Sardón, em Regoufe existe uma influência antrópica com grande impacto no sistema hidrogeológico. Como resultado da mineração, foi desenvolvido um sistema de túneis e galerias através do maciço granítico. Vários estudos demonstraram o efeito da drenagem nas galerias de minas sobre o nível das águas subterrâneas (Schmidt, 2007). Uma mina em funcionamento mantém um baixo nível de água por bombagem. Quando as operações mineiras terminam, o bombeamento pára, o nível da água na massa rochosa sobe e ocorre um fenómeno de ressalto, elevando a superfície freática. Contudo, os túneis nas galerias continuam a

drenar e o nível da água não atinge os seus níveis iniciais (Schmidt, 2007) (Figura 7.3), alterando a disposição da superfície freática na região em torno das galerias.

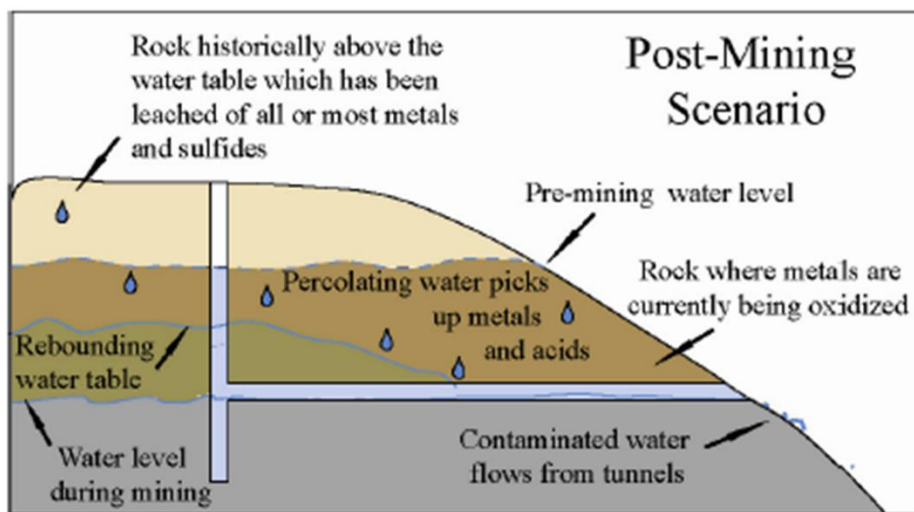


Figura 7.3. Diagrama da variação da superfície freática num cenário pós-mineração. (Schmidt, 2007)

7.2 – Mapa de ocupação de solo

Na presente investigação foram realizados reconhecimentos de campo com a intenção de observar os elementos tanto de condições de solo e rocha como àquele derivado de atividades antrópicas. Estes reconhecimentos permitiram fazer uma descrição do contexto geológico, (tipos de rochas) e solos, presença de zonas de florestas, zonas de escorrência superficial, ribeiras, assim como a distribuição e tipo de material de rejeito proveniente da actividade mineira. Ver Tabela 7.1.

Tabela 7.1. Descrição macroscópica das observações de campo em relação ao tipo de solo, rocha, floresta e zonas de presença de água de escorrência superficial.

N	X (m)	Y (m)	Elevação (m)	Observações
1	572839,5	4525765,8	684,3	agua
2	572899,9	4525675,3	657,1	campo futebol
3	572892,0	4525644,6	656,0	campo futebol
4	572882,4	4525646,8	652,6	campo futebol
5	572886,3	4525684,8	653,7	agua
6	572879,2	4525688,9	653,7	agua
7	572856,3	4525682,4	654,0	agua
8	572779,9	4525613,6	654,1	junto a galeria
9	572906,2	4525653,6	656,0	zona com charcas
10	573007,4	4525606,5	670,7	Granito aflorante e solo tipo areia
11	572867,1	4525586,8	654,6	Granito aflorante e solo tipo areia
12	572864,2	4525559,3	655,8	Granito aflorante e solo tipo areia
13	572857,7	4525510,7	658,1	Granito aflorante e solo tipo areia
14	572864,7	4525482,8	656,7	Granito aflorante e solo tipo areia
15	572909,1	4525488,4	666,8	Granito aflorante e solo tipo areia
16	572923,0	4525520,8	670,0	Granito aflorante e solo tipo areia
17	572951,9	4525542,6	673,5	Granito aflorante e solo tipo areia
18	572927,5	4525559,7	672,6	cima com bombas de agua perto
19	572902,7	4525695,2	659,1	zona de cascalheira grosseira
20	572893,4	4525687,5	657,1	cascalheiras
21	572889,8	4525681,0	653,7	linha da agua zonas com limos e areia
22	572886,1	4525675,0	653,7	espesura da cascalheira aprox 3 mts
23	572871,9	4525686,0	653,7	linha da agua
24	572930,0	4525704,7	660,0	Supf. Esc Fina em prof. Escombreira grossa
25	572895,1	4525636,6	656,0	Esc fina em superficie
26	572868,4	4525594,6	652,3	Granito aflorante
27	572875,6	4525691,4	653,7	Granito, zona normalmente com escoamento
28	572808,2	4525642,8	654,2	perto da lavaria
29	572775,5	4525615,8	654,1	cascalho grosso a montante e fino na juxante
30	572740,1	4525567,6	645,5	cascalho fino
31	572717,4	4525556,4	650,5	cascalho fino a montante e juxante
32	572708,0	4525534,3	647,9	cascalho fino a montante e juxante
33	572671,1	4525524,3	647,1	cascalho fino a montante e juxante
34	572684,4	4525543,2	649,8	cascalho fino a montante e juxante
35	572669,7	4525527,7	647,1	cascalho fino gran espessor perceptivel
36	572639,1	4525496,0	646,5	cascalheira grossa
37	572715,8	4525541,6	643,8	cascalheira fina
38	572952,6	4525701,7	660,3	perto da galeria mais baixa
39	573055,7	4525862,1	691,0	cima da mina perto galeria
40	573038,4	4525851,9	693,8	cascalheira grossa
41	573006,4	4525858,0	700,2	maior espesura casclaheira grossa
42	573078,9	4525829,0	689,8	Granito
43	573082,5	4525819,6	689,8	Granito
44	573042,2	4525767,4	678,9	Granito + cascalho grosso
45	573039,4	4525777,6	679,2	Cascalho grosso
46	573032,6	4525766,6	678,9	Cascalho grosso vale argilas e detritos quartzo
47	573021,9	4525805,1	679,4	Cascalho grosso vale argilas e detritos quartzo
48	573011,3	4525806,0	679,4	cascalho grosso

Para além da descrição feita no campo, foram utilizadas imagens extraídas da plataforma Google Earth para cobrir as áreas não descritas no campo e criar um mapa de uso do solo da área de estudo (Figura 7.4). Este mapa apresenta uma distribuição das áreas de intervenção antrópica (ruínas, construções e distribuição de resíduos), áreas de rochas graníticas, áreas com vegetação relativamente abundante e a configuração dos principais cursos de água (intermitente, canalizada ou ribeira). Áreas de afloramentos graníticos ocorrem principalmente no topo das cristas noroeste e sudeste. A distribuição de resíduos mineiros como rejeitos de materiais grosseiros ocupa principalmente a parte central do vale da zona montanhosa. Por outro lado, os depósitos de grão mais fino encontram-se principalmente na encosta sudoeste paralela ao vale. As zonas florestais estão associadas às zonas húmidas perto dos locais onde foi observada drenagens de águas superficiais ou nas partes mais baixas do vale com a presença de uma ribeira. Finalmente, os cursos de água intermitentes e as linhas de canalização foram estimados a partir do mapa de elevação topográfica nas zonas de quebras de encostas caracterizadas por declives mais acentuados.

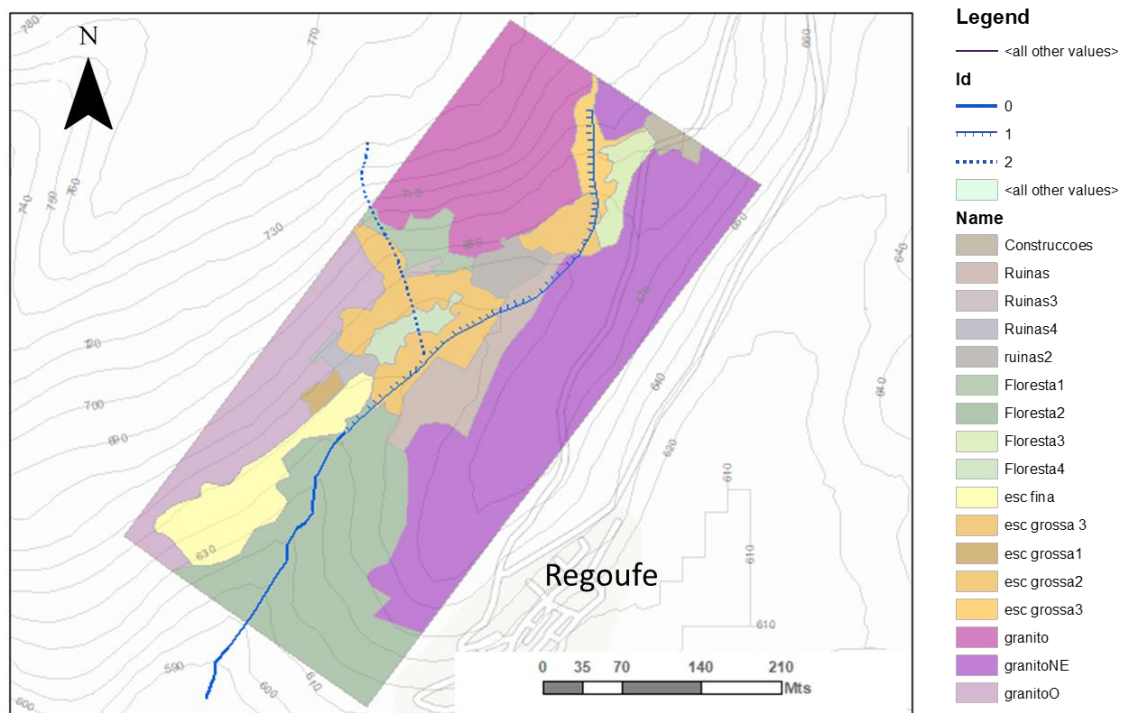


Figura 7.4. Mapa de ocupação de solo da mina de Regoufe.

7.3 - Modelo hidrogeológico conceptual das minas de Regoufe

Nas zonas de montanha, o desenvolvimento de modelos de distribuição e circulação de águas subterrâneas - baseados na geologia, geomorfologia do solo, clima, uso do solo e atividades humanas - é uma tarefa difícil, mesmo quando se dispõe de dados relevantes (Carvalho et al., 2005; Chalise, 1997; Gurtz et al., 2003; Marques et al., 2003; Marques et al., 2001; Ofterdinger et al., 2004). No entanto, como resultado das observações de campo, interpretação de imagens aéreas e medições geofísicas subterrâneas, é proposto um modelo hidrogeológico conceptual para a área mineira de Regoufe. É importante notar que o objetivo deste estudo não é gerar um modelo hidrogeológico conceptual detalhado, uma vez que só isso seria material para um projeto separado, mas sim fornecer uma proposta preliminar do sistema hidrogeológico baseado em observações geofísicas de subsolo e de geologia de superfície. Este modelo conceptual fornecerá um ponto de partida para futuros projetos que envolvam processos de remediação de solos e tratamento de águas em áreas afetadas pelas atividades mineiras.

O modelo conceptual hidrogeológico engloba a zona insaturada e o aquífero da zona freática (Figura 7.5). Os meios de circulação porosos ocorrem no solo pedológico e nos aterros de resíduos mineiros, enquanto que os meios de circulação fraturados correspondem ao granito não alterado e, finalmente, os meios de circulação mistos ocorrem no granito alterado.

Os aterros de resíduos mineiros foram interpretados como o material de maior condutividade hidráulica, enquanto o granito alterado e o granito não alterado foram interpretados como o material de condutividade hidráulica intermédia e de menor condutividade hidráulica, respectivamente.

A profundidade até ao nível freático varia com o tempo e com a posição topográfica: (i) é mais superficial durante a estação das chuvas e mais profunda durante a estação seca; (ii) é mais superficial no fundo do vale e mais profunda nos topos das colinas.

Na zona insaturada a circulação é principalmente vertical, uma vez que a água se infiltra e percola até ao nível freático. No entanto, na interface entre materiais geológicos de condutividade hidráulica contrastante, nomeadamente, entre o granito alterado e o não alterado, pode ocorrer um fluxo hipodérmico (também denominado “fluxo subsuperficial”) durante a estação chuvosa e originar nascentes e cursos de água

intermitentes. Com exceção da parte mais seca do ano, o fluxo de águas subterrâneas fornece parte do fluxo, num contexto típico de fluxo de correntes, enquanto outra parte do fluxo é fornecida pelas galerias de drenagem das minas. De facto, a existência de sistemas de galerias de minas tende a drenar o maciço rochoso e a aumentar o caudal das ribeiras na região circundante.

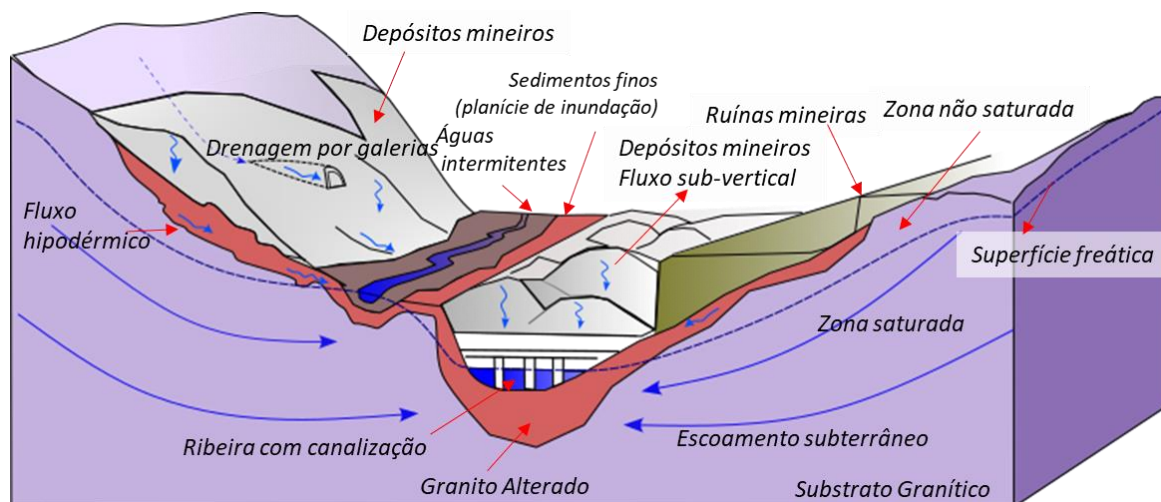


Figura 7.5. Modelo hidrogeológico conceptual postulado para a área mineira de Regoufe.

