



# Aplicação do TDEM à zona Ocidental de Vila Pouca de Aguiar. Interpretação e aspetos de modelação.

**Ricardo Emanuel Ferreira da Silva**

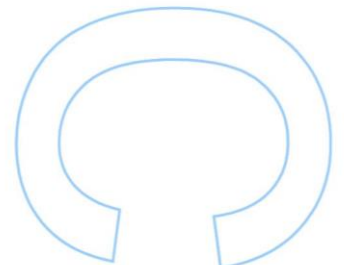
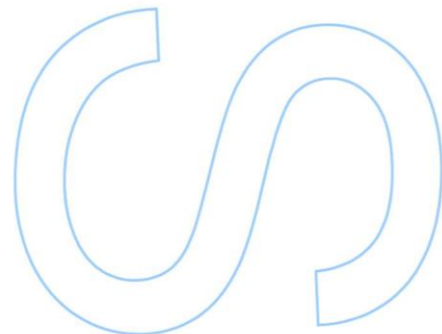
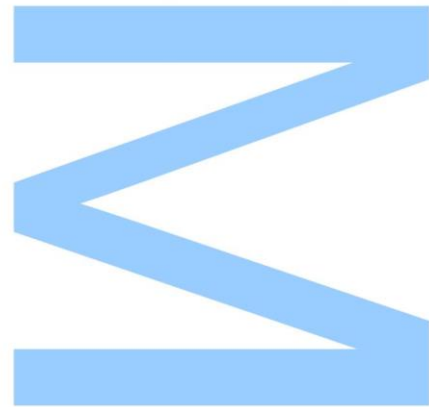
Mestrado em Geologia  
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território  
2015/2016

**Orientador**

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

**Coorientador**

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

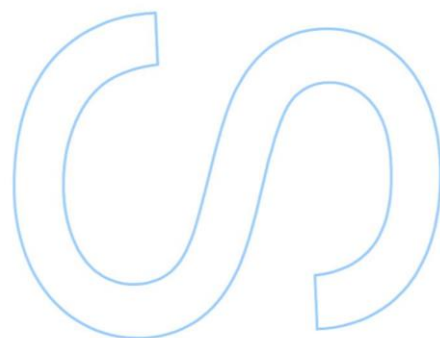
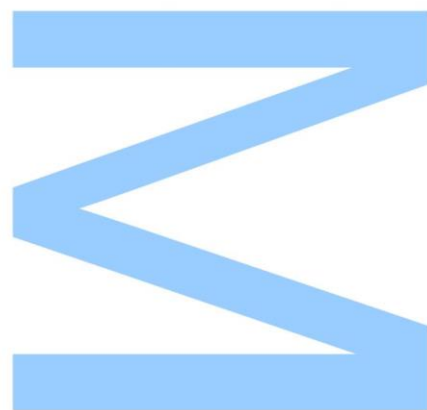






Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.  
O Presidente do Júri,

Porto, \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_



*"Choose a job you love, and you will never have to work a day in your life."*

Confucius

## **Agradecimentos**

A presente Dissertação não reflete o trabalho de uma só pessoa e por isso quero manifestar o meu agradecimento para todas as partes envolvidas no projeto e no meu crescimento académico e pessoal.

Primeiramente, agradecer ao Professor Rui Moura, que para além de me ter auxiliado em todas as tarefas deste trabalho, despertou a minha curiosidade e interesse na geofísica. Tive o prazer de aprender tudo o que sei nesta área através dos seus ensinamentos e estou-lhe grato por tudo.

À Professora Helena Sant'Ovaia, por todo o auxílio prestado ao longo da Dissertação, mas ainda tão ou mais importante, pela ajuda que me deu na fase inicial deste ano quanto tive de decidir a área da Dissertação. Foi uma escolha muito importante para mim e que definiu um passo marcante no meu desenvolvimento.

A todos os professores que me transmitiram conhecimento e estiveram relacionados com o meu percurso académico, desde o Professor Manuel Leite, que me despertou o prazer na geologia, até aos professores que encontrei na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

Ao Professor José Lourenço e Alex Kaminsky pela disponibilidade e ajuda na compreensão de vertentes novas para o meu conhecimento.

Ao Instituto Geofísico da Universidade do Porto (IGUP), que cedeu gentilmente o método *Time-Domain Electromagnetic* e permitiu que todo este trabalho fosse realizado.

Aos meus colegas que me ajudaram na realização deste trabalho. Obrigado Joana Miranda pela companhia e ajuda nos trabalhos de campo e a todos os outros meus amigos que me acompanharam e ajudaram o meu percurso académico.

À Adriana, por estares sempre ao meu lado em todos os momentos, independentemente das circunstâncias e por todo o teu apoio e auxílio ao longo dos últimos anos.

Por último, mostrar o meu agradecimento aos meus pais, que me ensinaram tudo o que sei, possibilitaram que eu seguisse os meus sonhos e permitiram-me concretizar a etapa mais importante da minha vida. Espero um dia poder retribuir o vosso amor, apoio e dedicação.



## Resumo

A presente Dissertação apresenta os resultados obtidos pelo método *Time-Domain Electromagnetic* (TDEM) na caracterização da geologia e da Falha Penacova-Régua-Verin (FPRV) no sector de Vila Pouca de Aguiar. A Falha é um importante desligamento tardi-varisco de direção NNE-SSW, com mais de 500 km de extensão, que se estende desde o Norte de Espanha até próximo da Nazaré. A aplicação do método TDEM teve o objetivo a aquisição de dados para o desenvolvimento de perfis de variação da resistividade elétrica do material do subsolo na zona afetada pela falha e nas planícies adjacentes, assim como a caracterização das litologias intersectadas.

Os perfis de resistividade elétrica, resultantes da junção de sondagens individuais, foram realizados no quadrante SW da Folha 6D-Vila Pouca de Aguiar da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin e perpendicularmente à mesma, com direção WNW-ESE, no sector ocidental da falha. As sondagens foram realizadas em granitos biotíticos variscos, sendo que na Planície do Alvão, situada a oeste da falha, intersectam o Granito de Gouvães da Serra localizado a oeste e o Granito de Vila Pouca de Aguiar posicionado a este, enquanto na zona de falha se verificam depósitos de cobertura.

Os dados obtidos no campo foram adquiridos pelo sistema TDEM AIE-2, através da sua utilização no solo. Recorreu-se a uma configuração de *Loop* único, utilizando *Loops* quadrados de 50 metros de comprimento lateral, ou seja, 2500 metros de área do *Loop* transmissor e recetor. A intensidade da corrente elétrica variou de local para local devido às variações das características do subsolo, mas em regra geral, foram utilizados valores de intensidade a variar entre os 6 e os 10 amperes. Tal como a intensidade da corrente, os períodos de *time-on* e *time-off* também variaram maioritariamente entre 10 e 20 milissegundos devido ao facto de determinadas alterações nas propriedades das medições permitir obter dados com melhor qualidade em diferentes locais. De salientar que foram realizadas cerca de 1000 repetições automáticas para cada levantamento tendo em vista um aumento da qualidade dos dados obtidos.

Com o objetivo de comparar e comprovar a reprodutividade dos dados obtidos no campo através da execução *in situ* do TDEM, realizou-se a modelação de dados de resistividade elétrica adquiridos em trabalhos de outros autores, através do programa

*ElectroMagnetic Model Analysis* – EMMA, de forma a comparar as curvas de dados da variação de resistividade elétrica em função ao tempo em litologias coincidentes.

O tratamento dos dados obtidos no campo foi realizado através do *software* TEMBIN e ZONDTEM1D, realizando o processamento de sondagens individuais e perfis resultantes da junção 1D dessas sondagens, com o objetivo de visualizar e interpretar a variação da resistividade elétrica, a resistividade aparente e a resposta recebida no recetor em função ao tempo, associada às diversas litologias presentes na região. Esses perfis foram elaborados ao longo de uma trajetória definida em relação à Falha Penacova-Régua-Verin e perpendicularmente à mesma com direção WNW-ESE, no sector ocidental.

O método respondeu de acordo com o modelo conceptual previsto embora tenha permitido a distinção adicional entre zonas de alteração e litologias aparentemente idênticas. Globalmente, foram identificados 3 blocos principais, sendo que o mais superficial evidencia altos valores de resistividade e uma fina espessura. O segundo bloco, apresenta valores mais baixos de resistividade devido à influência do nível freático a esta profundidade. No terceiro bloco identificaram-se características mais oscilatórias ao longo das diversas sondagens, contudo, num computo geral, salienta-se a sua elevada espessura e altos valores de resistividade elétrica. Porém, um dos obstáculos à execução do método foi a presença de parques eólicos no Norte de Portugal, pontes, cercas metálicas, assim como linhas e postes de alta tensão que produzem ruído eletromagnético e que interfere com as leituras obtidas.

**Palavras-chave:** Geologia, Geofísica, Método eletromagnético, Resistividade elétrica, Campos eletromagnéticos, Falha geológica, Correntes de Foucault.



## **Abstract**

The present Dissertation shows the results obtained with Time-Domain Electromagnetic (TDEM) geophysical technique to characterize the geology and Penacova-Régua-Verin Fault in the Vila Pouca de Aguiar sector. The fault is an important tardi-variscan disconnection with NNE-SSW direction, more than 500 km long, extending from the North of Spain until near Nazaré. The application of the TDEM method aimed to acquire data for developing variation profiles of subsurface electrical resistivity of the material in the zone affected by the fault and adjacent plains.

Electrical resistivity profiles, resulting from the combination of individual surveys, were performed in the quadrant SW of sheet 6D-Vila Pouca de Aguiar of *Carta Geológica de Portugal* at a scale of 1/50 000, along Penacova-Régua-Verin Fault and perpendicularly, with WNW-ESE orientation, in the western sector of the fault. Surveys were conducted on variscan biotite granites, since that in the lowland of Alvão, located west of the fault, intercept Gouvães da Serra Granite located at west and Vila Pouca de Aguiar Granite situated at east, while at the fault zone covering deposits are identified.

The data collected in the field was acquired with AIE-2 TDEM system through its use in the ground. A single loop configuration was used, using square loops with 50 meters side length, that is, transmitter and receptor loop with 2500 meters of area. The intensity of the electric current varied from location to location due to variations of the subsurface characteristics, but in general, the intensity values are used varying between 6 to 10 amperes. Like the current intensity, periods of time-on and time-off also varied mostly among 10 and 20 milliseconds due to the fact that certain changes in the properties of the measurements allowed to obtain data with improved qualities in different locations. Note that there were around 1,000 stacks for each survey in order to improve the data quality.

In order to compare and attest the accuracy of the data obtained in the field through *in situ* execution of TDEM, an electrical resistivity data modulation acquired in the work of other authors was performed, through the ElectroMagnetic Model Analysis - EMMA program, with the objective of comparing data curves about the variation of electrical resistivity change in function to time in coincident lithologies.

The processing of the data obtained in the field was conducted by TEMBIN and ZONDTEM1D software, performing the processing of individual surveys and profiles

resulting from 1D joint of such probes, in order to view and interpret the variation of electrical resistivity, the apparent resistivity and response received at the receiver due to the time associated with the various lithologies in the region. These profiles were developed along a path defined in relation to the fault Penacova-Régua-Verin and perpendicular to it with WNW-ESE in the western sector.

The method answered in accordance with the conceptual model but allowed the additional distinction between alteration zones and apparently identical lithologies. Overall, three main blocks were identified, the most superficial shows high resistivities and low thickness. The second block has lower resistivity values due to the influence of the water level at this depth. In the third block more oscillatory characteristics were identified throughout the various surveys. Although, in general, its high thickness and high values of electrical resistivity were highlighted. However, one of the obstacles to the implementation of the method was the presence of wind farms in northern Portugal, bridges, metal fences, as well as lines and high voltage pylons that produce electromagnetic noise and that interfere with the readings obtained.

**Key-words:** Geology, Geophysics, Electromagnetic method, Electrical resistivity, Electromagnetic fields, Geological fault, Eddy currents.