7.4 - Interpretação de secções hidrogeológicas

7.4.1 Metodologia e considerações na geração das secções hidrogeológicas

O processo de criação de perfis hidrogeológicos representa a fase final do levantamento do solo e do subsolo. Combina a integração de informação de observações de campo e resultados geofísicos em perfis de dados eléctricos, sísmicos e electromagnéticos. Na ausência de informação piezométrica, dados do nível das águas subterrâneas nos poços, porosidade quantificada e informação de permeabilidade, o modelo hidrogeológico representado nas secções seguintes é altamente interpretativo e exigiria futuras investigações para ser corroborado. Contudo, como em muitas disciplinas das Geociências, as incertezas próprias de sistemas hidrogeológicos complexos procuram

ser atenuadas pela integração de diferentes técnicas geofísicas e pelo uso de modelos geológicos análogos, que serão explicados nos parágrafos seguintes.

Para obter uma imagem representativa da área mineira, foram feitas quatro secções hidrogeológicas, três delas perpendiculares ao eixo do vale onde se encontra a mina (secções “A”, “B” e “C”) e uma secção paralela ao eixo situado na zona central (secção “D”), limitada à zona sul, onde se encontra a maior parte dos depósitos de escombres, objetivo principal deste trabalho. A Figura 7.6 ilustra a localização das secções hidrogeológicas e dos perfis de resistividade elétrica.

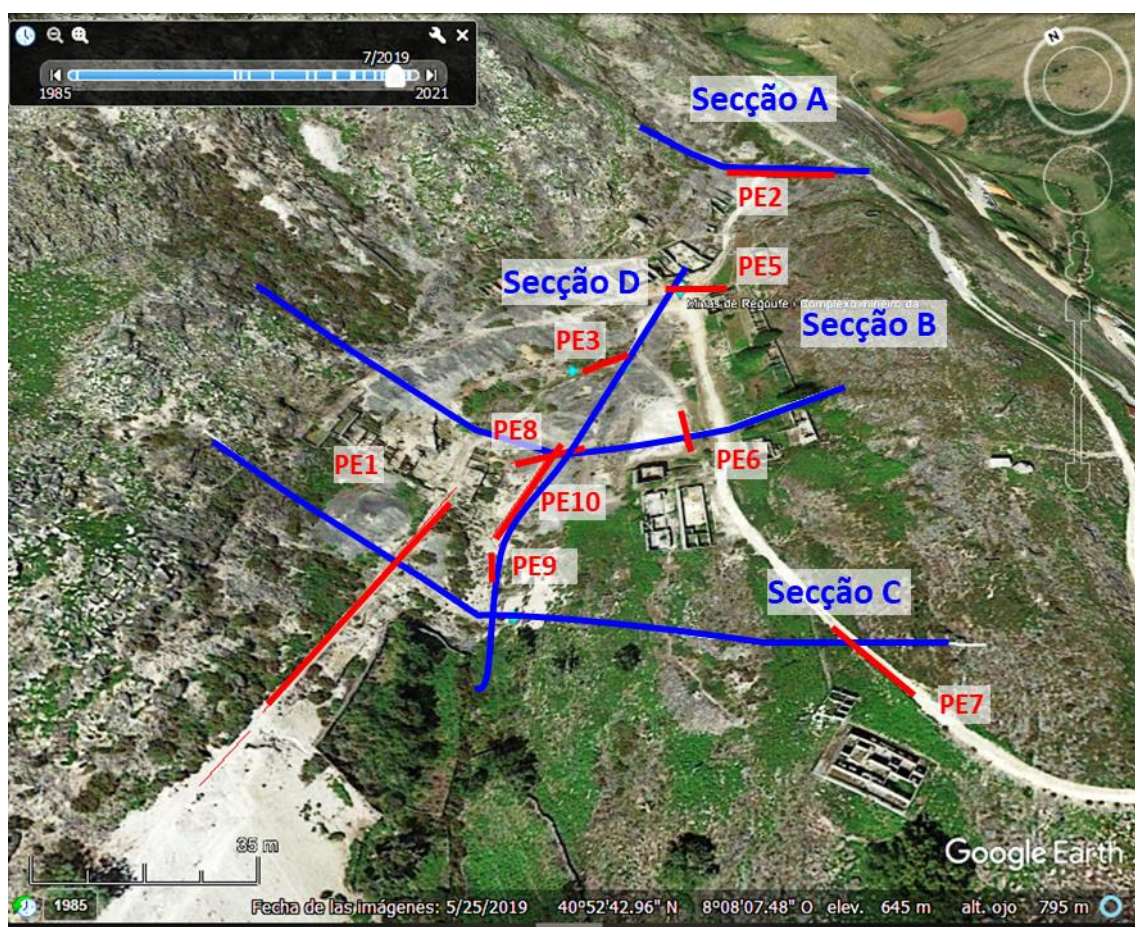


Figura 7.6. Localização das secções hidrogeológicas e perfis eléctricos numa vista geral 3D com a fotografia aérea.

O fluxo de trabalho para integrar e representar a informação recolhida é ilustrado no fluxograma da Figura 7.7. A ideia geral é que a partir das medições diretas em amostras (observações à superfície e amostragem de solo e água), as medições geofísicas são correlacionadas e interpretadas para inferir propriedades geomecânicas e hidrogeológicas de subsuperfície. Primeiro, partindo dos dados geofísicos de maior resolução vertical e menor cobertura espacial (sísmica e ERT), a interpretação é

extrapolada a partir de medições geofísicas de maior cobertura espacial (EM). Esta interpretação é apoiada por modelos geológicos análogos, informação hidrogeológica conceptual e o mapa de ocupação de solo. Em detalhe, o fluxo de trabalho utilizado nesta parte do projeto é o seguinte: (1) Definição da localização das secções segundo os objetivos do estudo e localização da informação geofísica (2) Extrair a informação topográfica nos perfis dos modelos digitais de elevação do terreno (DEM). (3) Sobrepor os perfis geofísicos nas suas respectivas localizações, preservando a escala. Ou seja, perfis de resistividade eléctrica 2D (ERT), perfis de refacção sísmica 2D (modelo de velocidade de onda “p”), e perfis 1D resultantes da integração da refacção sísmica - MASW (perfil de velocidade de onda “s” e módulo de Young (E)). (4) As zonas observadas de água superficial, tipo de solo (amostras e observações de campo) e as elevações das galerias mais baixas observadas no campo são projetadas. (5) A interpretação do solo e do substrato granítico é feita a partir das zonas onde foram feitas medições diretas, e através dos dados indiretos é extrapolada com base em informação conceptual e modelos análogos. (6) As elevações dos níveis da superfície freática para as estações de Inverno e Verão são interpretadas com base em informação geofísica e no modelo hidrogeológico conceptual.

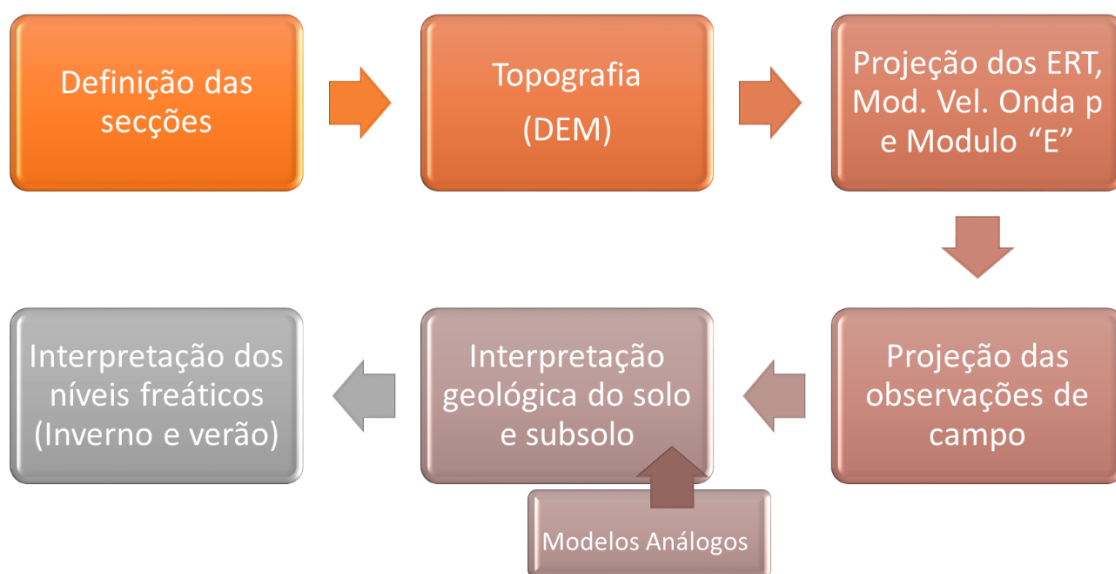


Figura 7.7 Fluxograma com a metodologia para gerar as secções hidrogeológicas.

7.4.2 Resultados e análise das secções hidrogeológicas

As secções realizadas, bem como a interpretação dos solos, da rocha e da distribuição do fluxo de água são descritas a seguir. A interpretação considera as observações feitas nos capítulos anteriores, em termos das respostas eléctricas e sísmicas do subsolo e das águas subterrâneas. No que respeita ao material rejeitado, espera-se uma grande deposição nas encostas e vale da zona mineira. Em geral, em termos geológicos e seguindo modelos análogos, dada a proximidade de zonas húmidas, espera-se um maior grau de alteração do corpo granítico em direcção aos vales, devido ao maior contacto com as águas meteóricas. Dada a falta de informação sísmica na maior parte da área, foram utilizados como base os perfis eléctricos e a sua integração com as estimativas da espessura dos solos a partir dos perfis sísmicos PS1 e PS2. A disposição dos planos de falha e fratura é hipotética, pelo que a orientação das falhas e fraturas deve ser ainda mais validada com estudos de campo para corroborar a sua disposição geométrica.

Secção “A”:

A Figura 7.8 mostra a localização da Secção “A”, juntamente com as observações de campo, informação topográfica, localização do perfil PE2 e a interpretação dos polígonos de ocupação do solo (mais detalhes sobre isto podem ser encontrados na secção 7.2 deste capítulo).

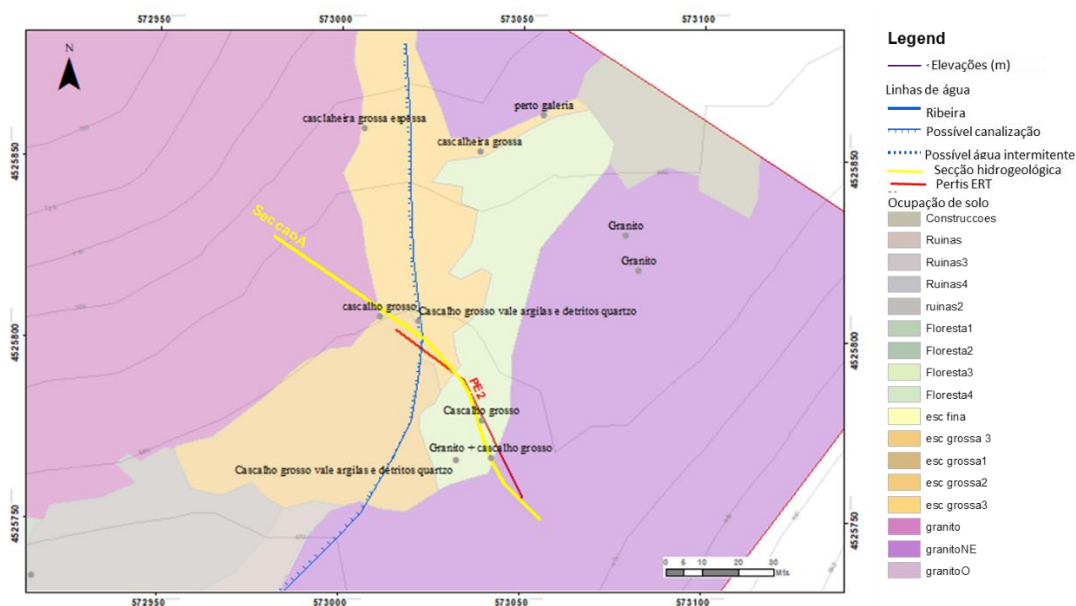


Figura 7.8 Mapa de localização da secção “A”, indicando os dados utilizados para a sua interpretação: perfil de resistividade, observações de campo e mapa de ocupação do solo.

A interpretação da Secção “A” é apresentada na Figura 7.9. Esta secção é a secção mais setentrional e mais a montante do vale mineiro. No campo, foi observado um afloramento do corpo granítico a leste, com fraturamento perto dois 45°, ligeiramente alterado Figura (7.9.a). Na encosta leste, foi observada a aglomeração de cascalheira grosseira, passando para uma zona com depósitos detríticos finos e observando-se novamente cascalho grosseiro na encosta oeste.

Estas observações estão claramente correlacionadas no perfil eléctrico PE2, onde as zonas altamente resistivas e homogéneas se correlacionam com o granito em afloramento. Por outro lado, as zonas com sedimentos mais finos com maior saturação de água aparecem com resistividades mais baixas (cores azuis na parte mais superficial). A cascalheira de grão grosso aparece com altas resistividades e maior concentração na parte ocidental (Figura 7.9.b), onde em profundidade se observa uma forte diminuição da resistividade, bastante sub-horizontal. Esta zona é interpretada como uma zona de fluxo de águas subterrâneas ou, eventualmente, uma zona de fluxo hipodérmico, cujos depósitos são caracterizados por uma elevada permeabilidade, e que estão provavelmente em contacto com o substrato granítico de permeabilidade muito menor. Na parte central, a uma altitude de 675 m a.s.l., observam-se dois padrões, uma região com alta resistividade que é interpretada como aglomerados de cascalhos grosseiros com baixa saturação de água e uma região próxima do substrato granítico, que é interpretada como sendo intensamente fraturada, causando uma zona de fluxo hídrico vertical. Como mencionado acima, a disposição dos planos de falha e fratura é hipotética, neste caso o corredor de falha é interpretado na sequência da mudança abrupta da resposta eléctrica do perfil.

No que respeita à interpretação do modelo hidrogeológico nesta secção, com base na informação da resistividade, a superfície freática é representada para as estações de Verão e Inverno (Figura 7.9.c). Devido à falta de informação sísmica, e sem observações dos fluxos de superfície durante as visitas de campo, estima-se que nesta área a superfície freática é relativamente profunda, sendo ainda mais profunda durante a estação seca.

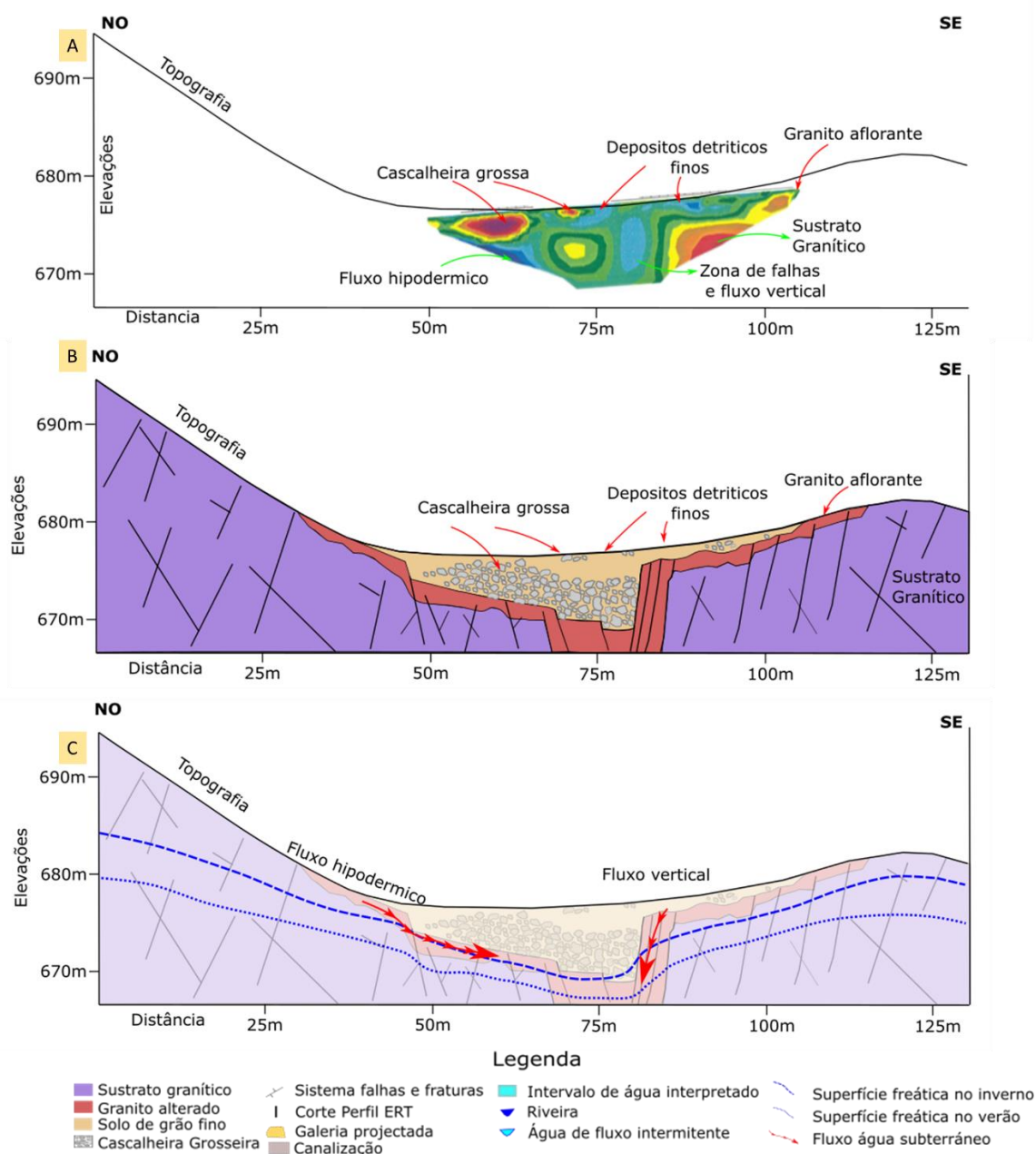
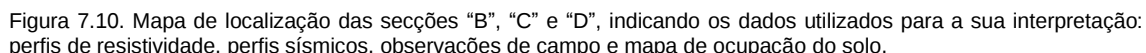


Figura 7.9. Secção com interpretação hidrogeológica "A" (ver localização no mapa na Figura 7.8). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.

Secção "B":

Esta secção situa-se na parte central do eixo do vale mineiro, cortando-o perpendicularmente (Figura 7.10). Na parte noroeste e sudoeste, foram observados afloramentos graníticos nas zonas mais altas de ambos os lados do vale (Figura 7.11.b). Na parte inferior desta encosta noroeste existem depósitos de rejeitos com material grosseiro, sendo predominantes na zona mais deprimida do vale. Como pode ser visto no mapa de ocupação na Figura 7.10, esta zona tem áreas de floresta com uma



1789

Em relação a interpretação hidrogeológica deste perfil, a superfície freática é mais superficial em comparação com a secção “A”. Nos perfis elétricos PE6, PE8 y PE10 foram interpretados os níveis de água subterrânea, o que permitiu a delimitação da superfície freática da estação seca e húmida (Figura 7.11.c). Nesta secção, a galeria menos elevada da área é projetada para simular o seu efeito sobre a superfície freática. Neste sentido, como as galerias originam uma forte drenagem do maciço, é de esperar que nas áreas próximas das galerias, a superfície freática se aprofunde. Enquanto que quando nos afastamos em direcção ao maciço granítico a oeste, a superfície freática se eleva.

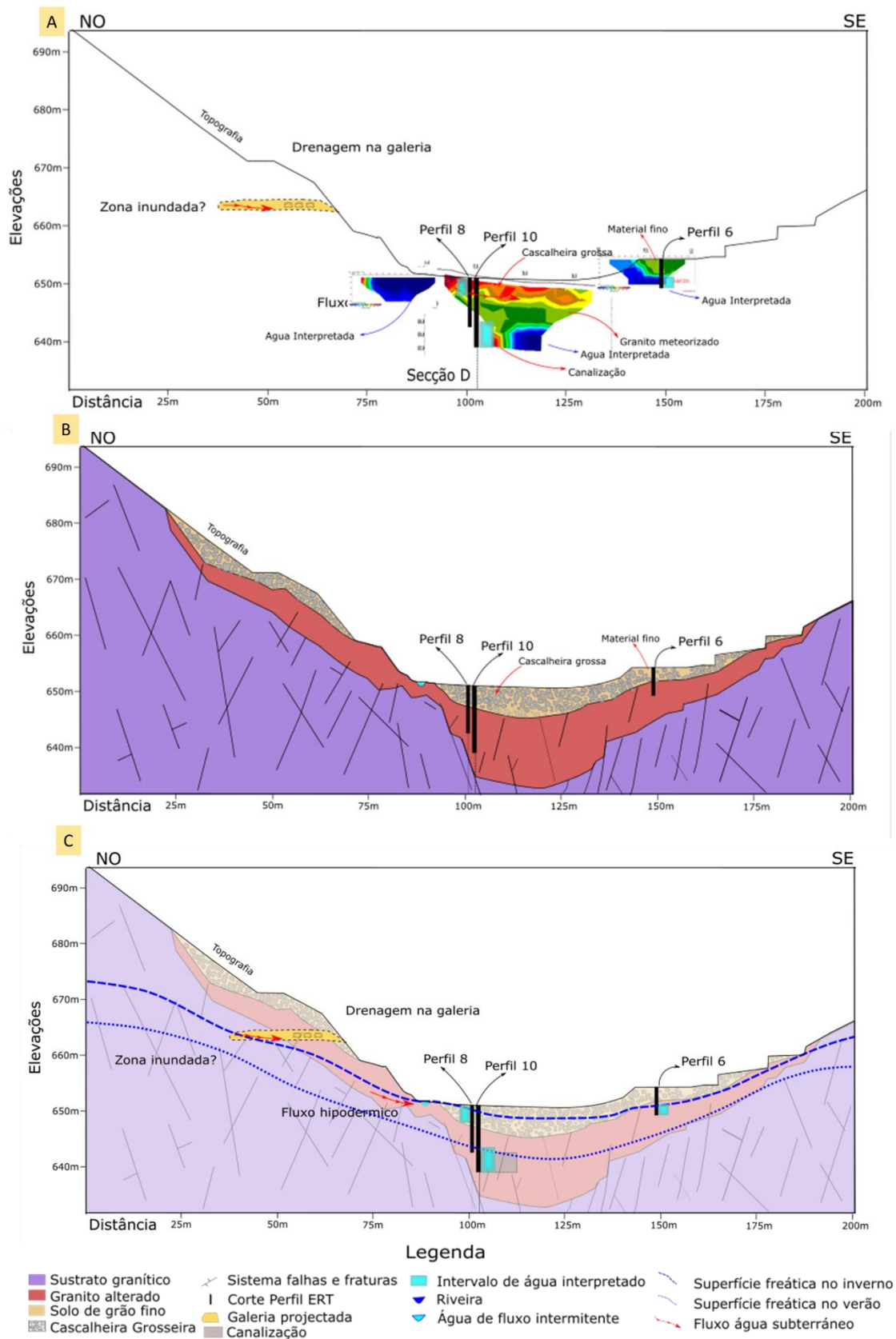


Figura 7.11. Secção com interpretação hidrogeológica "B" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.

Secção “C”.

Esta secção está localizada na parte mais a sul da área de estudo (ver Mapa da Figura 7.10). Este perfil do ponto de vista geológico apresenta características semelhantes a Secção “B”, com a presença de cascalhos grosseiros na costa ocidental (observados no perfil PE1) e o substrato granítico a leste, confirmada neste caso pela resposta resistiva no perfil eléctrico PE7 (Figura 7.12). A principal diferença no que respeita aos depósitos é a presença de detritos heterogéneos (entre cascalho grosso e material fino) com predominância de cascalho fino acumulado nas proximidades do vale, muito próximo do principal depósito mais homogéneo e extenso na parte sudoeste da área de estudo (Figura 7.12.b).

Do ponto de vista hidrogeológico, esta secção apresenta um esquema muito semelhante ao da secção “B”, sendo a principal diferença a presença de uma ribeira observada ao longo do ano nas diferentes viagens de campo, de modo que se interpretam a superfície freática de Inverno e Verão nesta elevação (Figura 7.12.c). As profundidades da água interpretadas foram extraídas das observações no perfil PE1, associadas à estação húmida, tal como apresentado na figura 7.12.c.

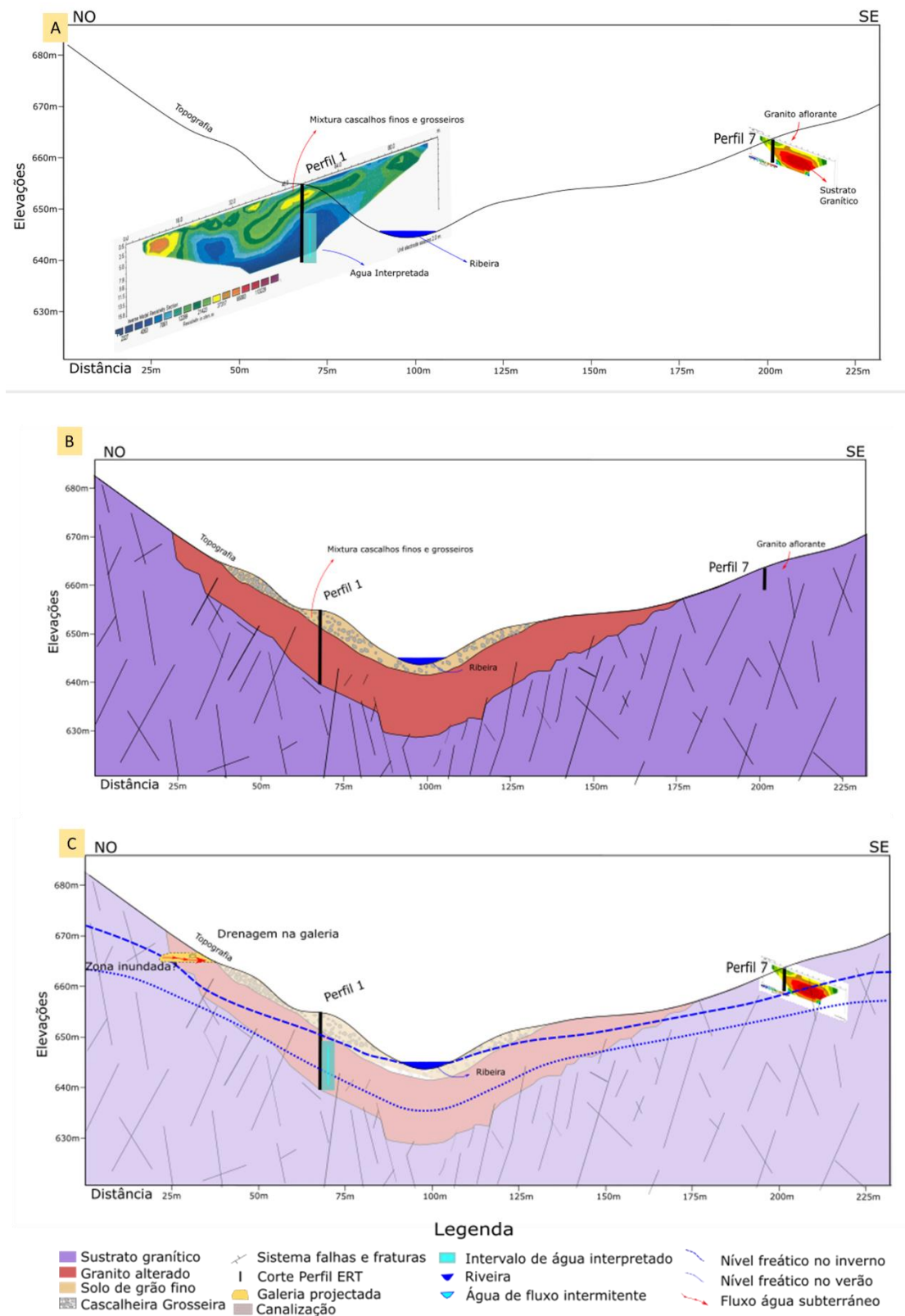


Figura 7.12. Secção com interpretação hidrogeológica "C" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície. B) Interpretação geológica C) Interpretação hidrogeológica.

Secção “D”.

A Secção “D” é considerada como uma das secções mais importantes do complexo. Esta secção, paralela ao eixo do vale, foi definida a partir da maior quantidade de informação disponível no centro do vale e perpendicular às secções “B” e “C” (Figura 7.10). Em particular, esta secção chave permitiu a integração de informação dos 2 perfis sísmicos PS1 e PS2, bem como dos perfis eléctricos PE3, PE5, PE8, PE9 e PE10. Deve notar-se que, assim como os perfis de velocidade de onda “p” 2D extraídos das estimativas sísmicas, a velocidade da onda “s” e módulo de Young (E) também foram obtidos como explicado no Capítulo 5.

A Figura 7.13.a mostra os dados correspondentes aos perfis eléctricos, bem como a sua interpretação subsuperficial em termos de tipo de solo e níveis de água interpretada. A Figura 7.13.b mostra os dados sísmicos 2D da onda “p” e o perfil do módulo do Young (E) no centro dos perfis sísmicos correspondentes.

Uma das informações mais importantes que podem ser extraídas deste perfil corresponde aos dados de espessura dos solos geotécnicos, obtidos a partir das informações de refração sísmica e corroboradas com os resultados do MASW, tal como descrito no Capítulo 5 (Figuras 7.13.b e Figura 7.14.a). A partir desta interpretação, foi feito um ajustamento das espessuras nas restantes secções da área, considerando que os depósitos de resíduos poderiam ter uma espessura equivalente nas outras secções. Obviamente, esta é uma hipótese bastante conservadora e a prospecção futura poderia melhorar a previsão noutras áreas (oeste e nordeste da área mineira). Em relação à interpretação da zona de transição do granito alterado para o substrato rochoso mais rígido, foi utilizado o módulo Young, sendo equivalente em termos de profundidades nestes perfis (15m de profundidade) (Figura 7.13.b e Figura 7.14.a). Note-se que dada a baixa qualidade dos resultados do MASW, esta interpretação é bastante questionável e recomenda-se que sejam utilizadas outras técnicas para a verificação combinada com estas interpretações.