# Índice

<i>Agradecimentos</i> .....	V
Resumo.....	VII
<i>Abstract</i> .....	IX
Índice .....	XI
Lista de Figuras .....	XV
Lista de Tabelas .....	XXI
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO</b> .....	22
1.1 - Introdução geral e Objetivos.....	23
1.2 - Estrutura da Dissertação .....	24
1.3 - Estado da Arte .....	28
<b>CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO GERAL</b> .....	32
2.1 - Enquadramento Geográfico .....	33
2.2 - Enquadramento Geomorfológico .....	34
2.2.1 - Influência tectónica na região.....	36
2.3 - Enquadramento Geológico.....	38
<b>CAPÍTULO 3: PRINCÍPIOS TEÓRICOS</b> .....	42
3.1 - Introdução .....	43
3.2 - Resistividade Elétrica .....	44
3.3 - Transporte de corrente elétrica .....	45
3.4 - Propriedades que alteram a resistividade elétrica .....	48
3.5 - Indutância e Indução Eletromagnética .....	51
<b>CAPÍTULO 4: PROSPEÇÃO GEOFÍSICA</b> .....	53
4.1 - Introdução .....	54
4.2 - Múltiplas respostas na interpretação geofísica.....	55
4.3 - Métodos de Prospeção Geofísica .....	56
4.4 - Métodos Eletromagnéticos .....	60
4.5 - Ondas Eletromagnéticas .....	62

4.6 - Profundidade de alcance dos campos eletromagnéticos .....	63
4.7 - <i>Frequency-Domain Electromagnetic Method</i> .....	64
<b>CAPÍTULO 5: TIME-DOMAIN ELECTROMAGNETIC METHOD</b> .....	66
5.1 - Fundamentos Gerais .....	67
5.2 - Produção do Campo Magnético Primário .....	72
5.3 - Configurações de campo TDEM .....	73
5.4 - Vantagens e Limitações .....	77
5.5 - <i>Smoke rings</i> e propagação de correntes elétricas no subsolo.....	80
5.6 - Resistividade aparente no TDEM.....	84
5.7 - Medições realizadas em <i>time-on</i> e <i>time-off</i> .....	90
<b>CAPÍTULO 6: FATORES QUE AFETAM OS DADOS GEOFÍSICOS</b> .....	92
6.1 - Introdução .....	93
6.2 - Relação entre sinal e ruído.....	93
6.3 - Tipos de ruído .....	96
6.3.1 - Ruído Ambiente .....	96
6.3.1.1 - Ruído Geológico .....	97
6.3.1.2 - Ruído não Geológico .....	101
6.3.2 - Ruído Metodológico .....	104
6.4 - Fenómenos naturais .....	105
6.4.1 - Efeito de polarização induzida.....	105
6.4.2 - Efeito superparamagnético.....	106
6.5 - Melhoramento dos dados geofísicos .....	107
6.5.1 - <i>Stacking</i> .....	108
6.5.2 - Rácio .....	110
6.5.3 - Filtragem .....	110
<b>CAPÍTULO 7: ESTRUTURAÇÃO DE LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS</b> .....	112
7.1 - Introdução .....	113
7.2 - Aquisição de dados eletromagnéticos .....	113
7.3 - Processamento de dados eletromagnéticos.....	117
7.4 - Interpretação de dados eletromagnéticos.....	120
7.4.1 - Obstáculos à interpretação.....	123

<b>CAPÍTULO 8: APLICABILIDADE DO TDEM .....</b>	<b>125</b>
8.1 - Introdução .....	126
8.2 - Aplicação Aérea do TDEM .....	126
8.3 - Aplicação Marinha do TDEM.....	130
8.4 - Aplicação do TDEM em furo de sondagem .....	131
8.5 - Aplicação Espacial do TDEM .....	133
<b>CAPÍTULO 9: OBTENÇÃO, TRATAMENTO DE DADOS DE CAMPO E RESULTADOS.....</b>	<b>135</b>
9.1 - Aquisição dos dados de campo .....	136
9.1.1 - Material utilizado .....	137
9.1.2 - Localização das Sondagens Eletromagnéticas .....	140
9.2 - Modelação de dados e Resultados obtidos .....	143
9.2.1 - Modelação de dados práticos com o programa <i>ElectroMagnetic Model Analysis</i> .....	143
9.2.1.1 – Procedimento do programa <i>ElectroMagnetic Model Analysis</i> ..	144
9.2.1.2 – Modelos obtidos .....	148
9.2.2 - Modelação dos dados obtidos no campo por TDEM .....	156
9.2.2.1 – Procedimento do programa <i>TEMBIN</i> e <i>ZONDTEM1D</i> .....	157
9.2.2.2 – Perfis obtidos.....	161
<b>CAPÍTULO 10: INTERPRETAÇÃO DE DADOS .....</b>	<b>168</b>
<b>CAPÍTULO 11: CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>175</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>178</b>
Bibliografia.....	179
Manuais de utilizador .....	183
Webgrafia .....	183
<b>ANEXOS .....</b>	<b>185</b>
Anexo 1 .....	186
Anexo 2 .....	190



# Lista de Figuras

<b>Figura 1:</b> Localização da carta 6-D, evidenciada pelo quadrado, nas unidades geotectónicas da Península Ibérica ( <i>Adapt. Julivert et al., 1974 in Sant'Ovaia, H., 2000</i> ).....	33
<b>Figura 2:</b> Representação da geomorfologia da secção oriental à ZFPRV, em cima, e em baixo, a secção ocidental à ZFPRV ( <i>Adapt. Feio, 1951 in Sant'Ovaia et al., 2011</i> ). .....	35
<b>Figura 3:</b> Portela de divisória de águas em Vila Pouca de Aguiar entre os limites da Bacia das Pedras Salgadas e da Bacia de Telões ( <i>Adapt. Feio, 1951 in Sant'Ovaia, H. et al., 2011</i> ).....	35
<b>Figura 4:</b> Extrato da zona central da Folha 6D da Carta Geológica de Portugal 1/50 000, possibilitando visualizar no centro, uma porção da Falha Verin-Chaves-Régua-Penacova ( <i>Adapt. Noronha et al., 1998</i> ).....	37
<b>Figura 5:</b> Propriedades de um corpo cilíndrico no cálculo da resistividade elétrica ( <i>Kearey et al., 2002</i> ).....	45
<b>Figura 6:</b> Relação entre a porosidade e a geometria dos poros ( <i>Unsworth, M. 2015</i> ).48	
<b>Figura 7:</b> Variação da resistividade elétrica nos diferentes tipos de rocha ( <i>Kearey et al., 2002</i> ).....	49
<b>Figura 8:</b> Relação entre a corrente produzida no transmissor e a força eletromotriz induzida, no caso de uma corrente direta ( <i>Dentith, M. &amp; Mudge, S., 2014</i> ). .....	51
<b>Figura 9:</b> Funcionamento geral dos campos eletromagnéticos ( <i>Kearey et al., 2002</i> ). 61	
<b>Figura 10:</b> Representação de uma onda eletromagnética com a sua componente magnética e elétrica ( <i>Dentith, M. &amp; Mudge, S., 2014</i> ).....	62
<b>Figura 11:</b> Comportamento dos campos magnéticos primário, secundário e eddy currents, na presença de um corpo condutor, associados ao método frequency-domain electromagnetic ( <i>Dentith, M. &amp; Mudge, S., 2014</i> ).....	65
<b>Figura 12:</b> Variação da corrente transmitida, campo magnético primário, secundário e força eletromotriz induzida em relação ao tempo, no método TDEM ( <i>McNeill, J. 1990</i> ). .....	67
<b>Figura 13:</b> Migração das eddy currents em função do tempo em corpos esféricos (a) e laminares (b) ( <i>Dentith, M. &amp; Mudge, S., 2014</i> ). .....	68
<b>Figura 14:</b> Direção de fluxo das eddy currents em corpos homogéneos laminares (a) e esféricos (b) ( <i>Dentith, M. &amp; Mudge, S., 2014</i> ). .....	69

<b>Figura 15:</b> Comportamento dos campos magnéticos primário, secundário e eddy currents, na presença de um corpo condutor, associados ao método time-domain electromagnetic (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).....	71
<b>Figura 16:</b> Exemplo da deteção de uma anomalia condutora com uma inclinação para a esquerda (Kearey <i>et al.</i> , 2002).....	72
<b>Figura 17:</b> Representação gráfica de algumas das configurações práticas TDEM mais comuns, aplicáveis no solo ( <i>Adapt.</i> Bortolozo, C., 2011).....	74
<b>Figura 18:</b> Representação das configurações de Loop central (A) e Loop coincidente (B) (Payne, J. & Teeple, A., 2007). ....	76
<b>Figura 19:</b> Criação do campo magnético estático ( $H_p$ ) resultante do fluxo de corrente elétrica no transmissor ( <i>Adapt.</i> Unsworth, M. 2014). ....	80
<b>Figura 20:</b> Posição das eddy currents imediatamente após o turn-off da corrente elétrica no transmissor ( <i>Adapt.</i> McNeill, J. D., in Rowland, B., 2002).....	81
<b>Figura 21:</b> Disposição da corrente elétrica secundária ( $I_s$ ) e campo magnético secundário ( $H_s$ ), após o turn-off (Unsworth, M., 2014). ....	81
<b>Figura 22:</b> Propagação de eddy currents em tempos mais tardios após o turn-off da corrente elétrica no transmissor ( <i>Adapt.</i> McNeill, J. D., in Rowland, B., 2002). ....	82
<b>Figura 23:</b> Simulação computacional da propagação das eddy currents após o turn-off, assim como a sua variação de intensidade em função do tempo (Mills <i>et al.</i> , 1988). .	83
<b>Figura 24:</b> Decaimento da voltagem do campo secundário em função do tempo, fracionado em diversos channels (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). ....	85
<b>Figura 25:</b> Comportamento voltagem detetada no recetor em função ao tempo, num único transiente (McNeill, J., 1994).....	85
<b>Figura 26:</b> Comportamento da resistividade aparente num subsolo homogéneo (McNeill, J., 1994).....	87
<b>Figura 27:</b> Variações da voltagem detetada no recetor, num subsolo constituído por duas camadas de resistividade distinta (McNeill, J., 1994).....	88
<b>Figura 28:</b> Variação da resistividade aparente em relação ao tempo num subsolo constituído por duas camadas com resistividades diferentes (McNeill, J., 1994). ....	89
<b>Figura 29:</b> Representação de ciclos de tempo através da variação do campo magnético primário (Dentith, M. & Mudge, S., 2014). ....	90
<b>Figura 30:</b> Ruído Geológico provocado pelo relevo irregular (a) e pelo material presente no subsolo, para além do objeto de investigação (b) (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).....	99
<b>Figura 31:</b> Influência do acoplamento capacitivo (a) e acoplamento galvânico (b) nos dados obtidos pelo TDEM ( <i>Adapt.</i> Danielsen <i>et al.</i> , 2003). ....	103



<b>Figura 32:</b> Diferença entre a qualidade de dois levantamentos realizados na mesma área, mas com diferentes quantidades de medições realizadas (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).	109
<b>Figura 33:</b> Processo de convolução em dados 1D com a aplicação de um filtro de três pontos (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).	111
<b>Figura 34:</b> Diferentes configurações numa abordagem de loops móveis. No esquema superior está presente uma configuração de loop central, sendo que no inferior está representada uma configuração de loops separados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).	116
<b>Figura 35:</b> Esquema de um levantamento com o loop transmissor fixo e o loop recetor móvel em diferentes medições, de acordo com linhas de levantamento (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).	117
<b>Figura 36:</b> Secção de condutividade demonstrando a sua variação lateral e vertical. Retângulo vermelho evidencia a zona com valores de condutividade mais elevados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).	119
<b>Figura 37:</b> Sistema towed-bird fixed wing, com o transmissor em volta da aeronave, recetor e magnetómetro suspensos em plataformas distintas, com indicação das altitudes médias dos componentes (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).	129
<b>Figura 38:</b> Sistema rigid-frame helicopter com uma plataforma suspensa constituída pelo transmissor e recetor, com indicação das altitudes médias dos componentes (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).	130
<b>Figura 39:</b> Disposição do material num levantamento TDEM em ambiente off-shore (Hurwitz <i>et al.</i> , 1999).	131
<b>Figura 40:</b> Esquematização da disposição dos componentes do sistema e os campos eletromagnéticos originados (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).	132
<b>Figura 41:</b> Esquematização da localização do transmissor e recetores numa missão constituída por múltiplas estações (Filippini <i>et al.</i> , 2003).	134
<b>Figura 42:</b> Transmissor TEM-200 do sistema AIE-2.	137
<b>Figura 43:</b> Recetor TEM do sistema AIE-2.	138
<b>Figura 44:</b> Sincronizador que permite coordenar os períodos de time-on e time-off entre o transmissor e recetor	138
<b>Figura 45:</b> Módulo wireless que possibilita a ligação entre transmissor e PocketPC sem fios.	138
<b>Figura 46:</b> Bateria de 12V, fonte externa de energia do sistema	139
<b>Figura 47:</b> Cabo eléctrico com comprimento ligeiramente superior a 200 metros	139
<b>Figura 48:</b> Localização das sondagens eletromagnéticas realizadas na Falha Penacova-Régua-Verin e zonas adjacentes ( <a href="http://geoportal.Ineg.pt/geoportal">http://geoportal.Ineg.pt/geoportal</a> ).	140

<b>Figura 49:</b> Localização das sondagens eletromagnéticas e a localização aproximada dos perfis ( <a href="http://geoportal.ineg.pt/geoportal">http://geoportal.ineg.pt/geoportal</a> ).....	142
<b>Figura 50:</b> Interface inicial do programa ElectroMagnetic Model Analysis.....	145
<b>Figura 51:</b> Seleção do Modelo a utilizar.....	145
<b>Figura 52:</b> Modelo constituído por quatro camadas com diferente espessura e resistividade elétrica.....	146
<b>Figura 53:</b> Curva da variação da resistividade elétrica aparente em relação ao tempo correspondente ao modelo originado previamente.....	147
<b>Figura 54:</b> Localização dos modelos construídos através dos dados obtidos por outros autores ( <a href="http://geoportal.ineg.pt/geoportal">http://geoportal.ineg.pt/geoportal</a> ).....	148
<b>Figura 55:</b> Localização da extração dos dados na pseudo-secção 5, para a realização dos Modelos 1 e 6 ( <i>Adapt.</i> Lourenço, J., 2006).....	149
<b>Figura 56:</b> Localização da extração dos dados na pseudo-secção 6, para a realização dos Modelos 2 e 7 ( <i>Adapt.</i> Lourenço, J., 2006).....	149
<b>Figura 57:</b> Localização da extração dos dados na pseudo-secção 7, para a realização dos Modelos 3 e 5 ( <i>Adapt.</i> Lourenço, J., 2006).....	150
<b>Figura 58:</b> Localização da extração dos dados na pseudo-secção 2, para a realização dos Modelos 4 ( <i>Adapt.</i> Lourenço, J., 2006).....	150
<b>Figura 59:</b> Localização da extração dos dados na pseudo-secção 4, para a realização dos Modelos 8 ( <i>Adapt.</i> Lourenço, J., 2006).....	150
<b>Figura 60:</b> Modelo 1, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.....	151
<b>Figura 61:</b> Modelo 2, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.....	152
<b>Figura 62:</b> Modelo 3, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.....	152
<b>Figura 63:</b> Modelo 4, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura. .	153
<b>Figura 64:</b> Modelo 5, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura. .	153
<b>Figura 65:</b> Modelo 6, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura. .	154
<b>Figura 66:</b> Modelo 7, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura. .	154

<b>Figura 67:</b> Modelo 8, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura. .	155
<b>Figura 68:</b> Interface inicial do programa TEMBIN.....	157
<b>Figura 69:</b> Seleção para o preenchimento da tabela com ficheiros BEM. ....	158
<b>Figura 70:</b> Extração dos ficheiros para a sua posterior utilização. ....	158
<b>Figura 71:</b> Interface inicial do programa e seleção dos ficheiros a serem processados. ....	159
<b>Figura 72:</b> Determinação dos parâmetros da localização das estações de levantamento. ....	160
<b>Figura 73:</b> Ajuste dos valores limite de resistividade elétrica do modelo. ....	160
<b>Figura 74:</b> Opção de inversão que permite o ajuste das curvas teóricas e práticas. ....	161
<b>Figura 75:</b> Perfil WNW-ESE, com a opção <i>layered section</i> .....	162
<b>Figura 76:</b> Perfil WNW-ESE, com a opção <i>smooth section</i> .....	163
<b>Figura 77:</b> Perfil WNW-ESE, com a opção <i>contour section</i> . ....	164
<b>Figura 78:</b> Perfil NNE-SSW, com a opção <i>layered section</i> . ....	165
<b>Figura 79:</b> Perfil NNE-SSW, com a opção <i>smooth section</i> . ....	166
<b>Figura 80:</b> Perfil NNE-SSW, com a opção <i>contour section</i> . ....	167



## Lista de Tabelas

<b>Tabela 1:</b> Exemplos da resistividade de diversos minerais e águas (Telford <i>et al.</i> , 1990).....	47
<b>Tabela 2:</b> Principais métodos geofísicos (Kearey <i>et al.</i> , 2002).....	56
<b>Tabela 3:</b> Aplicações dos métodos geofísicos (Kearey <i>et al.</i> , 2002). ....	59
<b>Tabela 4:</b> Comparações principais entre os métodos TDEM e FDEM (Unsworth, M., 2015).....	79
<b>Tabela 5:</b> Fontes de ruído ambiente e o efeito que estas provocam nos dados obtidos por métodos elétricos e eletromagnéticos (Adapt. Dentith, D. & Mudge, S., 2014 ). ...	96
<b>Tabela 6:</b> Informação acerca da designação, latitude e longitude das sondagens eletromagnéticas realizadas no campo. ....	141

# CAPÍTULO 1: **INTRODUÇÃO**

## 1.1 - Introdução geral e Objetivos

A presente Dissertação de título “Aplicação do TDEM à zona Ocidental de Vila Pouca de Aguiar. Interpretação e aspetos de modelação” enquadra-se no segundo ano do Mestrado em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, incluída no plano curricular 2015/2016, sendo orientada pelo Doutor Rui Miguel Marques Moura com a coorientação da Doutora Helena Maria Sant’Ovaia Mendes da Silva.

Os trabalhos desenvolvidos nesta Dissertação são divididos em cinco partes, iniciados pela pesquisa bibliográfica acerca de investigações científicas que recorreram ao método *Time-Domain Electromagnetic* (TDEM) com o objetivo de adquirir mais conhecimentos acerca do seu funcionamento e particularidades. De seguida foram executados os trabalhos de campo que consistiram na realização de diversas sondagens eletromagnéticas em locais distintos na Falha Penacova-Régua-Verin e em áreas adjacentes, no sector de Vila Pouca de Aguiar, tendo em vista a aquisição dos dados de campo e o seu posterior processamento através de *software* apropriado. Por fim, foi realizada a modelação de dados obtidos por outros autores com o objetivo da sua utilização em termos comparativos relativamente aos dados obtidos através dos levantamentos realizados nesta Dissertação e a interpretação dos dados adquiridos no campo pelo método TDEM.

Tal como foi referido previamente, as sondagens foram executadas recorrendo ao método *Time-Domain Electromagnetic*, sendo que a determinação da sua localização teve em conta o ideal espaçamento entre as sondagens com o objetivo de criar um perfil de variação da resistividade elétrica do material do subsolo na região, ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin, na área do vale em Vila Pouca de Aguiar, e perpendicularmente à mesma com uma direção WNW-ESE, no sector ocidental, intercetando a planície adjacente à Falha.

No subcapítulo 1.2 é possível visualizar a estruturação da Dissertação e, brevemente, o conteúdo abordado em cada capítulo.

## 1.2 - Estrutura da Dissertação

A Dissertação de Mestrado encontra-se dividida em 11 capítulos, descritos da seguinte forma:

- Capítulo 1 – Introdução

Este capítulo inicia-se com uma introdução geral ao trabalho realizado e os seus principais objetivos. Esta secção aborda adicionalmente o Estado da Arte, com referências ao desenvolvimento dos métodos de prospeção elétrica, a evolução da modelação, interpretação de dados obtidos no campo e o surgimento do conceito de resistividade aparente. É analisada a expansão que ocorreu na aplicabilidade dos métodos geofísicos, a evolução adjacente no conhecimento acerca dos campos naturais eletromagnéticos, assim como a passagem de sistemas *frequency-domain electromagnetic* (FDEM) para *time-domain electromagnetic* (TDEM). O capítulo termina com uma análise ao desenvolvimento e aplicações do TDEM, assim como os levantamentos realizados por via aérea.

- Capítulo 2 – Enquadramento Geral

O Enquadramento Geral deste trabalho contempla 3 subcapítulos, sendo eles, o Enquadramento Geográfico que engloba a localização de Vila Pouca de Aguiar, local onde os levantamentos geofísicos foram realizados. O Enquadramento Geomorfológico com uma simples abordagem às diferentes zonas da Península Ibérica e características do Maciço Hespérico, mencionado também a falha Penacova-Régua-Verin de escala regional, assim como a sua influência geomorfológica. Neste subcapítulo também é abordado um tópico muito controlador no tema em estudo, que engloba a influência tectónica da orogenia Varisca da região. O Enquadramento Geológico da região abrangida pela carta e abordagem mais pormenorizada dos depósitos de cobertura e granitóides presentes na região estudada é o tema abordado no último subcapítulo.

- Capítulo 3 – Princípios teóricos

O terceiro capítulo é composto por cinco subcapítulos constituídos pelas propriedades que controlam o comportamento dos campos eletromagnéticos, resistividade elétrica, abordando as diferenças entre resistividade e resistência e o



cálculo da resistividade, transporte de corrente elétrica, formas como esse transporte pode ocorrer e o cálculo da resistividade efetiva. Os últimos dois subcapítulos abordam as propriedades que alteram a resistividade, assim como os fenómenos de indutância e indução magnética.

- Capítulo 4 – Prospeção Geofísica

Este capítulo é dedicado aos objetivos da prospeção geofísica e abordagem à prospeção mecânica. Refere-se ao problema da ambiguidade na interpretação geofísica e aos métodos de prospeção de uma forma geral acerca das suas propriedades e aplicações. Engloba também os princípios gerais dos métodos eletromagnéticos, equação de Faraday, propagação e componentes de ondas eletromagnéticas, propriedades que determinam a profundidade de penetração de campos eletromagnéticos e cálculos para a sua determinação. Refere ainda brevemente e de forma geral o método *frequency-domain electromagnetic* (FDEM) associado ao desenvolvimento do método utilizado na realização da parte prática desta Dissertação.

- Capítulo 5 – *Time-Domain Electromagnetic Method*

O capítulo 5 é iniciado com os princípios de funcionamento do método *time-domain electromagnetic* (TDEM), as propriedades das *eddy currents*, assim como a interpretação da atitude, posição e profundidade das anomalias eletromagnéticas presentes no subsolo. É ainda constituído por subcapítulos que abordam a criação do campo magnético primário e fatores a influenciar para obter uma profundidade de investigação desejada, assim como as características de diferentes configurações TDEM utilizadas no campo para a obtenção de dados acerca da distribuição da condutividade elétrica no subsolo em estudo.

- Capítulo 6 - Fatores que afetam os dados geofísicos

Aborda as características do sinal e ruído adquiridos assim como a relação entre ambos, destacando formas de alcançar dados com maior qualidade, como é o exemplo de processos de *stacking*, rácio e filtragem. Distingue-se e caracteriza-se os diferentes tipos de ruído ambiente e metodológico, assim como os efeitos de polarização induzida e do comportamento superparamagnético.

- Capítulo 7 - Estruturação de Levantamentos Geofísicos

Concentra-se na divisão e caracterização das diferentes fases de levantamentos geofísicos. A aquisição é sujeita a um planeamento prévio de acordo com as características do local e o objetivo da investigação, abordando também diferentes tipos de configurações. O processamento dos dados refere-se a processos de tratamentos dos mesmos e diferentes possibilidades de exibição. Por fim, é analisada a fase de interpretação quantitativa e qualitativa, assim como a modelação inversa e direta. São ainda identificados os obstáculos mais comuns à interpretação dos dados.