Ao integrar a informação de possíveis profundidades da superfície freática obtidas nos perfis eléctricos, a elevação da ribeira e a informação sísmica da onda “p”, observa-se que existe uma boa correlação a níveis profundos, que são interpretados como correspondentes à superfície freática nesta área (aproximadamente 643 m a.s.l.). Uma destas observações é evidente ao comparar as secções sísmicas PS1 e PS2 adquiridas na mesma data, e, portanto, sem efeitos de sazonalidade sobre a superfície freática (Figura 7.13.b). Na secção mais profunda, a mudança de velocidade da onda “p” de

1800 m/s para 2400 m/s está a cerca de 640 m a.s.l. de elevação. Enquanto a secção PS1 esta mudança ocorre ligeiramente mais alta e com um nível freático consistentemente mais alto (645 m a.s.l.). Deve-se notar que em sedimentos desta natureza a interface ar-água tem um forte impacto na onda “p”, pelo que é frequentemente utilizada para estimar a superfície freática. Em comparação, a velocidade da onda “s” permanece inalterada pela presença de água e é, mas bem afetada por os parâmetros mecânicos da rocha/solo.

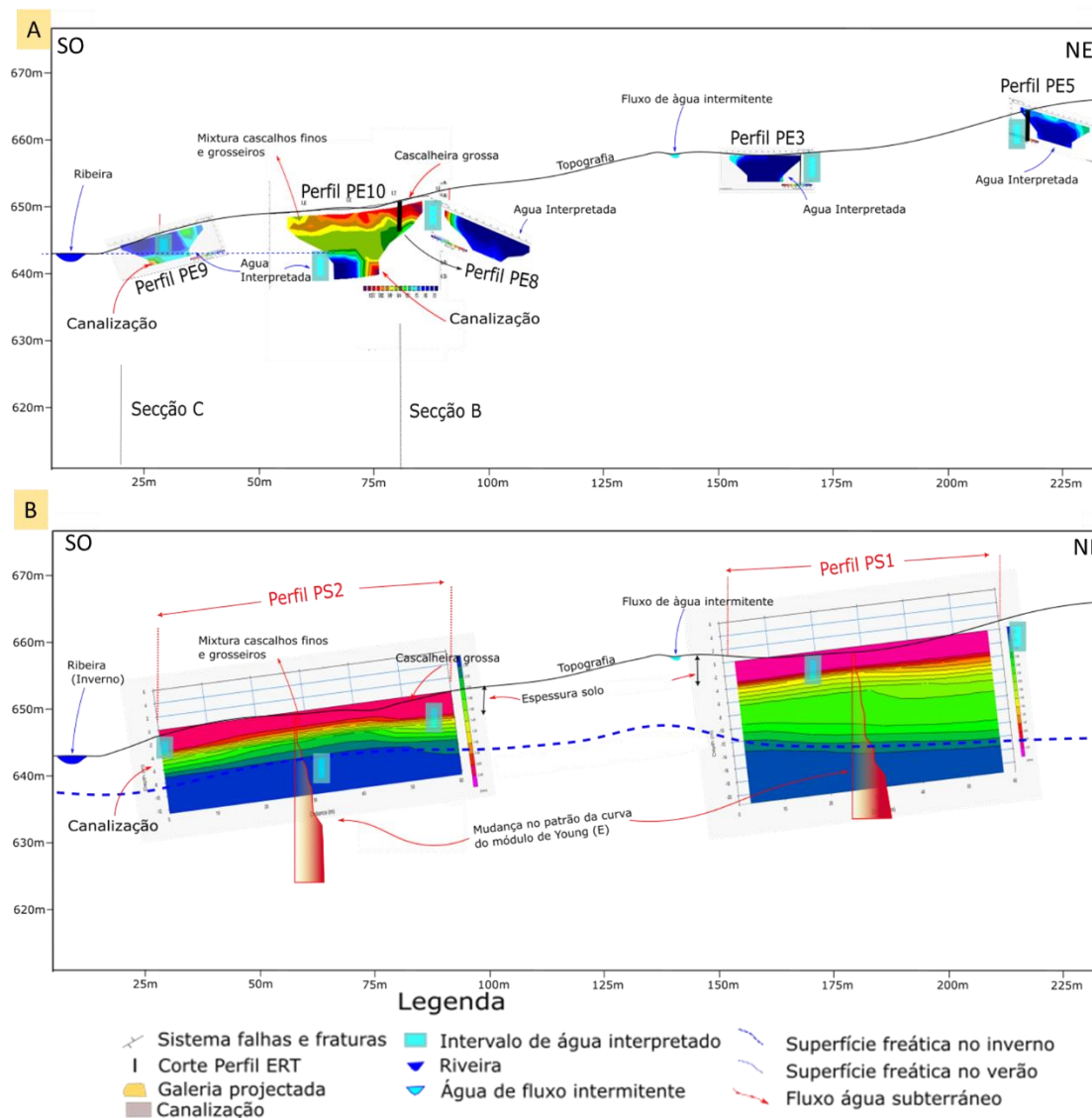


Figura 7.13. Secção com interpretação hidrogeológica "D" (ver localização no mapa na figura Int5). A) Dados utilizados e calibrados com observações de superfície (perfis ERT). B) Perfis Sísmicos (velocidade de onda “p” 2D e Módulo de Young médio para Perfis PS1 e PS2).

A partir desta informação e considerando os perfis altamente saturados em água (PE8, PE3 e PE5), foi definida a superfície freática para a estação húmida, e os resultados da informação sísmica e dos perfis PE9 e PE10 como os níveis correspondentes à estação seca (Figura 7.14.b).

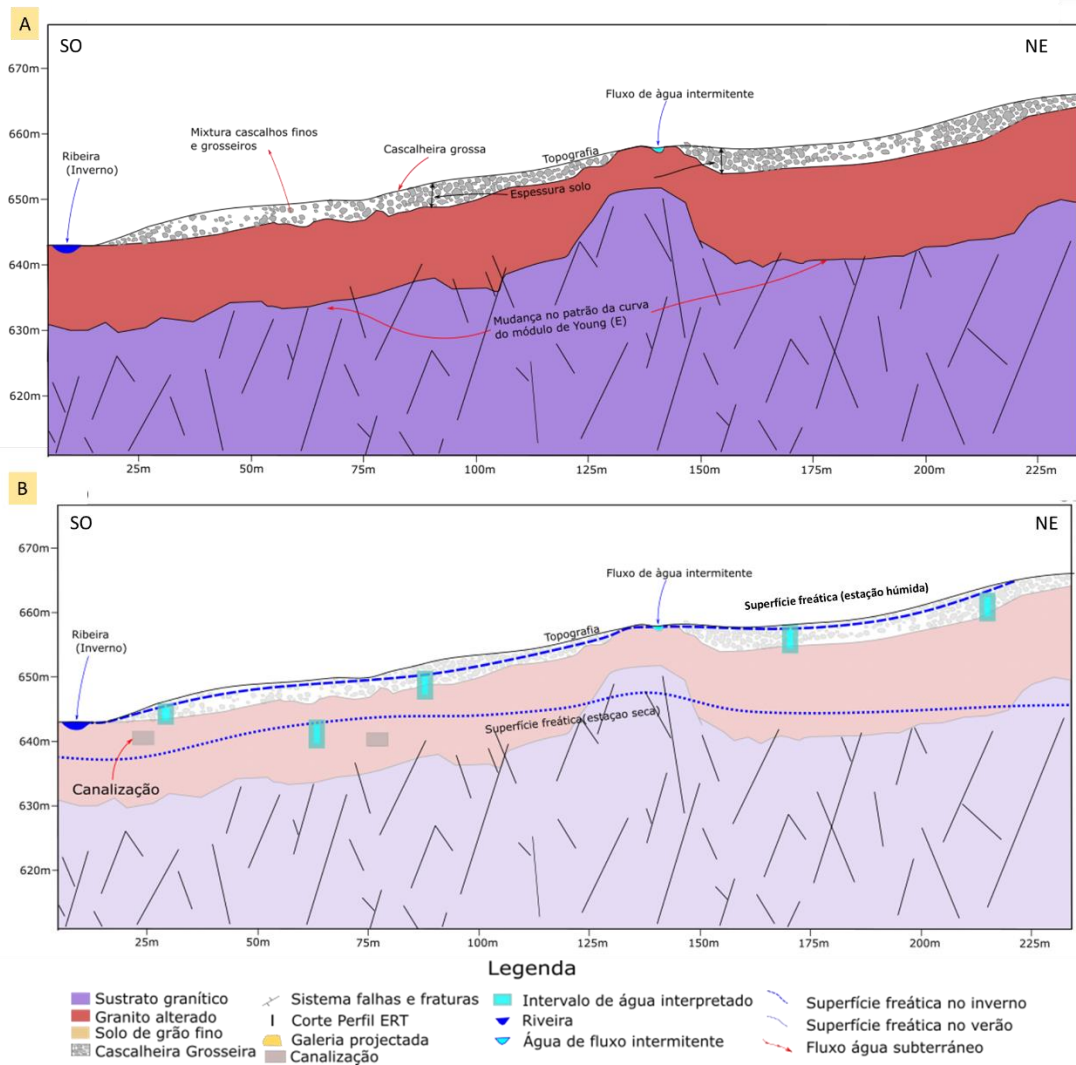


Figura 7.14. Secção com interpretação hidrogeológica "D" (ver localização no mapa na Figura 7.10). A) Interpretação geológica B) Interpretação hidrogeológica.

Finalmente, é apresentada uma imagem 3D dos perfis geológicos interpretados na área da área mineira de Regoufe, resumindo as observações gerais relativas à distribuição dos tipos de solo e rochas (Figura 7.15). Em geral, de montante a jusante, observa-se um alargamento do vale, com a área ocupada por depósitos de resíduos a aumentar em direcção ao sudoeste. Estes depósitos ocupam principalmente a área central do vale e as costas ocidentais, com acumulações de cascalho grosseiro e depósitos detríticos mais finos entre 3 e 5 metros de espessura. Em relação ao substrato granítico, é

interpretado com maior alteração na zona central do vale a uma profundidade de 15 metros, aparecendo gradualmente menos alterado nas zonas mais altas do sistema montanhoso.

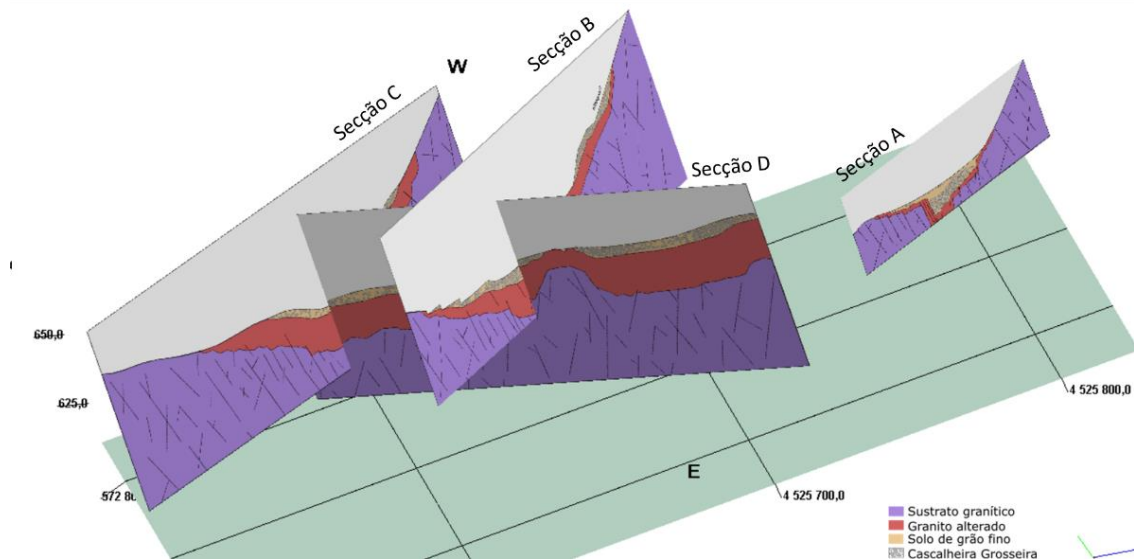


Figura 7.15. Visualização 3D das secções geológicas interpretadas (vista desde noroeste).

7.4.3 Discussão do modelo hidrogeológico na zona mineira de Regoufe.

Finalmente, para visualizar as variações espaciais e correlacionar as observações aqui destacadas foi realizado um modelo 3D mediante técnicas de interpolação baseado nos dados de resistividade dos perfis e limitados pela superfície topográfica obtida do modelo digital de terreno (MDT) (Figura 7.16). Também é mostrada uma imagem 3D com a interpretação geológica (Figura 7.17) e as anomalias de resistividade elétrica mais baixas interpretados para a área da mina de Regoufe. O modelo mostra as zonas de maior resistividade nas zonas mais elevadas, associadas principalmente com o substrato granítico, diminuindo em direcção à parte central do vale. Na zona sudeste, uma zona mais húmida e menos resistiva é interpretada, no entanto, estas zonas não foram avaliadas e apresentam uma elevada incerteza.

Quanto ao modelo hidrogeológico, a geometria da superfície freática assume as condições de um maciço rochoso cristalino, de baixa permeabilidade e porosidade, com uma anisotropia acentuada devido à orientação preferencial de falhas e fraturas, típica deste tipo de sistema. Assim, espera-se que a superfície freática, tal como discutido nos fundamentos teóricos deste capítulo, esteja próximo da superfície e cada vez mais alto na parte superior do maciço e mais baixo em direcção às zonas do vale, até chegar às zonas de descarga nas encostas. Como as galerias funcionam como uma forte área de drenagem, espera-se que, nas áreas próximas das galerias, a superfície freática se aprofunde. Enquanto que quando nos afastamos em direcção ao maciço granítico a oeste, a superfície freática se eleve. De facto, são atualmente observados sistemas de tubagens que captam a água das galerias e a transportam para tanques ou áreas de irrigação na jusante da área de estudo.

No modelo 3D de resistividade eléctrica, destacam-se as áreas azul-violeta, que são menos resistivas e são interpretadas, portanto, como zonas com uma maior capacidade de ionização. Estas são consideradas como as áreas com maior potencial de contaminação, como mostra a Figura 7.17.

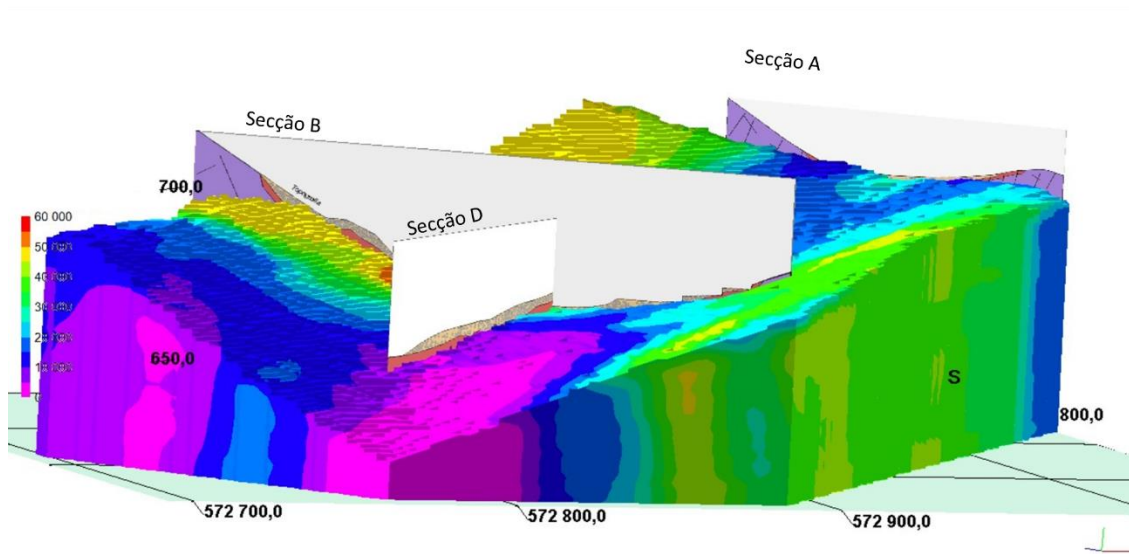


Figura 7.16. Visualização 3D do modelo de resistividades elétricas e secções geológicas interpretadas.