- Capítulo 8 - Aplicabilidade do TDEM

Para além da aplicação no solo do método *Time-Domain Electromagnetic*, este método pode ser utilizado de diversas formas. Neste capítulo dá-se destaque à sua aplicação aérea, evidenciando as duas principais características desta metodologia, marinha, em furos de sondagem e ainda a aplicação espacial do método.

- Capítulo 9 - Obtenção, Tratamento de dados de campo e Resultados

O capítulo 9 está direcionado ao trabalho de campo realizado, aos *softwares* utilizados para o tratamento de dados e por fim, à exibição dos dados obtidos após o seu processamento. Este capítulo inicia com a inventariação do material utilizado para a realização das sondagens no campo, assim como a localização geográfica das mesmas e orientação dos perfis realizados. Engloba introduções e o procedimento realizado ao longo do tratamento dos dados nos programas *ElectroMagnetic Model Analysis*, TEMBIN e ZONDTEM1D. Por fim, são ainda exibidos os modelos e perfis obtidos.

- Capítulo 10- Interpretação de dados

Este capítulo contém a interpretação realizada acerca das características de cada sondagem individual, assim como uma análise relativamente à variação da resistividade no subsolo numa perspetiva conjunta de cada perfil, apresentando também a comparação e diferenças entre ambos. Finaliza com a interpretação dos dados processados pelo programa *ElectroMagnetic Model Analysis* utilizando dados obtidos

por outros autores e a sua comparação com os dados adquiridos nos trabalhos de campo executados na presente Dissertação.

- Capítulo 11 - Considerações finais

É composto pelas principais interpretações e conclusões obtidas através da análise dos perfis e modelos obtidos, referindo ainda os maiores obstáculos à execução dos levantamentos *in situ*.

### 1.3 - Estado da Arte

Em todas as áreas científicas, o desenvolvimento da observação, procedimentos e interpretação são fundamentos base para um crescimento sustentável do conhecimento acerca dos mais variados temas. A área da prospeção não é exceção e desde a criação dos primeiros métodos tem se assistido ao desenvolvimento dos mesmos, com o objetivo de possibilitar mais e melhores compreensões acerca do objeto de estudo.

Os métodos modernos geofísicos eletromagnéticos (EM), são baseados em algumas leis fundamentais desenvolvidas no século XIX, como é o exemplo da lei de Ohm, lei de Ampere e lei de Faraday. O aumento da procura, proveniente da indústria mineira, estimulou os primeiros estudos elétricos e eletromagnéticos, com vista a solucionar os problemas para prosperar e encontrar depósitos minerais.

O trabalho pioneiro dos irmãos Schlumberger, Conrad e Marcel, entre 1920 e 1930 foi muito importante no desenvolvimento dos métodos de prospeção elétrica, criando usos práticos de campos elétricos para explorar o interior da terra. Nesta época, o método elétrico foi uma das primeiras técnicas de exploração geofísica a ser amplamente utilizada para a exploração de petróleo, gás e depósitos minerais, sendo que desde esses tempos, os métodos de prospeção elétrica têm evoluído drasticamente, bem como o equipamento utilizado, o conhecimento acerca dos campos eletromagnéticos (EM), a sua geração, medição, assim como também se verificou uma enorme evolução na interpretação de modelos geoelétricos. Inicialmente era um simples método de resistividade, desenvolvendo-se para uma tecnologia com princípios muito elaborados, baseada em prospeção eletromagnética complexa com fontes naturais e controladas.

Na grande parte da história, a utilização de métodos geofísicos recorreu maioritariamente a modelos de interpretação 1D de uma Terra constituída em camadas ou um modelo 2D. Como todos os outros aspetos, a modelação também tem sofrido mudanças significativas com vista ao seu melhoramento e por isso, nos últimos 25 anos tem sido possível iniciar a utilização de modelos 3D para uma melhor interpretação. Este avanço ocorre devido ao desenvolvimento de computadores de elevada *performance*, evoluções de métodos matemáticos de interpretação baseados no progresso da teoria eletromagnética e na ciência da computação em modelamento numérico e inversão.

Os métodos elétricos e eletromagnéticos apresentam uma vasta gama de aplicações, sendo que as medições eletromagnéticas podem ser executadas no solo, ar, oceano ou até mesmo em furos de sondagem, com aplicabilidade na indústria da exploração mineira, exploração de petróleo e gás, recursos geotérmicos, geotecnia, engenharia, prospeção de água subterrânea, geofísica ambiental e ainda em estudos tectónicos regionais e crustais. A primeira aplicação de métodos elétricos e eletromagnéticos foi realizada com o objetivo de explorar minérios metálicos muito condutivos. Os métodos foram aplicados na exploração de corpos minerais de sulfuretos maciços e minérios metálicos disseminados. Relativamente à exploração de petróleo e gás, especialmente mais recentemente, aplicações conjuntas de métodos elétricos, sísmicos e gravitacionais apresentaram muito sucesso, devido ao facto destes diferentes métodos terem diferentes vantagens e desvantagens, oferecendo a possibilidade de se completarem, permitindo obter melhores resultados finais (Zhdanov, M., 2010).

Robert Fox (1830) foi provavelmente o primeiro cientista a considerar a possibilidade de aplicação do fenómeno de polarização instantânea, com o objetivo de localizar jazidas minerais. James Fisher em Michigan, nos Estados Unidos da América, no ano 1893, realizou as primeiras experiências recorrendo à medição da condutividade elétrica para localizar cargas de rolamento de cobre (Jakosky, J., 1940). Os trabalhos dos irmãos Schlumberger entre 1912 e 1914 em França, com propósitos nos estudos na área da tectónica utilizaram levantamentos geofísicos recorrendo ao método de resistividade elétrica. Dois anos mais tarde, em 1916, Wenner desenvolveu um método que permitiu fazer medições relativamente à resistividade da Terra (Wenner, 1928), método esse que foi utilizado por Lundberg (1922), Gish and Rooney (1925) e Heiland (1926) para prospetar minério. Wenner fez esforços significativos nos desenvolvimentos dos princípios de interpretação de dados de resistividade, contudo, um fator muito importante para a expansão do método em termos de potencial e utilidade foi o conceito de resistividade aparente, introduzido pelos irmãos Schlumberger em 1922, que proporcionou a análise e interpretação dos dados com mais valor geológico e mais fácil de realizar. Conrad Schlumberger no início de 1912, teve a ideia de utilizar um campo elétrico para prospetar o subsolo, porém o surgimento da Primeira Guerra Mundial, em 1914 atrasou a implementação prática da ideia. Paul Schlumberger (pai de Conrad e Marcel Schlumberger), só em 1919 ofereceu apoio financeiro para os seus filhos desenvolverem a revolucionária tecnologia de prospeção elétrica para o mapeamento das formações do subsolo. Estas experiências de campo não resultaram em descobertas significantes inicialmente, sendo que o primeiro grande sucesso comercial

foi obtido na década de 1930 quando a empresa formada pelos irmãos foi convidada a trabalhar na antiga União Soviética. Foi então nos campos de petróleo do Azerbaijão e na Cordilheira do Cáucaso que o método de resistividade começou a sua jornada de maior uso e utilidade para a comunidade científica.

Com a importância que os métodos elétricos iam atraindo e com a sua maior aplicabilidade prática, era necessário desenvolver soluções matemáticas para interpretar o comportamento dos campos EM, interagindo com modelos da Terra. É neste campo, da geofísica matemática, que Andrey Nikolaevich Tikhonoy se destaca com as suas fundamentais descobertas, desempenhando um papel muito importante nos métodos EM. As suas sugestões teóricas acerca das formas do campo natural e métodos EM com fontes controláveis, conduziu os seus colegas a grandes sucessos de aplicação desses métodos na prospeção de petróleo e gás na USSR anos depois da Segunda Guerra Mundial.

Por volta de 1960, com o desenvolvimento prévio do conhecimento das correntes telúricas, um conjunto de métodos com o objetivo de determinar a estrutura elétrica da Terra, usando campos EM naturais, começam a ser mais utilizados, com base nos conceitos teóricos de Andrey N. Tikonov (1950) na USSR, Louix Cagniard (1953) na França e Tsuneji Rikitake (1950) no Japão. O cerne do descobrimento foi feito independentemente por Tikhonov e Cagniard, focando-se no facto do efeito do processo na ionosfera e na magnetosfera poder ser cancelado se os componentes do campo elétrico e do campo telúrico, fossem normalizados pelos componentes do campo magnético. Esta descoberta permitiu uma forma de desenvolvimento numa nova técnica de exploração, o método magnetotelúrico (MT). O desenvolvimento de métodos de modelamento numérico entre os anos de 1980 e 1990, possibilitou uma mudança da interpretação de dados MT de secções 1D para secções mais realísticas 2D ou até modelos geoeletricos 3D, possibilitando novas aplicações práticas do método na exploração geofísica.

A primeira aplicação dos métodos eletromagnéticos teve o propósito de prospear jazidas minerais condutivas, envolvidas por materiais resistivos. Métodos eletromagnéticos do domínio da frequência (FDEM), com fonte controlada, começaram a ser mais utilizados na exploração entre 1950 e 1960, contudo ao fim destes anos aumentou o interesse em levantamentos EM para explorar reservatórios de petróleo e gás, assim como sistemas geotermiais a maiores profundidades.

Com o desenvolvimento da exploração, a necessidade de prospear a maiores profundidades aumentou, incitando desenvolvimentos nas técnicas utilizadas,

provocando a criação do método *Time-Domain Electromagnetic* (TDEM), sendo que por volta de 1985, este método já se assumia como o método EM de maior relevância para exploração profunda.

Atualmente o TDEM é utilizado numa vasta gama de aplicações, como é o exemplo da hidrogeologia, exploração de depósitos de hidrocarbonetos, mapeamento de focos poluentes, exploração geotérmica, entre outros. Esta expansão do método ocorreu a partir da sua estabilização e predominância na exploração mineral, começando a ser utilizado no mapeamento geológico e posteriormente expandindo-se para inúmeras áreas.

Para além desta vantagem, durante a década de 1960, também se descobriu a possibilidade do transmissor e o recetor poderem permanecer juntos, possibilitando que os resultados obtidos fossem locais. A profundidade de investigação era controlada pelo tempo de receção do sinal, adicionando, o melhoramento da precisão de medições em tempos tardios e o aumento da energia da fonte proporcionava as condições necessárias para um aumento da profundidade de investigação. A conjugação destes fatores aumenta largamente a aplicabilidade prática do método na exploração de petróleo e gás. Ao longo do tempo, várias técnicas EM transientes foram desenvolvidas, como é o exemplo do Sirotem e UTEM (desenvolvidos para prospeção de jazidas de metal) e o LOTEM e MTEM (para a exploração de petróleo e gás) (Zhdanov, M., 2010).

Além da aplicação dos métodos EM no solo, também é possível utilizá-los suspensos no ar, como é o exemplo da técnica *airborne electromagnetic* (AEM), que teve a sua primeira aparição no início de 1951 (Fountain, D., 1998). Esta vertente tem sofrido grandes avanços, sendo possível presenciar o desenvolvimento de vários sistemas AEM no domínio da frequência e tempo, nos últimos sessenta anos.

Contrariando os pensamentos iniciais acerca da impossibilidade de penetração de campos EM em contextos *off-shore*, a aplicação destes métodos EM verificou-se muito útil, apresentando uma vasta gama de aplicações, como é o exemplo das medições conduzidas por geofísicos russos no Oceano Ártico (Novysh e Fonarev, 1966; Trofimov e Fonarev, 1972), investigações lideradas pelo *Scripps Institution of Oceanography* que proporcionaram diversas experiências EM no Oceano Pacífico (Filloux, 1979; Cox, 1981), entre outras. A maioria das tecnologias EM para exploração geofísica marinha são baseadas em métodos magnetotelúricos ou na versão marinha do CSEM (método eletromagnético com fonte controlada) (Zhdanov, M., 2010).

## CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO GERAL



## 2.1 - Enquadramento Geográfico

Os trabalhos realizados nesta Dissertação localizam-se maioritariamente no Concelho de Vila Pouca de Aguiar que se situa na zona Norte, com uma área territorial de aproximadamente 437 km<sup>2</sup> e formado por 14 freguesias. Este concelho pertence ao Distrito de Vila Real, que limita a norte com Espanha, a sul com o Distrito de Viseu, a este com o Distrito de Bragança e a oeste com o Distrito de Braga e do Porto.

Vila Pouca de Aguiar é parte constituinte da folha 6D da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 que abrange as folhas 60, 61, 74 e 75 da Carta Militar de Portugal na escala 1/25 000 do Instituto Geográfico do Exército. Tal como é possível visualizar pelo quadrado delineado na figura 1, a zona pertencente a esta carta encontra-se no limite entre a Zona Galiza-Trás-os-Montes e a Zona Centro Ibérica (Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

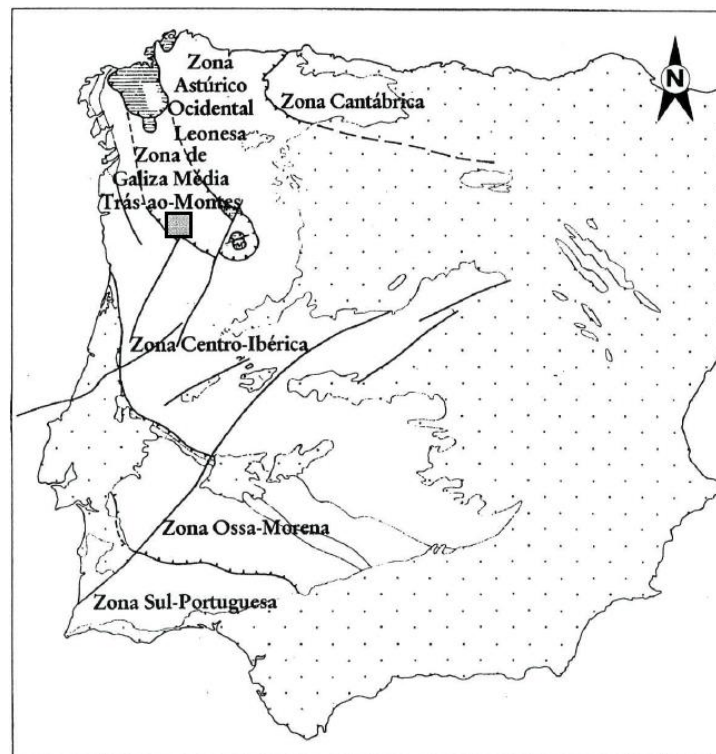


Figura 1: Localização da carta 6-D, evidenciada pelo quadrado, nas unidades geotectónicas da Península Ibérica (Adapt. Julivert *et al.*, 1974 in Sant'Ovaia, H., 2000).

## 2.2 - Enquadramento Geomorfológico

A região abrangida pela Folha 6D da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 integra-se no Maciço Hespérico que é caracterizado como sendo uma unidade morfoestrutural constituída por um extenso afloramento de rochas de idade Proterozóica e/ou Paleozóica que formam a ossatura central e ocidental da Península Ibérica. Esta unidade está dividida em seis zonas, sendo elas de Norte para Sul, a Zona Cantábrica, a Zona Astúrico-Ocidental Leonesa, a Zona Galiza-Trás-os-Montes, a Zona Centro Ibérica, a Zona Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1976 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

As diferentes litologias constituintes do Maciço Hespérico apresentam distintas características relativamente à dureza, promovendo diferentes reações do maciço à erosão e meteorização levando a que materiais mais resistentes, comparativamente aos encaixantes, formem relevos locais. Nas regiões situadas a Norte do rio Douro os fenómenos erosivos prevalecem sobre a movimentação tectónica e é possível verificar um relevo aplanado, designado por Superfície Culinante da Meseta. Estas características geomorfológicas só são alteradas nas proximidades de acidentes tectónicos como é o exemplo das falhas de Penacova-Régua-Verin e da falha Bragança-Vilariça-Manteigas (Cabral & Ribeiro, 1989; Cabral, 1995; Ferreira, 2004, Ribeiro, 2004 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

A Folha 6D é caracterizada pela presença da Zona de Falha Penacova-Régua-Verin (ZFPRV) que pertence a um sistema de falhas com uma direção NNE-SSW e se estende maioritariamente na Zona Centro Ibérica e Zona Galiza Trás-os-Montes, desempenhando uma grande influência no controlo das características do relevo, bacias hidrográficas e geomorfologia em geral. Esta falha provoca uma interrupção no planalto transmontano originando um vale de fratura com grandes dimensões, constituído por várias bacias e *grabens* (Batista, J., 1998; Feio, 1951; Ferreira, 2004 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011). A zona condiciona os depósitos de cobertura, preservando os sedimentos pliocénicos nesta estrutura principal ou em falhas secundárias.

A presença da falha nesta região permite estabelecer uma divisão em duas secções como é possível visualizar na figura 2, sendo elas, a secção oriental à ZFPRV constituído pela Superfície da Padrela, sendo que a secção ocidental é formada pela Superfície do Alvão. De salientar o facto de que na zona de falha é possível constatar a presença da Bacia das Pedras Salgadas a Norte e a Bacia de Telões mais a Sul, assim

como, a particularidade de a secção ocidental estar mais afundada relativamente à secção oriental.

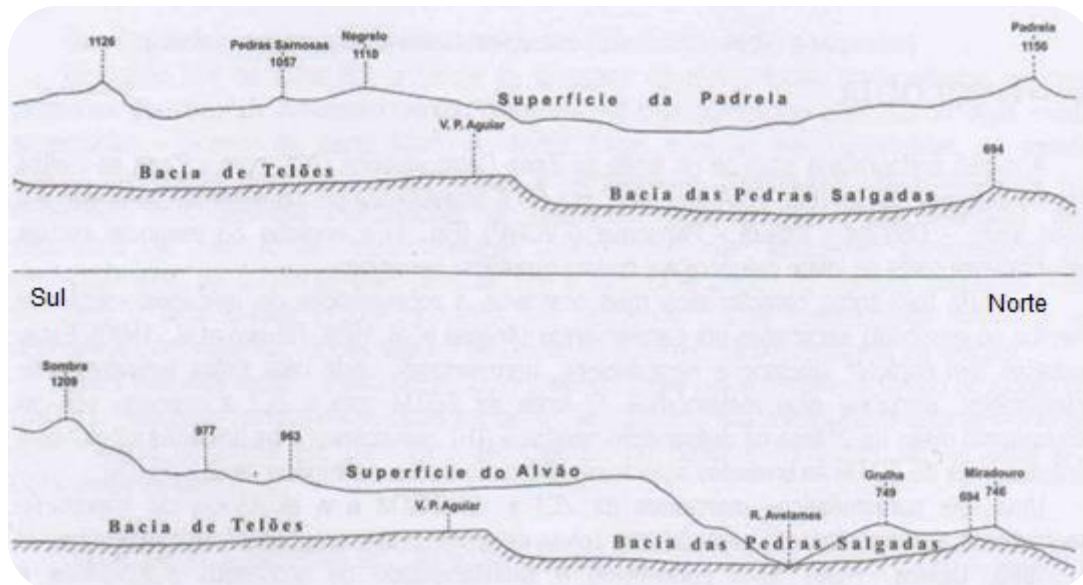


Figura 2: Representação da geomorfologia da secção oriental à ZFPRV, em cima, e em baixo, a secção ocidental à ZFPRV (Adapt. Feio, 1951 in Sant'Ovaia et al., 2011).

Ambas superfícies variam as suas altitudes entre os 900 e os 1000 metros, enquanto a Bacia das Pedras Salgadas tem uma altitude inferior comparativamente à Bacia de Telões que só surge na parte sul da carta 6D, integrando a região de Vila Pouca de Aguiar, onde os estudos foram realizados.

Devido à geomorfologia da região pertencente a esta Carta é possível visualizar na figura 2 e 3 que a Bacia de Telões drena para Sul e não para Norte como acontece na Bacia das Pedra Salgadas. Esta característica proporciona que o troço do vale pertencente à Bacia de Telões, integrando a região de Vila Pouca de Aguiar, funcione como uma portela de divisória de águas, influenciando o curso regional da rede hidrográfica (Sant'Ovaia et al., 2011).

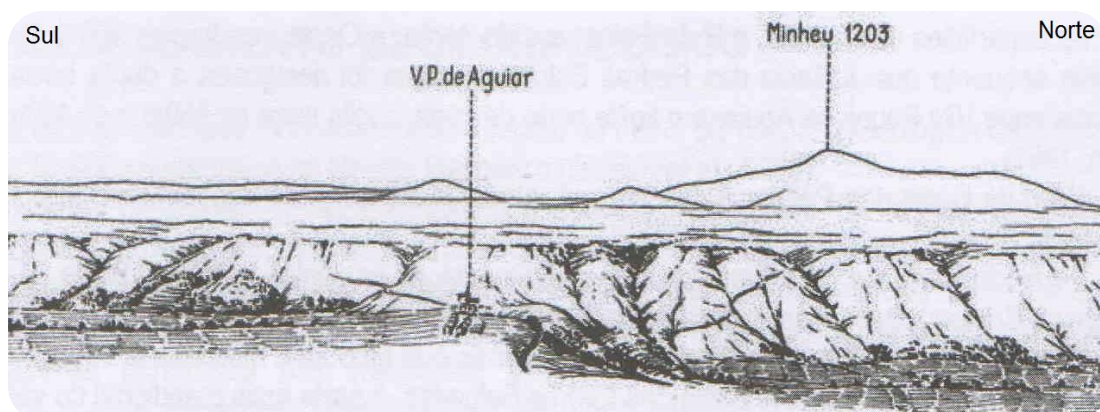


Figura 3: Portela de divisória de águas em Vila Pouca de Aguiar entre os limites da Bacia das Pedras Salgadas e da Bacia de Telões (Adapt. Feio, 1951 in Sant'Ovaia, H. et al., 2011).

## 2.2.1 - Influência tectónica na região

Similarmente ao que é possível observar em outras zonas do Maciço Ibérico, a área compreendida pela Folha 6D evidencia uma deformação consequente da atuação das fases  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$  de deformação dúctil da Orogenia Varisca. (Ribeiro, 1974, Noronha *et al.*, 1979, Dias & Ribeiro, 1995 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011). Esta carta geológica, tal como foi expresso anteriormente, encontra-se no limite entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Galiza Trás-os-Montes e como tal, são zonas constituídas por terrenos Autóctones, Parautóctones e Alóctones.

Genericamente, a primeira fase de deformação,  $D_1$ , teve influência em todos os tipos de terrenos, gerando dobras com orientações e vergências diferentes, mas com uma orientação predominantemente NW-SE e com um plano axial vertical no autóctone e vergentes no parautóctone. A fase  $D_2$  não está representada no alóctone, estando unicamente presente no autóctone e parautóctone, ocorrendo posteriormente à fase  $D_1$ . É característica pela formação de dobras “deitadas”, com um flanco inverso muito curto e um aumento da vergência das dobras para SE. Posteriormente, a terceira fase,  $D_3$ , está representada similarmente em todos os terrenos, originando corredores de cisalhamento dúctil verticais e um dobramento largo e de pequena amplitude, com o plano axial vertical. A tipologia e orientação das anisotropias e foliações originadas anteriormente influenciaram a penetrabilidade da foliação associada ao dobramento  $D_3$ .

Mais concretamente na área abrangida pela carta 6D, foi provocada uma xistosidade de plano axial ( $S_1$ ), pela primeira fase de deformação ( $D_1$ ), sendo que a deformação resultante da fase  $D_2$  reorientou e horizontalizou essa mesma xistosidade, originando uma clivagem de crenulação  $S_2$ , com uma inclinação sub-horizontal, excedendo quase totalmente, em alguns locais, a xistosidade  $S_1$  originada anteriormente. Posteriormente foram desenvolvidos dobramentos com eixo sub-horizontal e plano axial com uma direção compreendida entre  $N100^\circ$  a  $N120^\circ$ , sub-vertical, proporcionada pela terceira fase de deformação varisca,  $D_3$ . No período final e posterior à ocorrência da fase  $D_3$ , originaram-se dois sistemas conjugados de fraturas, sendo eles, o sistema principal com direção NNE-SSW e o sistema conjugado com direção NNW-SSE, resultantes de uma deformação dúctil-frágil e frágil.