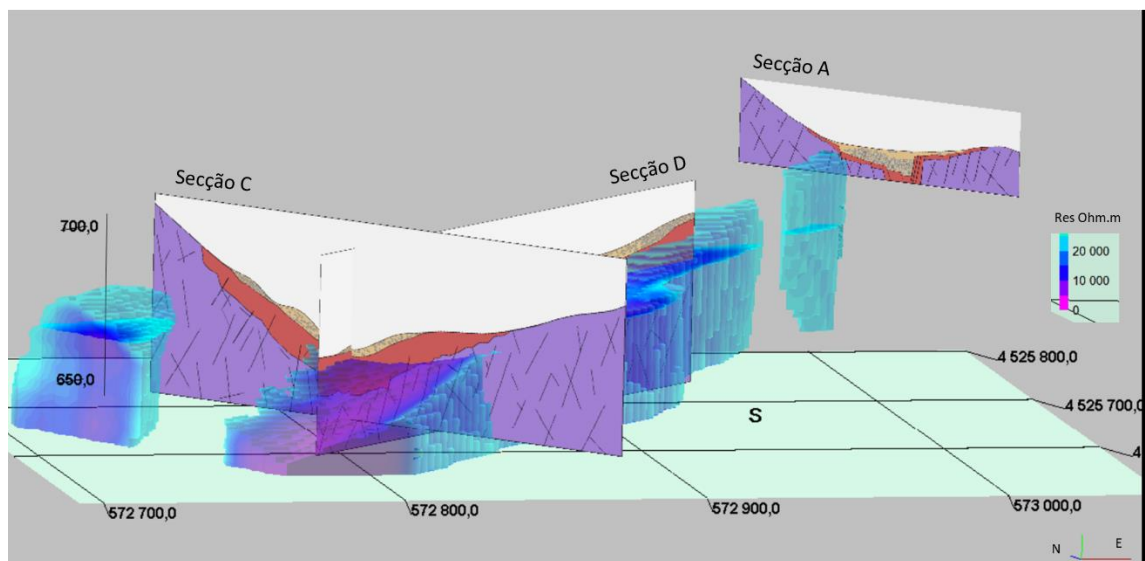


Figura 7.17. Visualização 3D das secções hidrogeológicas em conjunto com as anomalias de resistividade elétrica (áreas potencialmente com as águas mais contaminadas).

Capítulo 8: Considerações finais

Conclusões

- A integração dos dados geofísicos do subsolo e análises laboratoriais permitiu-nos estabelecer relações entre as propriedades elétricas do subsolo, e as observações em amostras de campo de solo e água. As propriedades elétricas estão caracterizadas pela baixa condutividade nos solos de depósitos com cascalheiras de grão grosseiro, depósitos de grão fino de natureza quartzítica e no substrato granítico. Pelo contrário, existe uma elevada condutividade em áreas de elevada saturação de água associada a zonas de fluxo subterrâneo ou como resposta da superfície freática.
- A integração geofísica utilizando técnicas como a refração sísmica e o MASW permitiu uma melhor caracterização da espessura dos depósitos de resíduos da mina, diferenciação da zona granítica de grande alteração e profundidade do substrato granítico. Assim como a definição da superfície freática no vale central.
- Como parte dos objetivos deste projeto foram gerados mapas de condutividade elétrica (EM) e de resistividade elétrica (ERT). No caso do EM os mapas parecem refletir uma elevação mais alta da superfície freática no lado oriental do vale da mina. Em contraste com a área ocidental, onde a condutividade é relativamente mais baixa. Nesta última região, este fenómeno pode estar associado à maior drenagem devido a uma grande quantidade de túneis e galerias presentes. Enquanto, os mapas de resistividade (ERT) refletem uma área central do vale da mina com valores de cerca de 1000 $\Omega.m$. Estes valores, comparados com a análise laboratorial utilizando água mineralizada, são muito mais elevados, indicando uma baixa probabilidade de ocorrência de água ionizada e, portanto, baixos níveis de contaminação.
- Contudo, a análise combinada dos dados sísmicos utilizados na inversão dos dados eléctricos controlados pela estrutura no perfil PE10 apresentam valores de resistividade de cerca de 100 $\Omega.m$, o que indica uma redução significativa das resistividades em relação à modelização anterior sem considerar a estrutura. Aliás, esta diferencia é significativa quando comparado com os restantes perfis (2000 –

3000 $\Omega.m$), sugerindo uma maior concentração de águas subterrâneas ionizadas ou potencialmente contaminadas.

- Foram construídas quatro secções hidrogeológicas, um modelo 3D de resistividades elétricas e um modelo conceptual hidrogeológico, para caracterizar os depósitos de resíduos da mina e as hipotéticas superfícies freáticas. Apesar da elevada incerteza em regiões de sistemas cristalinos, este tipo de modelização integrada fornece uma base para futuras análises mais detalhadas do sistema hidrogeológico em redor da área mineira. Assim como definir trabalhos de intervenção ambiental adequados, tais como a remediação do solo e o tratamento de água potencialmente contaminada.

Trabalhos futuros

Como trabalhos futuros propomos:

- Efetuar perfis elétricos mais profundos nas regiões das encostas da montanha com o objetivo de validar o modelo hidrogeológico proposto (por exemplo, a leste do perfil PE6).
- Utilizar técnicas como a indução elétrica para avaliar a existência de precipitação de sulfuretos nas zonas mais profundas.
- Avaliar a possibilidade de utilizar dispositivos eletromagnéticos de maior sensibilidade com a possibilidade de caracterizar condutividades inferiores a 1 mS/m.
- Realizar campanhas simultâneas ERT / EM e sísmicas de refração para evitar as flutuações da superfície freática observadas neste estudo e assim melhorar os modelos hidrogeológicos aqui propostos.
- Com base numa melhor estimativa da espessura das camadas geológicas e da superfície freática (sísmica de refração e ERT), realizar uma nova modelação dos perfis elétricos existentes com a metodologia aqui utilizada (inversão elétrica controlada pela estrutura). Desta forma, é possível verificar a existência de áreas com maior potencial de contaminação no subsolo, como se pode ver nos resultados da modelação do perfil PE10 no presente estudo.
- Avaliar a possibilidade de fazer medições potenciométricas em poços na área, e túneis de galerias para obter maior detalhe da disposição dos fluidos.

Referências bibliográficas

- Balda, M.A.D., Casquero, J.G., Monteserín, V., Martín, F.N., Alonso, M.V.P. and Casas, R.R., 1990. Clizallamientos Subverticales Postiores A La Segunda Fase De Deformación Hercínica Al Sur De Salamanca (Zona CEentro Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3(1): 117-125.
- Beck, A.E., 1981. *Physical principles of exploration methods*. Macmillan International Higher Education.
- Bergmann, P., Ivandic, M., Norden, B., Rücker, C., Kiessling, D., Lüth, S., Schmidt-Hattenberger, C. and Juhlin, C., 2014. Combination of seismic reflection and constrained resistivity inversion with an application to 4D imaging of the CO2 storage site, Ketzin, Germany. *GEOPHYSICS*, 79(2): B37-B50.
- Best, M.G.C., E.H., 2002. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 pp.
- Billings, M.P., 1972. *Structural geology*. Prentice-Hall Englewood Cliffs, New Jersey, 340 pp.
- Birch, F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 1. *Journal of Geophysical Research*, 65(4): 1083-1102.
- Bouchedda, A., Chouteau, M., Binley, A. and Giroux, B., 2012. 2-D joint structural inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar data. *Journal of Applied Geophysics*, 78: 52-67.
- Broadbent, M. and Habberjam, G., 1971. A solution of the dipping interface problem using the square array resistivity technique. *Geophysical Prospecting*, 19(3): 321-338.
- Brun, J.-P. and Burg, J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 61(2): 319-332.
- Candeias, C., da Silva, E.F., Salgueiro, A.R., Pereira, H.G., Reis, A.P., Patinha, C., Matos, J.X. and Ávila, P.H., 2011. Assessment of soil contamination by potentially toxic elements in the aljustrel mining area in order to implement soil reclamation strategies. *Land Degradation & Development*, 22(6): 565-585.
- Carrington da Costa, J., 1950. *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos de Portugal, Portugal, Lisboa, pp.
- Carvalho, J.M., Chaminé, H.I., Afonso, M.J., Marques, J.M.E., Medeiros, A., Garcia, S., Gomes, A.A., Teixeira, J. and Fonseca, P.E., 2005. Productivity and water costs in fissured-aquifers from the Iberian crystalline basement (Portugal): hydrogeological constraints.
- Chalise, S., 1997. High mountain hydrology in changing climates: perspectives from the Hindu Kush-Himalayas. *Developments in hydrology of mountain areas. Proceedings of FRIEND AMHY Annual Report*(4): 23-31.
- Correia, V.F., Favas, P.J.C. and Sá, A., 2012. Impacto das drenagens ácidas das minas de Regoufe e Rio de Frades (Geoparque Arouca) na qualidade de água superficial. Pombalina Coimbra University Press.
- Couto, H., 1993. *As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã*. Universidade do Porto, Porto, 607pp. pp.
- Dentith, M. and Mudge, S.T., 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Dias, G.T., 2001. Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). *Geoquímica e Petrogênese de Rochas Granitóides: Mem. Acad. Sci. Lisbon, TOMO XXXIX*: 121-143.

- Dorman, J. and Ewing, M., 1962. Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area. *Journal of Geophysical Research*, 67(13): 5227-5241.
- Durães, N., Portela, L., Sousa, S., Patinha, C. and da Silva, E.F., 2021. Environmental Impact Assessment in the Former Mining Area of Regoufe (Arouca, Portugal): Contributions to Future Remediation Measures. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 18(3): 1180.
- Eary, L.E., Runnells, D.D. and Esposito, K., 2003. Geochemical controls on ground water composition at the Cripple Creek mining district, Cripple Creek, Colorado. *Applied Geochemistry*, 18(1): 1-24.
- Exército, I.G.d., 2000. CARTA MILITAR DE PORTUGAL na escala 1,25000, Lisboa : I.G.E.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Pablo Maciá, J.d. and Rodríguez Fernández, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1: 411-431.
- Favas, P.J.C., Pratas, J. and Gomes, M.E.P., 2010. Hidroquímica das águas superficiais na área mineira de Regoufe (Arouca, Norte de Portugal). In: G.S.G.d. Portugal (Editor), VIII Congresso Nacional de Geologia. *Revista Electrónica de Ciências da Terra Geosciences On-line Journal*.
- Favas, P.J.d.C., 2008. Biogeoquímica em áreas minerais estano-volframíticas.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E. and Ribeiro, A., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico, *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Libro Homenaje a LC García de Figuerola*, pp. 37-51.
- Fetter, C.W., 2001. *Applied Hydrogeology*. Prentice-Hall, Inc, Upper Saddle River, New Jersey.
- Ficklin, W., Plumlee, G., Smith, K. and McHugh, J., 1992. Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas, *International symposium on water-rock interaction*, pp. 381-384.
- Figueiredo, F. and Catarino, L., 2017. Prospecção de recursos hídricos em meio cristalino por métodos geofísicos. Caso de estudo da Senhora do castelo (Mangualde). In: A.-A.P.d.R. Hídricos (Editor), 11 Seminário sobre águas subterrâneas. Instituto Superior de Engenharia do Porto, Porto, Portugal, pp. 6.
- Fitts, C.R., 2002. *Groundwater science*. Elsevier, London.
- Fontoura, M., Moura, R. and Dias, A., 2011. A Geologia e a Geofísica na avaliação da contaminação associada a Vazadouros Controlados-o caso do VC de Matosinhos no Norte de Portugal. *Comunicação Geológicas*, 98(8).
- Foti, S., Parolai, S., Albarello, D. and Picozzi, M., 2011. Application of surface-wave methods for seismic site characterization. *Surveys in geophysics*, 32(6): 777-825.
- García-Hidalgo, J., 1993. Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcuñia y Abenójar (Zona Centroibérica). *Edad de las series. Geogaceta*, 14(5759): 2.
- Geopark, A., 2021. <Regoufe Mines Arouca Geopark.pdf>, <http://aroucageopark.pt/en/>.
- Goldstein, N.E., Benson, S.M. and Alumbaugh, D., 1990. Saline groundwater plume mapping with electromagnetics, *Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume II: Environmental and Groundwater*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 17-26.
- Gonçalves, V., Dias, P., Fontoura, M.J., Moura, R. and Santos, B.S., 2014. Investigating Landfill Contamination by Visualizing Geophysical Data. *IEEE computer graphics and applications*, 34(1): 16-21.