Um dos fatores geológicos mais característicos desta carta é a presença da falha Verin-Chaves-Régua-Penacova(FVCRP) (figura 4), que foi nucleada na fase de deformação varisca  $D_3$  e sofreu posteriormente uma reativação, funcionando como uma falha de desligamento (Baptista, 1998 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2'11). Este grande acidente varisco controlou a instalação do maciço granítico de Vila Pouca de Aguiar e apresenta uma orientação NNE-SSW. A geomorfologia da região foi influenciada pela presença da falha que controla estruturalmente o vale, limitado a este pela Serra da Padrela e a oeste pela Serra do Alvão. Salienta-se a presença das depressões de Vidago, Pedras Salgadas e Telões alinhadas ao longo do traçado da falha de origem tectónica. Estas depressões são consideradas como bacias de desligamento, relacionadas com uma componente horizontal de movimentação da falha (Cabral, 1995 *in* Sant'Ovaia, H. *et al.*, 2011).

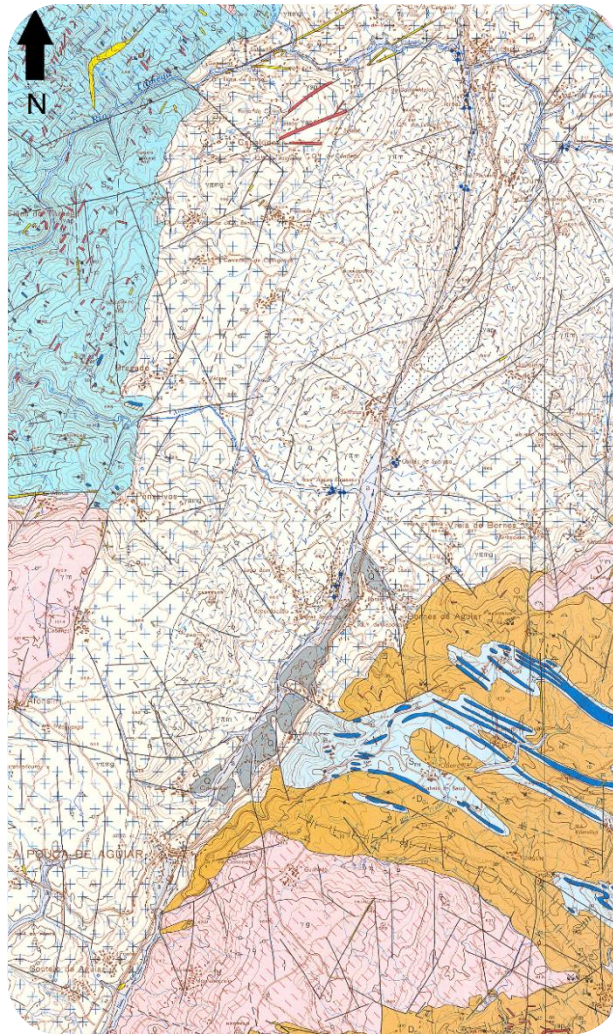


Figura 4: Extrato da zona central da Folha 6D da Carta Geológica de Portugal 1/50 000, possibilitando visualizar no centro, uma porção da Falha Verin-Chaves-Régua-Penacova (*Adapt.* Noronha *et al.*, 1998).

## 2.3 - Enquadramento Geológico

A geologia desta região é constituída essencialmente por rochas metassedimentares de idade paleozóica e rochas graníticas hercínias. Como já foi evidenciado anteriormente no Capítulo 2, a área englobada pela Folha 6D encontra-se no limite entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), sendo característica por um carregamento maior da fase D<sub>2</sub> da orogenia Varisca, sobrepondo unidades alóctones e parautóctones às unidades autóctones, pertencentes à ZCI. As unidades alóctones e parautóctones apresentam diferentes características mineralógicas, estratigráficas, estruturais e metamórficas, sofrendo um grande deslocamento e proporcionando desenraizamento, no caso dos terrenos alóctones.

A ZGTM é característica pela sobreposição de unidades estruturais separadas por carreamentos (Arenas *et al.*, 1988, Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011), sendo que em ambas as zonas ocorreu um magmatismo sinorogénico, paralelamente a um metamorfismo com zonas de medio a alto grau (Martinez *et al.*, 1988, Ugidos, 1990 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011). A ocorrência quase simultânea dos dois processos indica que os magmas graníticos tiveram uma grande influência na evolução térmica do orógeno nas duas zonas e embora não existam diferenças no metamorfismo da ZGTM e ZCI, a segunda fase de deformação varisca proporcionou uma intensidade de deformação responsável por uma evolução tectonometamórfica característica da ZGTM (Dallmeyer *et al.*, 1997, Ábalos *et al.*, 2002 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

Na zona cartografada pela Folha 6D é possível identificar dois tipos de granitóides sinorogénicos hercínios (Ferreira *et al.*, 1987 *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011), sendo eles, os granitos de duas micas sin-D<sub>3</sub> e os granitos biotíticos com plagioclase cálcica com um período de intrusão sintectónicos e pós-tectónicos.

Os metassedimentos encontram-se maioritariamente no subdomínio Peritransmontano pertencente ao parautóctone, contudo também é possível identificar esta litologia no canto inferior esquerdo da carta, pertencente ao autóctone, com afloramentos em pequenas áreas isoladas envolvidas por granitos de duas micas.

O perfil de resistividade elétrica, resultante da junção das sondagens individuais, foi realizado no quadrante SW da Folha 6D-Vila Pouca de Aguiar da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, ao longo da Zona de Falha Penacova-Régua-Verin, com uma orientação NE-SW e perpendicularmente à mesma com direção WNW-ESE, no

sector ocidental. Em regra geral, os levantamentos foram realizados no grupo dos Granitóides Biotíticos com plagioclase cálcica e em Depósitos de Cobertura.

Assim sendo, o perfil realizado ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin intersecta os Depósitos de Cobertura e o Granito de Vila Pouca de Aguiar. Por outro lado, o perfil elaborado no sector ocidental, perpendicularmente à falha e com direção WNW-ESE, intersecta o Granito de Gouvães da Serra localizado a oeste e o Granito de Vila Pouca de Aguiar posicionado a este, sendo que na zona de falha se verificam Depósitos de Cobertura. Na possibilidade de o perfil ter continuidade para SE, este intersectaria o Granito da Gralheira, que é classificado como sendo um granito de duas micas sintéctónico

Estes Depósitos de Cobertura são constituídos por Terraços do Plistocénico, constituídos por calhaus rolados a subrolados, mal calibrados e poligénicos ou Aluviões de idade não mais antiga que o Holocénico, compostos por material atual, arenoso-argiloso, situando-se normalmente na zona de falha e nos leitos de troços de cursos de água, originando terrenos agrícolas muito férteis. Assim como foi referido anteriormente, estes depósitos encontram-se presentes em ambos os perfis, contudo têm uma maior abundancia no perfil com direção NE-SW devido ao facto de este ter sido realizado ao longo da zona de falha

Relativamente às Rochas Graníticas Hercínicas e de acordo com a mineralogia, deformação e as relações de diferentes fácies graníticas com o encaixante, em conformidade com a classificação de Ferreira *et al.* (1987) e relativamente à fase de deformação D<sub>3</sub>, são definidos dois grupos principais de rochas granitóides sinorogénicas, sendo elas, o granito de duas micas sintectónico e os granitóides biotíticos com plagioclase cálcica (Noronha *et al.*, 2006b *in* Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

Na folha 6D, de acordo com a granulometria e textura, é possível agrupar cinco unidades relativamente aos granitóides biotíticos com plagioclase cálcica, sendo elas os granitóides sintectónicos (Granito de Vila da Ponte) e os granitos pós tectónicos, incluindo o granito de grão fino de duas micas (Granito de Sabroso), granito de grão grosseiro porfiroide (Granito de Gouvães da Serra e Barbadães), granito de grão médio a grosseiro porfiroide (Granito de Vila Pouca de Aguiar) e granito de grão médio porfiroide (Granito de Pedras Salgadas). O conjunto dos granitos pós-tectónicos de Gouvães da Serra, de Vila Pouca de Aguiar e de Pedras Salgadas, é designado por maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (VPA), situando-se paralelamente à falha Verin-Chaves-Régua-Penacova.

Analisando a área situada a oeste da falha, representada pela Planície do Alvão, identificam-se dois granitos biotíticos com plagioclase cálcica, pós-tectónicos, designados por Granito de Vila Pouca de Aguiar, situado mais a este, e posicionado a oeste do mesmo, encontra-se o Granito de Gouvães da Serra. O primeiro é característico pelo seu grão médio a grosseiro com um carácter porfiroide, devido à presença de megacristais de feldspato potássico e esporadicamente de plagioclase. Macroscopicamente, é um granito sem deformação aparente, com zonas visíveis de rubefação, relacionadas com processos de epissienitização e com fraca presença de filões de aplito ou pegmático, mas com presença comum de filões de quartzo com uma orientação preferencial NNE-SSW. Em termos mineralógicos, o quartzo e a biotite são os minerais mais comuns, sendo que como minerais acessórios apresenta o zircão, apatite, ilmenite e alanite. Este granito representa a fácies com maior presença no maciço de VPA ocupando cerca de 135 km<sup>2</sup>, sendo caracterizado pela presença de escassos encraves com formas arredondadas a elípticas. O Granito de Gouvães da Serra apresenta uma mineralogia idêntica ao Granito de Vila Pouca de Aguiar e é composto por uma matriz grosseira, destacando-se megacristais de feldspato potássico com contornos mal definidos e a ocorrência de quartzo globular. Este granito está presente na bordadura sul do maciço pós-tectónico, contactando discordantemente com os granitos de duas micas sintectónicos. O contacto deste com o Granito de Vila Pouca de Aguiar ocorre por falha, numa zona a SSW, enquanto a sul a passagem entre fácies ocorre de forma gradual.

Adicionalmente, é possível agrupar quatro unidades relativamente aos granitos de duas micas, sendo elas, granitos de grão médio de tendência porfiroide (Granito do Minhéu, Lagoa e Serapicos), granito de grão médio a grosseiro porfiroide (Granito de Santa Marta do Alvão), granito de grão médio a grosseiro (Granito da Gralheira) e granito de grão médio a grosseiro de tendência porfiroide (Granito do Barroso).

A identificação de granitos de duas micas só é possível no prolongamento para este na região do perfil com direção W-E, permitindo identificar do lado este da falha, a presença de um granito de duas micas sintectónico, com grão médio a grosseiro, designado por Granito da Gralheira, aflorante com uma forma alongada segundo NW-SE, em concordância com a estrutura regional. Microscopicamente, está presente quartzo, moscovite, biotite, plagioclase, ortoclase e microclina. Relativamente aos minerais acessórios identifica-se turmalina, zircão, andaluzite, apatite, silimanite e fluorite. De salientar a alteração pós-magmática da biotite e plagioclase (moscovitização), sericitização dos feldspatos e cloritização da biotite, assim como o



facto do único mineral máfico presente, biotite, estar menos representado que a moscovite e a dominância da microclina, sobre a ortóclase (Sant'Ovaia *et al.*, 2011).