- González, I., Galán, E. and Romero, A., 2011. Assessing Soil Quality in Areas Affected by Sulfide Mining. Application to Soils in the Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Minerals*, 1(1): 73-108.
- Gurtz, J., Zappa, M., Jasper, K., Lang, H., Verbunt, M., Badoux, A. and Vitvar, T., 2003. A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments. *Hydrological Processes*, 17(2): 297-311.
- Habberjam, G.M. and Watkins, G.E., 1967. The reduction of lateral effects in resistivity probing. *Geophysical Prospecting*, 15(2): 221-235.
- Hawie, N., Dubille, M., Guyomar, N., Maury, G., Thomas, V., Vidal, O., Carayon, V., Cuilhe, L., Al-Sahlan, G. and Al-Ali, S., 2016. Innovative and Integrated Multi-disciplinary Workflow for Mature Basins Exploration: The Arabian Platform Case Study, Abu Dhabi International Petroleum Exhibition & Conference. OnePetro.
- Jacques, D., Muchez, P. and Sintubin, M., 2018. Superimposed folding and W-Sn vein-type mineralisation in the Central Iberian Zone associated with late-Variscan oroclinal buckling: A structural analysis from the Regoufe area (Portugal). *Tectonophysics*, 742-743: 66-83.
- Julivert, M. and Ribeiro, A., 1972. Mapa tectónico de la Península Ibérica Y Baleares 1: 1 000 000. Instituto geológico y minero.
- Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I.A., 1984. An introduction to geophysical exploration.
- Keiiti, A. and Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology: Theory and methods.
- Lachmar, T.E., Burk, N.I. and Kolesar, P.T., 2006. Groundwater contribution of metals from an abandoned mine to the North Fork of the American Fork River, Utah. *Water, air, and soil pollution*, 173(1): 103-120.
- Lefort, J. and Ribeiro, A., 1980. La faille Porto-Badajoz-Cordou at-elle controle l'evolution de l'Ocean paleozoique sud-armoricain? *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3): 455-462.
- Limited, G., 2020. Geophysical Instrumentation for exploration & the environment, Ontario, Canada, pp. 4.
- Lottermoser, B.G., 2007. Sulfidic Mine Wastes. In: Springer (Editor), *Mine wastes: characterization, treatment, environmental impacts*. , Berlin, pp. 33-87.
- Lowrie, W. and Fichtner, A., 2020. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press.
- Lubczynski, M.W. and Gurwin, J., 2005. Integration of various data sources for transient groundwater modeling with spatio-temporally variable fluxes—Sardon study case, Spain. *Journal of hydrology*, 306(1-4): 71-96.
- Malagnini, L., Herrmann, R.B., Biella, G. and de Franco, R., 1995. Rayleigh waves in Quaternary alluvium from explosive sources: determination of shear-wave velocity and Q structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(3): 900-922.
- Marques, J., Marques, J.E., Carreira, P., Graça, R., Aires-Barros, L., Carvalho, J., Chaminé, H. and Borges, F.S., 2003. Geothermal fluids circulation at Caldas do Moledo area, Northern Portugal: geochemical and isotopic signatures. *Geofluids*, 3(3): 189-201.
- Marques, J., Santos, M.F., Graça, R., Castro, R., Aires-Barros, L. and Mendes Victor, L., 2001. A geochemical and geophysical approach to derive a conceptual circulation model of CO₂-rich mineral waters: a case study of Vilarelho da Raia, northern Portugal. *Hydrogeology Journal*, 9(6): 584-596.
- Marques, M.C., 2019. Contribuição da resistividade elétrica na avaliação ambiental do subsolo da zona envolvente à Mina de Regoufe, Arouca, Portugal. Relatório apresentado para a Unidade Curricular de Estágio Thesis, Universidade do Porto, Porto, Portugal, 56 pp.
- Martínez-Pagán, P., Faz Cano, Á., Aracil, E. and Arocena, J.M., 2009. Electrical resistivity imaging revealed the spatial properties of mine tailing ponds in the

- Sierra Minera of Southeast Spain. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 14(2): 63-76.
- Martínez, J., Rey, J., Hidalgo, M.C. and Benavente, J., 2012. Characterizing Abandoned Mining Dams by Geophysical (ERI) and Geochemical Methods: The Linares-La Carolina District (Southern Spain). *Water, Air, & Soil Pollution*, 223(6): 2955-2968.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126(2-4): 329-374.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra nova*, 13(2): 122-128.
- Matte, P. and Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibero-Armoricain. *Cr Seances Acad. Sci. Paris*, 280: 2825-2828.
- McClymont, A.F., Roy, J.W., Hayashi, M., Bentley, L.R., Maurer, H. and Langston, G., 2011. Investigating groundwater flow paths within proglacial moraine using multiple geophysical methods. *Journal of Hydrology*, 399(1): 57-69.
- McNeill, J.D., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies, *Geotechnical an Environmental Geophysics: Volume I: Review and Tutorial*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 191-218.
- Moura, R., Noronha, F., Umaraliev, R. and Almeida, F., 2012. Vs Measurements through Dispersive Wave Methods in the urban environment of Porto (North Portugal) the Urban Environment of Porto (North Portugal), Fifteenth World Conference on Earthquake Engineering Lisbon, Portugal.
- Nazarian, S. and Stokoe, K.H., 1984. In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface wave, *Proceedings of 8th Conference on Earthquake Engineering*, San Francisco, 1984. Prentice-Hall, S. Francisco, pp. 31-38.
- Oen, I.S., 1958. The Geology, Petrology and Ore Deposits of the Viseu Region, Northern Portugal. . Drukkerij Holland.
- Oen, I.S., 1970. Granite intrusión folding and metamorphism in central Northern Portugal». *Bol. Geol. y Min*: 157-184.
- Ofterdinger, U.S., Balderer, W., Loew, S. and Renard, P., 2004. Environmental isotopes as indicators for ground water recharge to fractured granite. *Ground water*, 42(6): 868-879.
- Oldenburg, D.W., Li, Y., Farquharson, C.G., Kowalczyk, P., Aravanis, T., King, A., Zhang, P. and Watts, A., 1998. Applications of geophysical inversions in mineral exploration. *The Leading Edge*, 17(4): 461-465.
- Ortega Gironés, E., Hernández Urroz, J. and González Lodeiro, F., 1988. Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suoriental del autóctono de la Zona Centroibérica, Congreso geológico de España. 2, pp. 85-89.
- Palacky, G., 1988. Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1: 53-129.
- Paschke, S.S., Harrison, W.J. and Walton-Day, K., 2001. Effects of acidic recharge on groundwater at the St. Kevin Gulch site, Leadville, Colorado. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 1(1): 3-14.
- Patinha, C., Da Silva, E.F. and Fonseca, E.C., 2004. Mobilisation of arsenic at the Talhadas old mining area—Central Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, 84(3): 167-180.
- Pereira, E.e.a., 2006. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, Folha 13-D Oliveira de Azeméis. In: S.G.d. Portugal (Editor), *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovacao, I. P.

- Pereira, E.e.a., 2007. <13-D_noticia.pdf>. In: T.e.I. Instituto Nacional de Engenharia (Editor), Notícia Explicativa da Folha 13-D Oliveira de Azeméis, Lisboa.
- Pieren Pidal, A.P., 2000. Las sucesiones anteordovícicas de la región oriental de la provincia de Badajoz y área contigua de la de Ciudad Real.
- Pinto, M.C., L.G., Casquet, C., Ibarrola, E. and Ferreira, M.R.P.V., 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico, Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- Reynolds, J.M., 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons.
- Ribeiro, A., Pereira, E. and Dias, R., 1990. Structure in the northwest of the Iberian Peninsula. Pre-mesozoic geology of Iberia: 220-236.
- Ribeiro, A., Pereira, E. and Severo, L., 1980. Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Pereira, E., Oliveira, J., Rebelo, J., Romão, J. and Silva, A., 1991. Sardinian inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone, III Congresso Nac. Geol, Resumos.
- Rix, G., Lai, C.G. and Spang, A.W., 2000. In situ measurements of damping ratio using surface waves. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 126: 472-480.
- Rodríguez Alonso, M.D., 1985. El Complejo Esquisto-Grauwáckico y el Paleozoico en el centro-oeste español. Acta Salamanticensia, 51. Ediciones Universidad de Salamanca.
- Romão, J., 2000. Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa-Morena, Univ. Lisboa, 322 pp.
- Romão, J., Metodiev, D., Dias, R. and Ribeiro, A., 2013. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica.
- San José, M.d., Pieren, A., García-Hidalgo, J., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J. and Perejón, A., 1990. Ante-Ordovician stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Germany, Springer-Verlag: 147-159.
- Schermerhorn, L.J.G., 1956. Igneous, Metamorphic and Ore Geology of the Castro Daire-São Pedro Do Sul region (Northern Portugal). Serv. Geol. Portugal, XXXVII.
- Schermerhorn, L.J.G., 1977. <14-C_carta.pdf>. In: S.G.d. Portugal (Editor), Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, Folha 14-C Castro Daire, Lisboa.
- Schmidt, S.E.A., 2007. Hydrologic evaluation of plugging Dinero Tunnel to improve water quality in Lake Fork Creek, Leadville, CO. 2000-2009-Mines Theses & Dissertations.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. Exploration seismology. Cambridge university press.
- Silva, A., Romão, J., Sequeira, A. and Ribeiro, M., 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro-Oeste de Portugal. X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular.
- Silva, A.M.S.P. and Ribeiro, M., 2004. Um breve relance sobre a arqueologia mineira e industrial de Arouca. In: C.M. Arouca (Editor), Memórias da Terra. Património Arqueológico do Concelho de Arouca. , Arouca, pp. 398-423.
- Sluijk, D., 1963. Geology and Tin-tungsten Deposits of the Regoufe Area, Northern Portugal, &c, Universiteit van Amsterdam.
- Sousa, M.B., 1982. Litoestratigrafia e Estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício: Grupo do Douro (Nordeste de Portugal), Univ. Coimbra, 223 pp.

- Sousa, S.C., 2016. Avaliação do impacto ambiental das minas de volfrâmio de Regoufe - Arouca, Universidade de Aveiro, Aveiro, 115 pp.
- Stokoe, K.H., Wright, S., Bay, J. and Roesset, J., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, Geophysical characterization of sites, pp. 15-25.
- Sundberg, K., 1933. Structural investigations by electromagnetic methods, 1st World Petroleum Congress. OnePetro.
- Tavares, J.I., 2006. Geologia da Região de Regoufe, Universidade de Aveiro, Aveiro, 142 pp.
- Teixeira, C., 1955. Notas sobre geología de Portugal: O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. Empresa Literaria Fluminense, Lisboa.
- Telford, W.M., Telford, W., Geldart, L. and Sheriff, R.E., 1990. Applied geophysics. Cambridge university press.
- Tiedeman, C., Goode, D. and Hsieh, P., 1998. Characterizing a ground water basin in a New England mountain and valley terrain. Groundwater, 36(4): 611-620.
- Todd, D.K. and Mays, L.W., 2004. Groundwater hydrology. John Wiley & Sons.
- Valladares, M., Barba, P. and Ugidos, J., 2002. Precambrian. The geology of Spain: 7-16.
- Valladares, M., Barba, P., Ugidos, J., Colmenero, J. and Armenteros, I., 2000. Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. Implications for other European zones. International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau, 89(1): 2.
- Van Gaans, P., Vriend, S. and Poorter, R., 1995. Hydrothermal processes and shifting element association patterns in the W—Sn enriched granite of Regoufe, Portugal. Journal of Geochemical Exploration, 55(1-3): 203-222.
- Veeken, P., 2007. H. 2007. Seismic Stratigraphy, Basin analysis and Reservoir Characterisation. Handbook of Geophysical Exploration. Oxford: Elsevier Science.
- Vera, J.A., 2004. Geología de España. Igme, Madrid, 884 pp.
- Vilar, A., 1998. O volfrâmio de Arouca no contexto da Segunda Guerra Mundial, 1939-1945, Arouca.
- Vriend, S., Oosterom, M., Bussink, R. and Jansen, J., 1985. Trace-element behavior in the W • Sn granite of Regoufe, Portugal. Journal of Geochemical Exploration, 23(1): 13-25.
- Wagner, F.M. and Uhlemann, S., 2021. Chapter One - An overview of multimethod imaging approaches in environmental geophysics. In: C. Schmelzbach (Editor), Advances in Geophysics. Elsevier, pp. 1-72.
- Winter, J., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Pentice-Hall, New Jersey.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B. and Tian, G., 2002. Determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves. Journal of applied geophysics, 51(2-4): 121-129.
- Yilmaz, Ö., 2001. Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of exploration geophysicists.

Relatórios técnicos

Geonics Limited, 2020. Geophysical Instrumentation for exploration & the environment, Ontario, Canada, pp. 4.

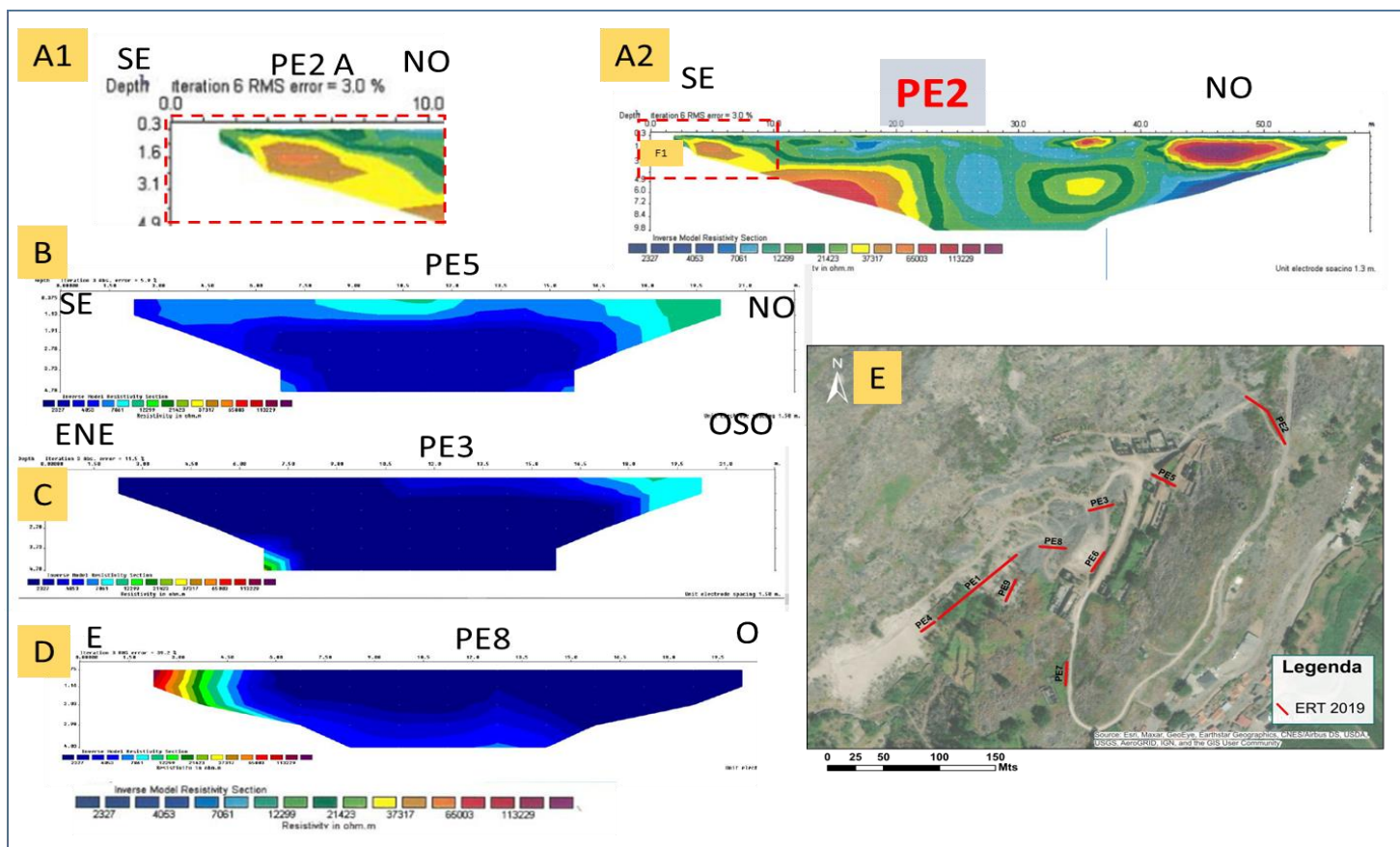
Anexos

Anexo 1

Caso	V/I (Ohm)	Vmn (mV)	Iab (mA)	Vab (V)	Vbat (V)	Vmn1 (mV)	Resistividade (Ohm.m)
Água Serra da Estrela	7641,5	2060,5	0,27	11	12,45	2107,9	296,1
	7724,8	2067,5	0,27	11	12,42	2120,3	299,4
	7801,0	2071,8	0,27	11	12,41	2126,3	302,3
	7679,3	2077,1	0,27	11	12,41	2133,4	297,6
	7586,4	2077,7	0,27	11	12,41	2132,4	294,0
Medias	7686,2	2070,9	0,3	11,0	12,4	2124,1	297,9
Água Frize	111,2	1829,9	16,45	11	12,38	1849,9	4,31
	111,2	1844,9	16,59	11	12,39	1849,6	4,31
	111,5	1851,4	16,61	11	12,39	1858,2	4,32
	111,3	1848,6	16,60	11	12,38	1860,2	4,31
	110,7	1840,5	16,62	11	12,38	1860,2	4,29
Medias	111,2	1843,1	16,6	11,0	12,4	1855,6	4,31
Água Galeria	11570,9	1867,5	0,16	11	12,41	1885,8	448,4
	11199,3	1863,8	0,17	11	12,42	1879,6	434,0
	11599,1	1861,5	0,16	11	12,41	1878,5	449,5
	11556,5	1861,4	0,16	11	12,42	1877,3	447,9
	11278,6	1868,9	0,17	11	12,47	1884,6	437,1
	11251,8	1866,5	0,17	11	12,39	1884,5	436,0
Medias	11375,9	1864,4	0,2	11,0	12,4	1880,9	440,9
Escombreira de finos + Água galeria	17869,6	1901,6	0,11	11	12,42	1909,4	692,5
	18279,2	1901,7	0,10	11	12,39	1910,0	708,4
	17729,7	1902,3	0,11	11	12,41	1910,6	687,1
	17290,7	1902,7	0,11	11	12,42	1909,5	670,1
	18307,3	1903,6	0,10	11	12,38	1911,2	709,5
Medias	17891,3	1902,4	0,1	11,0	12,4	1910,1	693,3
Mat, prox, lavaria + Água galeria	21026,6	1250,7	0,06	11	12,41	1258,7	814,8
	19541,7	1273,4	0,07	11	12,44	1277,4	757,3
	20187,4	1273,0	0,06	11	12,22	1278,5	782,3
	20928,7	1274,5	0,06	11	12,42	1278,9	811,1
	19678,0	1274,3	0,06	11	12,41	1280,5	762,6
Medias	20263,2	1269,2	0,1	11,0	12,4	1274,8	785,3
Mat, lavaria + água Frize	749,5	1869,4	2,49	11	12,39	1902,3	29,0
	752,6	1860,1	2,47	11	12,42	1907,5	29,2
	754,3	1855,2	2,46	11	12,42	1909,5	29,2
	756,6	1852,8	2,45	11	12,42	1912,5	29,3
	759,2	1850,4	2,44	11	12,41	1912,1	29,4
Medias	754,4	1857,6	2,5	11,0	12,4	1908,8	29,2
Mat, escombreira + água Frize	800,4	2039,5	2,55	11,1	12,42	2070,8	31,0
	805,7	2039,1	2,53	11,1	12,44	2079,3	31,2
	809,0	2038,9	2,52	11,1	12,41	2086,1	31,4
	810,9	2029,1	2,50	11,1	12,39	2081,0	31,4
	814,5	2030,8	2,49	11,1	12,38	2089,8	31,6
Medias	808,1	2035,5	2,5	11,1	12,4	2081,4	31,3

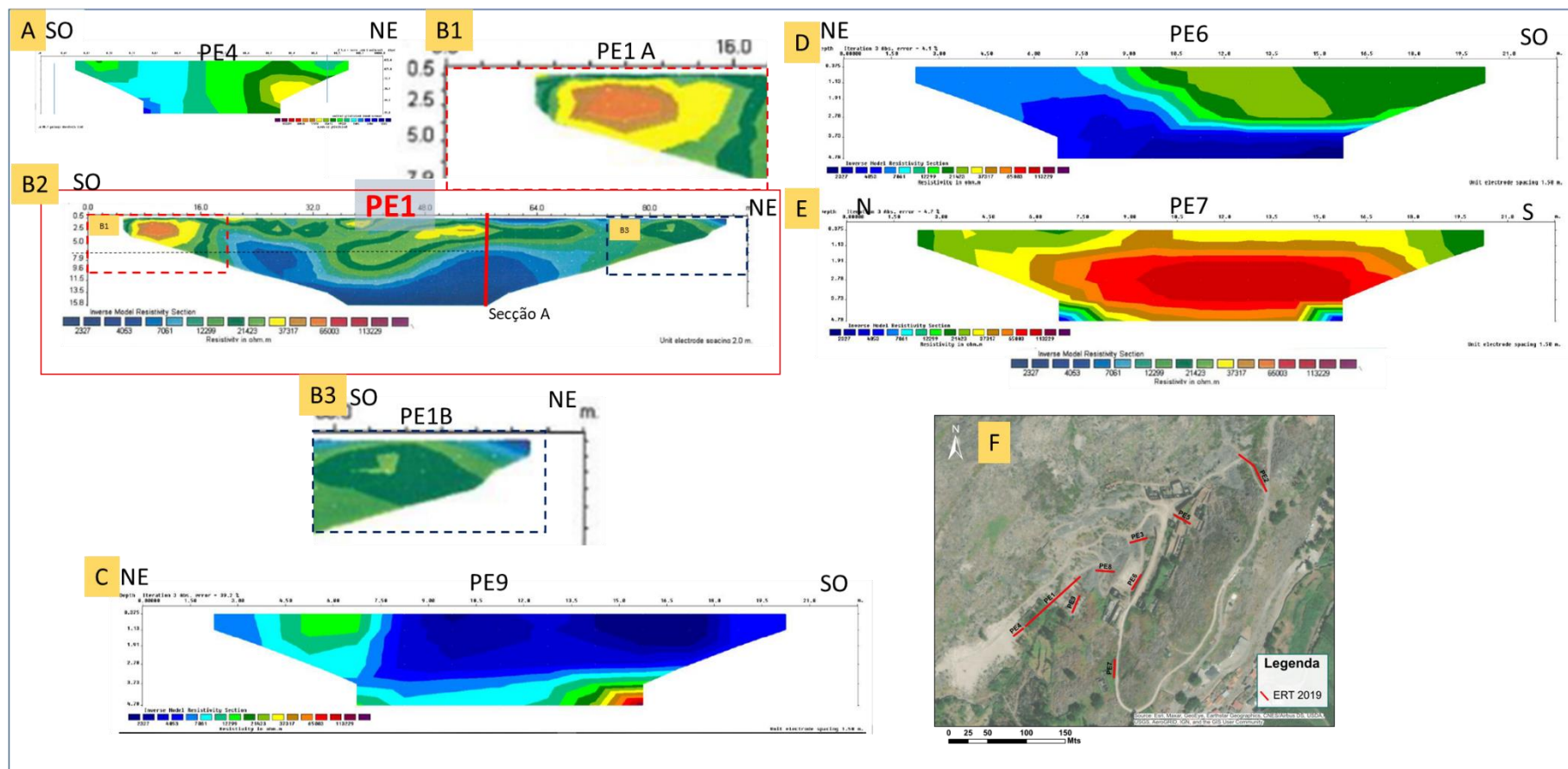
Anexo 1. Tabela com medições de tensão, corrente e cálculo da resistência e resistividade para os 7 casos de materiais avaliados em laboratório com o medidor de resistividade e o tubo de ensaio de resistividades.

Anexo 2



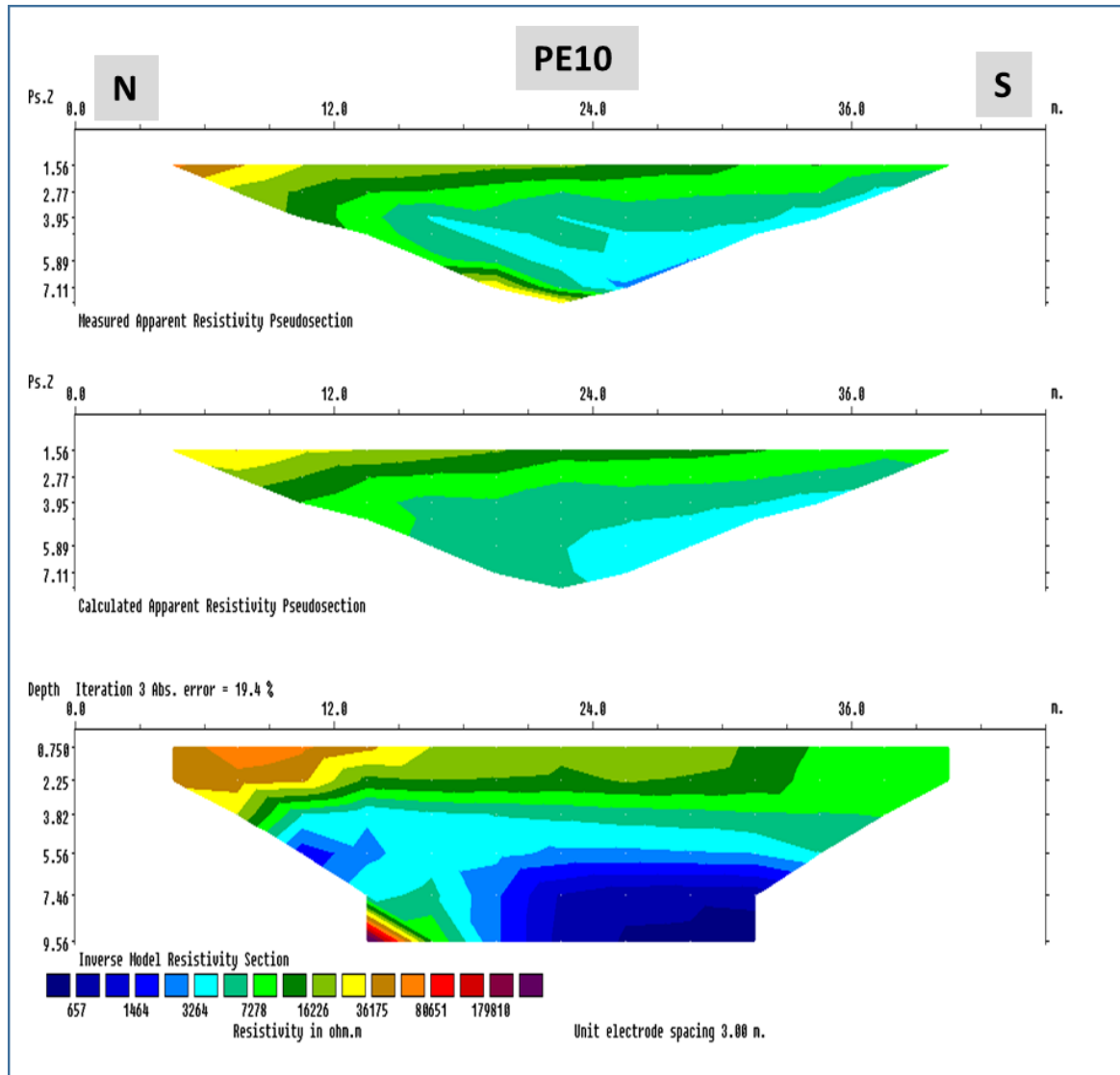
Anexo2. Perfis de resistividade elétrica real transverso ao eixo do vale apresentados na tese de Gomes Marques (2017) ordenados de norte a sul para fins interpretativos. A1) Perfil PE2 A que corresponde à imagem ampliada da parte SE do perfil PE2 à mesma escala do perfil PE5 para facilitar a comparação e interpretação. A2) Perfil PE2, B) Perfil PE5 C) Perfil PE3 D) Perfil PE8 E) Localização dos perfis sob a imagem de satélite da área estudada.

Anexo 3



Anexo 3. Perfis de resistividade elétrica real paralelos as encostas da montanha apresentados na tese de Gomes Marques (2017) ordenados de oeste para este para fins interpretativos. A) Perfil PE4, B1) PE1 A que corresponde à imagem ampliada da parte SO do PE1 à mesma escala do perfil PE4 para facilitar a comparação e interpretação, B2) Perfil PE1, B3) PE 1B. Imagem ampliada da parte NE do perfil PE1, C) Perfil PE9, D) Perfil PE6, E) Perfil PE7, F) Localização dos perfis sob a imagem de satélite da área estudada.

Anexo 4



Anexo 4. Pseudo-secção de resistividade aparente medida (topo), resistividade aparente calculada (centro) e perfil de resistividade real a partir da inversão (abaixo) para o perfil PE10.