## **CAPÍTULO 3: PRINCIPIOS TEÓRICOS**

### 3.1 - Introdução

Devido ao facto de haver uma grande panóplia de objetos de estudo, a variedade de métodos elétricos e EM que podem ser aplicados também aumenta de forma a corresponder às necessidades de investigação. Há uma grande panóplia de diferentes modificações aplicáveis aos métodos EM, dado que existe a possibilidade de usar diferentes tipos de transmissores ou diferentes componentes de medição dos campos EM numa grande variedade de receptores e ainda diferentes alterações relativamente às configurações usadas nos equipamentos. Cada meio é constituído por diferentes componentes (diferentes tipos de rochas e minerais, por exemplo) apresentando diferentes características e proporcionando distintos comportamentos nos campos EM. Esse comportamento é controlado por três propriedades primárias do solo, sendo elas, a condutividade elétrica, permitividade dielétrica e suscetibilidade magnética. A condutividade elétrica é a propriedade geofísica mais útil na caracterização das rochas e minerais na exploração geofísica com relativa baixa frequência, medindo a capacidade de um material para conduzir corrente elétrica. Para métodos de alta frequência, como é o exemplo do *ground-penetrating radar* (GPR), a permitividade dielétrica é a propriedade com maior importância.

A condutividade elétrica varia na Terra em várias ordens de magnitude, por outro lado, as outras propriedades físicas analisadas na exploração geofísica (suscetibilidade magnética, densidade, velocidade de ondas acústicas) variam ao longo de intervalos bastante limitados. Diferentes parâmetros afetam a condutividade, como é o exemplo da presença de água ou hidrocarbonetos numa rocha, quantidades de minerais eletronicamente condutores, pressão, temperatura, entre outros. Devido a todos os fatores influenciadores, a condutividade elétrica é a propriedade com mais importância e a que mais se destaca, demarcando-se como um *tracer* económico para vários depósitos minerais de diferentes tipos (Zhdanov, Michael S., 2010).

### 3.2 - Resistividade Elétrica

Os métodos eletromagnéticos realizam medições do subsolo com o objetivo de obter informações acerca da resistividade ( $\rho$ , unidade SI ohm-metro) ou o seu inverso, a condutividade elétrica ( $\sigma$ , unidade SI Siemens-metro) de um material. Estas duas características representam o oposto e podem ser convertidas recorrendo à equação 1,

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (1)$$

A lei de Ohm permite calcular uma resistência, não tendo em consideração as dimensões do material a ser medido, contudo, considerando o fluxo de corrente elétrica na Terra, deve-se ter em conta que esse fluxo ocorre num volume finito.

Comparando dois cilindros com diferentes dimensões, mas constituídos com o mesmo material, é possível concluir que estes dois corpos apresentam a mesma resistividade elétrica, contudo, devido ao facto de terem um comprimento ou área de *cross-section* diferente, os corpos vão ter resistências elétricas diferentes. Mais concretamente, um aumento do comprimento de um corpo cilíndrico, provocará uma maior resistência elétrica, contudo, um aumento na área de *cross section*, promove uma diminuição na resistência elétrica do material, porque neste último caso, não se aumenta o comprimento do corpo resistivo, mas sim, a área por onde essa corrente elétrica pode fluir, beneficiando essa condução. Devido a este fator, para estabelecer uma equação acerca da relação entre um material e a sua oposição à passagem de corrente elétrica, é necessário remover os efeitos geométricos desse mesmo corpo, com o objetivo de obter o resultado relativo à resistividade de uma unidade cúbica de material. Assim sendo, a resistividade é obtida, aplicando um fator de correção geométrico ( $k_{geom}$ ) à resistência medida, como é possível verificar pela equação,

$$\rho = R k_{geom} \quad (2)$$

, sendo que no caso de um corpo cilindro a equação 2, transforma-se na seguinte equação,

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (3)$$

Neste cálculo, “R” representa a resistência ( $\Omega$ ), “A” a área da *cross-section* ( $m^2$ ) e “L” o comprimento (m) do corpo em estudo, como é possível verificar os componentes do cilindro na figura 5 (Kearey *et al.*, 2002, Dentith, M & Mudge, S., 2014).

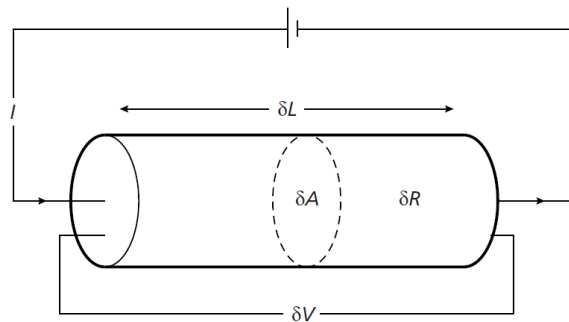


Figura 5: Propriedades de um corpo cilíndrico no cálculo da resistividade elétrica (Kearey *et al.*, 2002).

### 3.3 - Transporte de corrente elétrica

O transporte de corrente elétrica ocorre através de um meio recorrendo a transportadores de carga que estão sujeitos a um constante campo elétrico. Cada rocha ou mineral, apresenta diferentes características relativamente ao número de transportadores de cargas por unidade de volume ( $n$ ) disponíveis, assim como a carga que cada transportador é capaz de carregar ( $q$ ). Estas duas características são influenciadas pelas propriedades do objeto de estudo, exibindo-se como um dos atributos mais influenciadores da resistividade dos materiais (Unsworth, M., 2015).

Existem três formas de a corrente elétrica ser propagada em rochas e minerais, podendo ser através de condução eletrónica (ou ohmic), eletrolítica e dielétrica. A condução eletrónica é o tipo de fluxo de corrente mais comum, como ocorre nos metais, contendo elétrons livres, por outro lado, a condução eletrolítica sucede devido à maioria das rochas serem fracos condutores apresentando altos valores de resistividade, contudo o facto dessas rochas serem porosas (poros maioritariamente preenchidos por água) facilita o transporte de corrente elétrica. Estes fatores tornam as rochas em condutores eletrolíticos, onde a propagação de corrente é realizada por iões apresentando uma mobilidade dos transportadores de cargas inferior ( $\mu$ ), comparativamente com a condução eletrónica. Nos isoladores ou maus condutores é

possível constatar o fenómeno de condução dielétrica, onde existem muito poucos transportadores livres ou até nenhuns. Devido à influência de um campo elétrico externo variante, os eletrões ficam ligeiramente deslocados relativamente ao seu núcleo. Assim sendo, essa ligeira separação de cargas negativas e positivas é designada por polarização dielétrica do material, produzindo uma corrente denominada por *displacement current*. Metais nativos, grafite, entre outros, conduzem eletricidade na matriz da rocha através da passagem de eletrões, contudo a maioria dos minerais constituintes das rochas são isoladores e a corrente elétrica é transportada através da rocha, principalmente pela passagem de iões nos fluidos constituintes dos poros, necessitando para isso, uma boa conexão entre eles. Assim se comprova, que na maioria das rochas, o transporte de eletricidade ocorre maioritariamente através de processos eletrolíticos em vez de processos eletrónicos.

A formula para calcular a resistividade, apresentada no Capítulo 3.2, refere-se à condução eletrónica, permitindo também o cálculo da resistividade efetiva de uma rocha, ou seja, calcular a resistividade da rocha, tendo em conta também os fluidos pertencentes nos seus poros. Apesar disso, em 1942, Archie desenvolveu uma fórmula empírica que permite calcular a resistividade efetiva numa rocha porosa, expressando-a em termos de resistividade e volume dos poros. Essa formula é dada pela equação,

$$\rho = a\Phi^{-b}f^{-c}\rho_w \quad (4)$$

Relativamente à simbologia,  $\Phi$  representa a porosidade,  $f$  corresponde à fração de poros que contem água de resistividade  $\rho_w$ , que pode apresentar uma larga variedade de valores, tal como é possível verificar na tabela 1, devido ao facto de a condutividade da água depender da quantidade e condutividade dos cloretos dissolvidos, sulfatos e outros minerais presentes, sendo que por fim,  $a$ ,  $b$  e  $c$ , são constantes empíricas (Telford *et al.*, 1990, Kearey *et al.*, 2002, Fantaye, T., 2010).

Tabela 1: Exemplos da resistividade de diversos minerais e águas (Telford *et al.*, 1990).

Mineral	Formula	Resistivity ( $\Omega m$ )	
		Range	Average
Bismuthinite	$Bi_2S_3$	18-570	
Covellite	CuS	$3 \times 10^{-7} - 8 \times 10^{-5}$	$2 \times 10^{-3}$
Chalcocite	$Cu_2S$	$3 \times 10^{-5} - 0.6$	$10^{-4}$
Chalcopyrite	$CuFeS_2$	$1.2 \times 10^{-5} - 0.3$	$4 \times 10^{-3}$
Bornite	$Cu_5FeS_4$	$2.5 \times 10^{-3} - 0.5$	$3 \times 10^{-3}$
Pyrite	$FeS_2$	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$	$3 \times 10^{-1}$
Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S_n$	$6.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$	$10^{-4}$
Cinnabar	HgS		$2 \times 10^7$
Molybdenite	$MoS_2$	$10^{-3} - 10^6$	10
Galena	PbS	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$	$2 \times 10^{-3}$
Millerite	NiS		$3 \times 10^{-7}$
Stannite	$Cu_2FeSnS_3$	$10^{-3} - 6 \times 10^3$	
Stibnite	$Sb_2S_3$	$10^5 - 10^{12}$	$5 \times 10^6$
Sphalerite	ZnS	$1.5 - 10^7$	$10^2$
Cobaltite	CoAsS	$3.5 \times 10^{-4} - 10^{-1}$	
Arsenopyrite	FeAsS	$2 \times 10^{-5} - 15$	$10^{-3}$
Niccolite	NiAs	$10^{-7} - 2 \times 10^{-3}$	$2 \times 10^{-5}$
Bauxite	$Al_2O_3 \cdot nH_2O$	$2 \times 10^2 - 6 \times 10^3$	
Cuprite	$Cu_2O$	$10^{-3} - 300$	30
Chromite	$FeCr_2O_4$	$1 - 10^6$	
Specularite	$Fe_2O_3$		$6 \times 10^{-3}$
Hematite	$Fe_2O_3$	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$	
Limonite	$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$	$10^3 - 10^7$	
Magnetite	$Fe_3O_4$	$5 \times 10^{-5} - 5.7 \times 10^3$	
Ilmenite	$FeTiO_3$	$10^{-3} - 50$	
Wolframite	Fe, Mn, $WO_4$	$10 - 10^5$	
Pyrolusite	$MnO_2$	$5 \times 10^{-3} - 10$	
Quartz	$SiO_2$	$4 \times 10^{10} - 2 \times 10^{14}$	
Cassiterite	$SnO_2$	$4 \times 10^{-4} - 10^4$	0.2
Rutile	$TiO_2$	30-1000	500
Uraninite (pitchblende)	$UO_2$	1-200	
Anhydrite	$CaSO_4$		$10^9$
Calcite	$CaCO_3$		$2 \times 10^{12}$
Fluorite	$CaF_2$		$8 \times 10^{13}$
Siderite	$Fe_2(CO_3)_3$		70
Rock salt	NaCl	30- $10^{13}$	
Sylvite	KCl	$10^{11} - 10^{12}$	
Diamond	C	$10 - 10^{14}$	
Serpentine		$2 \times 10^2 - 3 \times 10^3$	
Hornblende		$2 \times 10^2 - 10^6$	
Mica		$9 \times 10^2 - 10^{14}$	
Biotite		$2 \times 10^2 - 10^6$	
Bitum. coal		$0.6 - 10^5$	
Anthracite		$10^{-3} - 2 \times 10^5$	
Lignite		9-200	
Fire clay			30
Meteoric waters		30- $10^3$	
Surface waters (ign. rocks)		$0.1 - 3 \times 10^3$	
Surface waters (sediments)		10-100	
Soil waters			100
Natural waters (ign. rocks)		0.5-150	9
Natural waters (sediments)		1-100	3
Sea water			0.2
Saline waters, 3%			0.15
Saline waters, 20%			0.05

### 3.4 - Propriedades que alteram a resistividade elétrica

Tal como foi referido anteriormente a resistividade elétrica é afetada por vários fatores intrínsecos à rocha, como é o exemplo da presença de água ou hidrocarbonetos, porosidade, salinidade da água subterrânea, quantidades de minerais eletronicamente condutores numa rocha, densidade de fracturação, pressão e temperatura. Uma das características mais influenciadoras da resistividade de uma rocha é a sua porosidade, a fracturação e os fluidos que preenchem estes espaços vazios. O aumento da porosidade e da fracturação provoca uma diminuição de resistividade do material. Porém, não se trata de uma relação linear, como é possível verificar na figura 6, pois a relação entre a percentagem da porosidade e a forma dos poros permite concluir que a porosidade não tem o mesmo significado que a permeabilidade, sendo que uma rocha com menos porosidade, mas com uma forma de poros elipsoidal pode possibilitar uma melhor ligação entre estes, apresentando valores mais baixos de resistividade elétrica e vice-versa.