Anexo 5

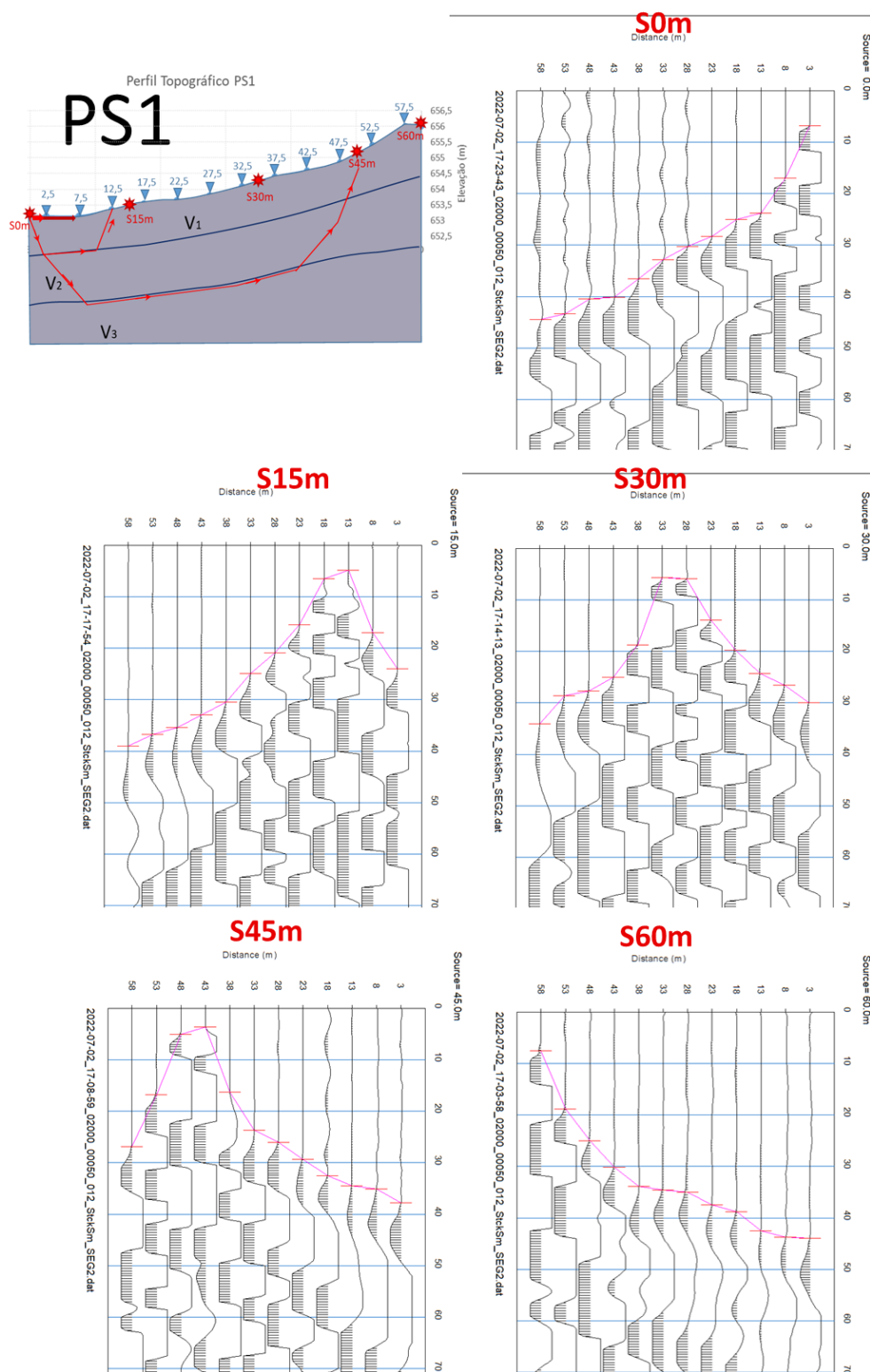
Estação	X (m)	Y (m)	Elevação (m)	Conductividades Campo	
				dV (mS/m)	dH (mS/m)
1	57 29 16,7	452 56 72,2	658,7	5,0	4,1
2	57 29 30,9	452 57 06,6	660,0	4,0	4,1
3	57 29 48,1	452 57 19,0	660,6	4,8	3,8
4	57 29 15,6	452 57 33,9	661,2	4,2	4,0
5	57 28 94,0	452 57 23,2	663,1	2,6	3,4
6	57 28 68,7	452 57 16,7	665,3	3,8	3,8
7	57 28 41,1	452 57 13,1	664,8	3,6	3,6
8	57 28 16,5	452 57 12,5	669,7	3,6	3,8
9	57 28 01,2	452 57 15,0	684,5	3,9	3,9
10	57 28 26,2	452 57 21,8	676,7	4,2	4,4
11	57 28 46,6	452 57 55,5	684,3	4,0	4,0
12	57 28 39,5	452 57 65,8	684,3	3,3	4,0
13	57 29 02,1	452 56 99,5	659,1	4,6	4,4
14	57 28 99,9	452 56 75,3	657,1	3,8	3,9
15	57 28 92,0	452 56 44,6	656,0	4,2	4,2
16	57 28 82,4	452 56 46,8	652,6	4,4	3,8
17	57 28 86,3	452 56 84,8	653,7	1,7	4,0
18	57 28 79,2	452 56 88,9	653,7	4,8	4,2
19	57 28 72,2	452 56 76,8	653,7	4,2	4,0
20	57 28 56,3	452 56 82,4	654,0	4,2	6,8
21	57 28 36,4	452 56 69,8	650,7	3,8	3,2
22	57 28 16,4	452 56 55,1	655,5	2,2	4,8
23	57 28 02,1	452 56 34,8	654,2	3,6	3,8
24	57 27 89,2	452 56 21,3	654,1	3,8	4,0
25	57 27 79,9	452 56 13,6	654,1	4,0	3,4
26	57 27 56,1	452 55 91,5	646,7	4,0	4,0
27	57 27 34,4	452 55 72,8	645,5	1,0	4,0
28	57 27 09,7	452 55 45,4	647,9	4,0	3,8
29	57 26 86,4	452 55 32,1	644,1	4,0	3,8
30	57 26 69,7	452 55 20,9	647,1	3,8	4,2
31	57 27 31,4	452 55 71,8	650,5	3,0	4,2
32	57 28 33,6	452 56 53,6	650,0	4,2	4,0
33	57 28 37,8	452 56 46,4	650,0	4,4	4,0
34	57 28 23,6	452 56 35,0	650,5	3,5	5,5
35	57 28 14,8	452 56 20,6	646,7	5,0	4,2
36	57 28 05,4	452 56 01,0	640,7	4,8	4,2
37	57 28 26,0	452 56 29,0	646,7	4,5	4,3
38	57 28 73,0	452 56 69,2	651,8	4,5	4,0
39	57 28 92,9	452 56 82,6	657,1	5,0	4,6
40	57 29 10,5	452 56 56,3	655,2	4,6	4,7
41	57 28 97,7	452 56 30,3	657,1	4,8	4,3
42	57 28 76,6	452 56 03,7	656,3	4,0	4,2
43	57 28 68,8	452 55 84,0	654,6	4,2	4,2

Anexo 5.1 Condutividades elétricas medidas com o dispositivo EM31 (primeira campanha)

Estação	X (m)	Y (m)	Elevação (m)	Conductividades Campo		Conductividades calibradas	
				dV (mS/m)	dH (mS/m)	dV (mS/m)	dH (mS/m)
44	572906,2	4525653,6	656,0	8	7,80	4,7	4,6
45	572906,3	4525646,8	656,0	7,60	7,80	4,5	4,6
46	572889,7	4525623,8	654,3	5,80	7,60	3,6	4,5
47	573007,4	4525606,5	670,7	7,20	7	4,3	4,2
48	572867,1	4525586,8	654,6	7,40	7	4,4	4,2
49	572864,2	4525559,3	655,8	7,20	7,20	4,3	4,3
50	572857,7	4525510,7	658,1	7,20	7,20	4,3	4,3
51	572864,7	4525482,8	656,7	7,20	7	4,3	4,2
52	572909,1	4525488,4	666,8	7	7	4,2	4,2
53	572923,0	4525520,8	670,0	6,80	7	4,1	4,2
54	572951,9	4525542,6	673,5	7	7	4,2	4,2
55	572927,5	4525559,7	672,6	7	7	4,2	4,2
56	572925,6	4525675,1	659,9	7,20	7	4,3	4,2
57	572936,4	4525705,2	660,0	7,60	6,20	4,5	3,8
58	572902,7	4525695,2	659,1	7,50	7,50	4,4	4,4
59	572893,4	4525687,5	657,1	7,80	7,20	4,6	4,3
60	572889,8	4525681,0	653,7	7,20	7,20	4,3	4,3
61	572886,1	4525675,0	653,7	7,20	7,40	4,3	4,4
62	572871,9	4525686,0	653,7	7,20	7,20	4,3	4,3
63	572930,0	4525704,7	660,0	8,9	8,2	5,5	4,7
64	572895,1	4525636,6	656,0	7,8	7,8	4,3	4,3
65	572868,4	4525594,6	652,3	8,0	7,6	4,5	4,1
66	572875,6	4525691,4	653,7	8,2	7,8	4,7	4,3
67	572808,2	4525642,8	654,2	8,0	6,8	4,5	3,2
68	572775,5	4525615,8	654,1	7,6	7,4	4,1	3,8
69	572740,1	4525567,6	645,5	7,6	7,8	4,1	4,3
70	572717,4	4525556,4	650,5	7,4	7,2	3,8	3,6
71	572708,0	4525534,3	647,9	7,4	7,2	3,8	3,6
72	572671,1	4525524,3	647,1	7,2	7,0	3,6	3,4
73	572684,4	4525543,2	649,8	7,2	7,0	3,6	3,4
74	572669,7	4525527,7	647,1	6,4		2,8	
75	572639,1	4525496,0	646,5	6,9	6,8	3,3	3,2
76	572715,8	4525541,6	643,8	6,8		3,2	
77	572952,6	4525701,7	660,3	6,4		4,8	
78	573055,7	4525862,1	691,0	6,2	6,4	4,5	4,8
79	573038,4	4525851,9	693,8	6,2	6,0	4,5	4,3
80	573006,4	4525858,0	700,2	6,0	6,0	4,3	4,3
81	573078,9	4525829,0	689,8	6,2	5,9	4,5	4,2
82	573082,5	4525819,6	689,8	6,0	5,9	4,3	4,2
83	573042,2	4525767,4	678,9	6,1	5,8	4,4	4,1
84	573039,4	4525777,6	679,2	6,0	5,8	4,3	4,1
85	573032,6	4525766,6	678,9	5,9	5,0	4,2	3,2
86	573021,9	4525805,1	679,4	5,8	5,4	4,1	3,7
87	573011,3	4525806,0	679,4	5,8	5,6	4,1	3,9

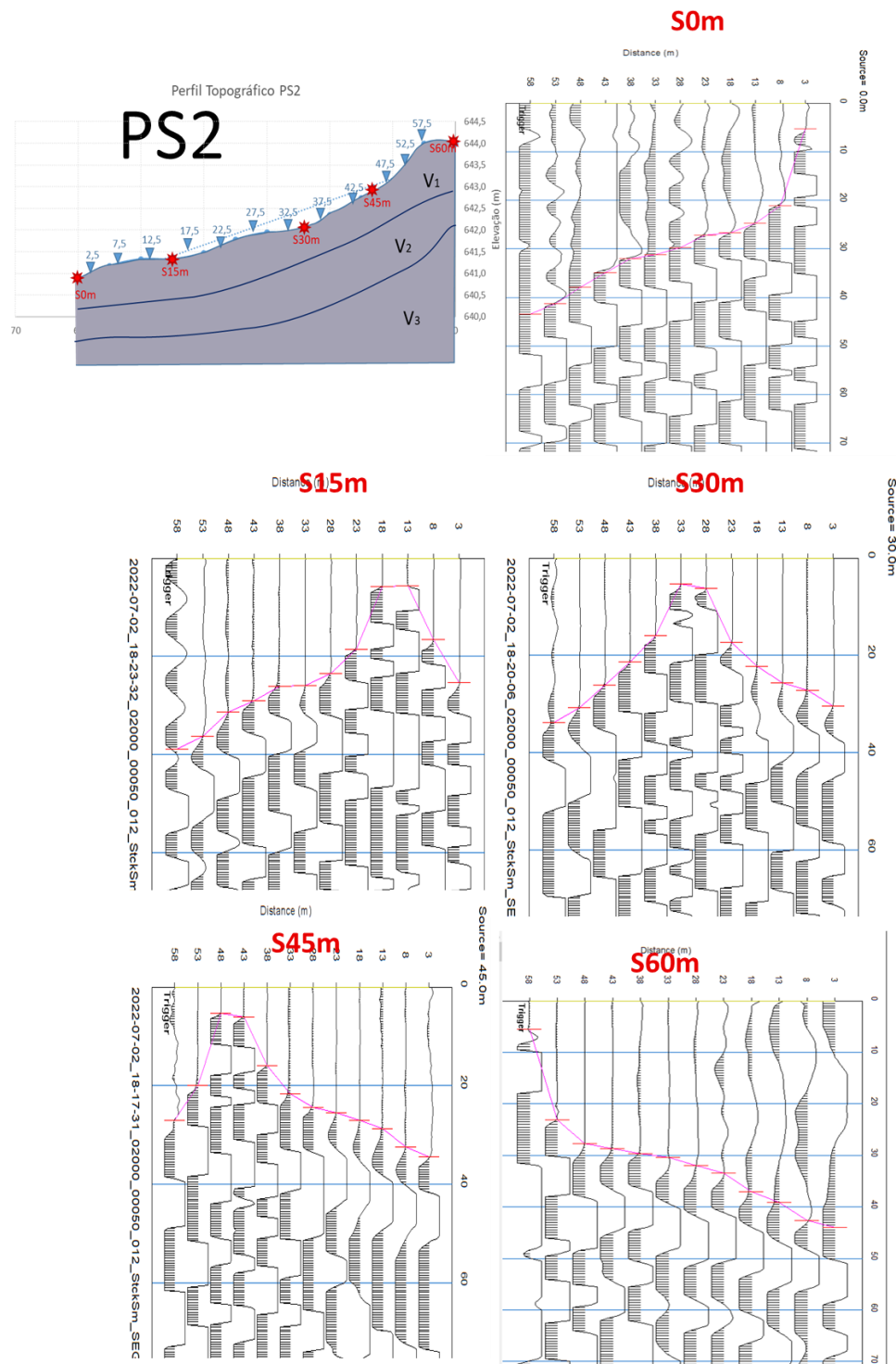
Anexo 5.2 Condutividades elétricas medidas no campo com o dispositivo EM31 e calibradas aos resultados da primeira campanha (segunda e terceira campanha).

Anexo 6



Anexo 6. Perfil esquemático e traçados sísmicos do perfil PS1 e seleção das primeiras chegadas.

Anexo 7



Anexo 7. Perfil esquemático e traçados sísmicos do perfil PS2 e seleção das primeiras chegadas.

Anexo 8

Perfil	Estacao	X (m)	Desnível (cm)	Elevação Topográfica (m)	Elev Prom (X)	Dif Top Elev Prom (m)	ΔElev (m)	Dt (s)	Δt (ms)
PS1	S0	0	0	656	655,7	0,3	0	0,0007	0,7
PS1	R2.5	2,5	0	656	655,6	0,4	0	0,0010	1,0
PS1	R7.5	7,5	60	655,4	655,3	0,083	0,6	0,0002	0,2
PS1	R12.5	12,5	55	654,85	655,1	-0,225	0,55	-0,0005	-0,5
PS1	R17.5	17,5	25	654,6	654,8	-0,233	0,25	-0,0005	-0,5
PS1	R22.5	22,5	20	654,4	654,6	-0,191	0,2	-0,0004	-0,4
PS1	R27.5	27,5	30	654,1	654,3	-0,249	0,3	-0,0006	-0,6
PS1	R32.5	32,5	30	653,8	654,1	-0,307	0,3	-0,0007	-0,7
PS1	R37.5	37,5	15	653,65	653,9	-0,215	0,15	-0,0005	-0,5
PS1	R42.5	42,5	10	653,55	653,6	-0,073	0,1	-0,0002	-0,2
PS1	R47.5	47,5	20	653,35	653,4	-0,031	0,2	-0,0001	-0,1
PS1	R52.5	52,5	20	653,15	653,1	0,011	0,2	0,0000	0,0
PS1	R57.5	57,5	0	653,15	652,9	0,253	0	0,0006	0,6
PS1	S60	60	0	653,15	652,8	0,374	0	0,0008	0,8
PS2	S0	0	0	644,0	643,7	0,31	0	0,0000	0,0
PS2	R2.5	5	85	644,0	643,4	0,564	0,85	0,0019	1,9
PS2	R7.5	10	40	643,2	643,2	-0,032	0,4	0,0009	0,9
PS2	R12.5	15	40	642,8	642,9	-0,178	0,4	0,0009	0,9
PS2	R17.5	20	40	642,4	642,7	-0,324	0,4	0,0009	0,9
PS2	R22.5	25	0	642,0	642,4	-0,47	0	0,0000	0,0
PS2	R27.5	30	17	642,0	642,2	-0,216	0,17	0,0004	0,4
PS2	R32.5	35	30	641,8	641,9	-0,132	0,3	0,0007	0,7
PS2	R37.5	40	15	641,5	641,7	-0,178	0,15	0,0003	0,3
PS2	R42.5	45	0	641,3	641,4	-0,074	0	0,0000	0,0
PS2	R47.5	50	15	641,3	641,2	0,18	0,15	0,0003	0,3
PS2	R52.5	55	30	641,2	640,9	0,284	0,3	0,0007	0,7
PS2	R57.5	60	25	640,9	640,6	0,238	0,25	0,0006	0,6
						Promedio	0,2	0,0003	0,3

Anexo 8. Variação topográfica dos perfis sísmicos PS1 e PS2 e a estimação do efeito nos tempos de chegada das ondas “p”.