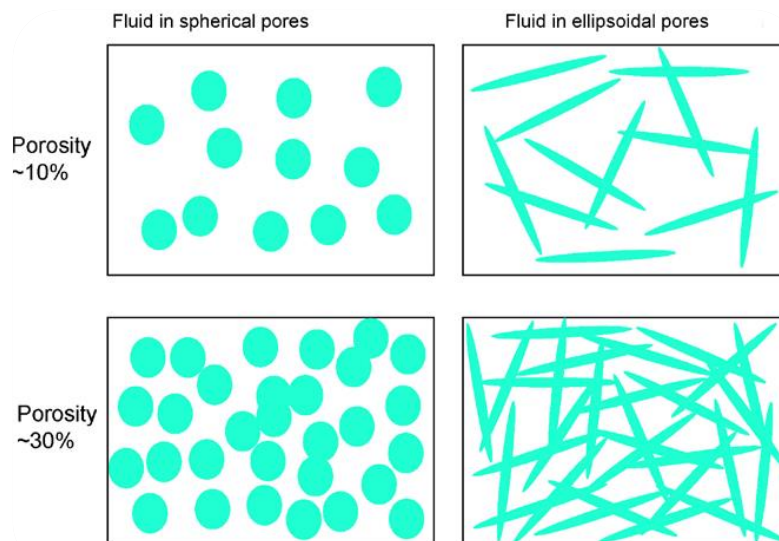


Figura 6: Relação entre a porosidade e a geometria dos poros (Unsworgrth, M. 2015).

Relativamente ao preenchimento dos poros, este pode ser constituído por água, ar, *melt*, gás natural ou petróleo, sendo que a resistividade dos poros depende do fluido presente, por exemplo, no caso do gás natural ou petróleo a resistividade do poro aumenta devido à maior dificuldade do transporte de corrente, por outro lado, águas mais salinas apresentam valores de condutividade superiores.



A condutividade é também dependente da temperatura, sendo que um aumento deste fator, provoca um aumento na energia dos eletrões facilitando a sua movimentação e condutividade. A baixas temperaturas, mesmo materiais que normalmente são caracterizados como semicondutores funcionam de maneira semelhante aos isoladores, apresentando valores inferiores de condutividade.

O tipo de mineral constituinte da rocha é outro fator de grande importância, porque a presença de minerais condutivos, como é o exemplo de minerais de argila e grafite irão tornar a rocha menos resistiva, assim como a ocorrência de um depósito de minerais metálicos irá provocar uma zona de maior condutividade no ambiente a ser estudado. Para além destas características, processos de neoformação mineral, frequentes em rochas vulcânicas alteradas, provocam uma anomalia elétrica porque estes novos minerais, em regra geral, apresentam valores de resistividades muito inferiores aos minerais pertencentes às rochas vizinhas (Nelson & Anderson, 1992 *in* Rodriguez *et al.*, 2006, Unsworth, M., 2014).

Para além destas características que diferem de rocha para rocha, a anisotropia é uma característica muito comum e ocorre em diversas situações quando as propriedades elétricas do material não são homogêneas na sua totalidade. Este fenómeno pode ocorrer a várias escalas, sendo que a grafite é um destes exemplos à escala mineral, devido ao seu habito laminar, facilitando o transporte de cargas elétricas paralelamente às camadas covalentes, contudo se o transporte for feito perpendicularmente a essas camadas, obtêm-se valores de resistividade muito superiores, devido à dificuldade dos eletrões se moverem entre as mesmas (Unsworth, M., 2014).

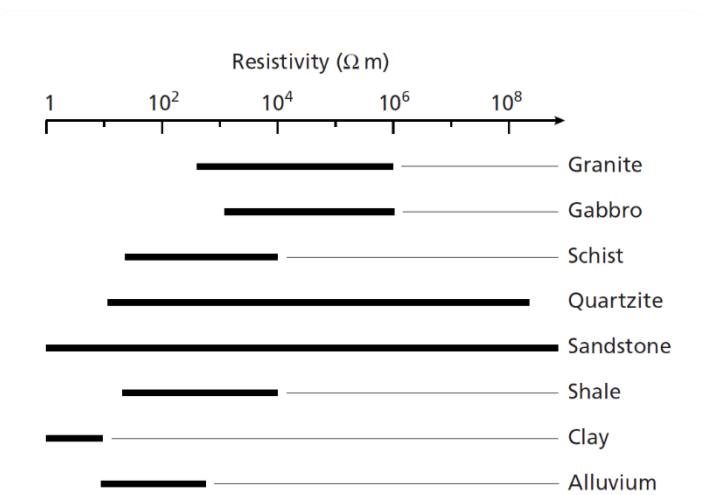


Figura 7: Variação da resistividade elétrica nos diferentes tipos de rocha (Kearey *et al.*, 2002).

Os materiais geológicos podem apresentar uma grande variação relativamente aos valores de resistividade como se pode verificar pela figura 7, podendo até diferentes tipos de rochas exibir variações de resistividade que se sobrepõem. Devido a este facto, é normal que existam várias soluções para o ambiente geológico em estudo, impossibilitando por vezes determinar o exato tipo de rocha presente no subsolo recorrendo unicamente aos dados de resistividade. De maneira a realizar uma interpretação mais assertiva acerca da geologia local, deve-se utilizar o conhecimento geológico regional já existente, como por exemplo a utilização de informação proveniente de poços de monitorização, investigações anteriores e cartas geológicas acerca das unidades geológicas presentes, de forma a ser possível ao geólogo excluir os tipos de rochas que não estão presentes no subsolo, permitindo-lhe fazer uma interpretação correta da geologia local (Kearey *et al.*, 2002).

Em suma, a alteração de qualquer um dos seguintes fatores provocará uma diminuição na resistividade elétrica das rochas:

- Aumentar a quantidade de fluido presente nos poros;
- Adicionar mais minerais de argila;
- Aumentar a salinidade dos fluidos existentes nos poros;
- Aumentar a fracturação da rocha com o objetivo de melhorar as ligações entre os poros, criando mais ligações para um melhor fluxo de corrente;
- Manter a quantidade de fluido presente na rocha constante, mas melhorar a conexão entre os poros.

Por outro lado, provocar uma alteração contrária aos fatores enunciados anteriormente, irá originar um aumento da resistividade elétrica do material (Unsworth, M., 2014).

Devido ao fato de existirem muitos fatores que podem modificar a resistividade de uma rocha, tal como outras propriedades físicas, a resistividade por vezes não permite obter uma interpretação direta da litologia, provocando um conflito entre a interpretação geológica e geofísica. A resposta geofísica é resultado da resposta provocada pelos poros ou até de fases minerais menores, sendo que na descrição geológica, a principal característica são os minerais formadores de rochas (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

### 3.5 - Indutância e Indução Eletromagnética

Quando ocorre uma alteração na corrente que flui num circuito, surge a presença do fenómeno designado por indutância que se resume a uma tendência de ocorrência natural que se opõe a essas alterações devido aos efeitos de energia armazenados nos campos magnéticos associados ao movimento de cargas. No caso do método *Time-Domain Electromagnetic* (TDEM) onde é produzida uma corrente direta estável, não existe uma alteração no fluxo de corrente através do transmissor excetuando os momentos em que se liga e desliga o circuito. Quando ocorrem essas alterações no fluxo de corrente é induzida uma voltagem de oposição, designada por “back electromotive force” (força eletromotriz de oposição), que contraria as alterações na voltagem aplicada e provoca variações no fluxo de corrente. Os efeitos de indutância e *back emf* são aspetos importantes na criação dos campos magnéticos utilizados nos levantamentos eletromagnéticos.

Numa abordagem teórica onde está presente uma bobine transmissora e outra recetora, produzindo alterações na força de um campo magnético gerado por uma bobine, resulta a indução da força eletromotriz através do fenómeno designado por indução eletromagnética. Semelhante ao fenómeno de indutância, no caso de uma corrente direta fluir numa bobine transmissora, a indução eletromagnética só vai ser gerada nos momentos em que se liga e desliga o transmissor, como se verifica na figura 8, devido às alterações provocadas no campo magnético primário. Ao mesmo tempo que essa indução ocorre, um pulso de força eletromotriz é induzido no recetor causando um fluxo de corrente na bobine recetora.

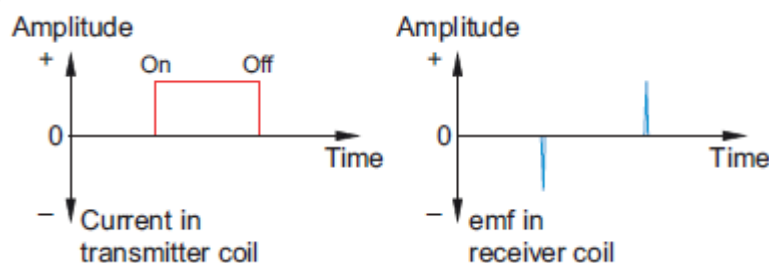


Figura 8: Relação entre a corrente produzida no transmissor e a força eletromotriz induzida, no caso de uma corrente direta (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

A indução eletromagnética produzida por uma alteração no campo magnético é a base do método de prospeção *Time-Domain Electromagnetic* (TDEM). Em termos

práticos, esta indução também ocorre em corpos geológicos condutivos presentes no subsolo. A interseção do campo magnético que varia com o tempo, com o corpo condutor, induz uma força eletromotriz no corpo, causando a circulação de uma corrente no mesmo, designada por *eddy current*, sendo que a sua força e direção de fluxo é regida pela lei de Faraday, explicada no capítulo 4.4. Essas *eddy currents* irão posteriormente gerar um campo magnético secundário que irá ser medido no recetor (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

## CAPÍTULO 4: **PROSPEÇÃO GEOFÍSICA**

## 4.1 - Introdução

A Geofísica é uma ciência que aplica como base os princípios físicos para o estudo do interior da Terra, executando medições à superfície ou perto da mesma que são influenciadas por uma distribuição interna das propriedades físicas do meio. A leitura e análise dos dados recebidos pelas medições permite revelar como é que as propriedades físicas do interior da Terra variam verticalmente e lateralmente (Kearey *et al.*, 2002).

As características físicas do subsolo a baixas profundidades apresentam em regra geral um alto grau de heterogeneidade, o que dificulta a obtenção de uma boa resolução vertical e lateral. Este tipo de problema pode ser solucionado com a seleção do método geofísico mais adequado a utilizar com vista ao alvo de prospeção, assim como o bom planeamento das configurações no método designado para realizar o levantamento. Apesar de não existir um método que funcione em todas as situações, há técnicas que apresentam maiores vantagens, dependendo do envolvimento geológico assim como o objetivo de exploração. Assim sendo, a determinação do método a utilizar é a escolha mais importante a realizar antes de se iniciar o levantamento. Essa eleição depende fortemente do contraste das propriedades físicas entre o alvo de estudo e o seu meio envolvente, a profundidade do *target*, assim como a composição e espessura do *overburden* (Sharma, P. V., 1997).

Para além dos mais variados métodos Geofísicos, também é possível recorrer à prospeção mecânica, mais propriamente às sondagens, para retirar conclusões acerca do subsolo, contudo esta é uma forma mais dispendiosa e só fornece informação relativamente ao exato local onde a sondagem está a ser realizada. Por outro lado, a prospeção geofísica é realizada com relativa rapidez e com custos muito mais inferiores, possibilitando a obtenção de informação de uma área de subsolo maior. Além disso, os métodos usados na exploração de recursos são capazes de detetar e delinear os locais com características de potencial interesse económico que não conseguiriam ser descobertos por um programa de perfuração. Contudo, ocasionalmente, este método de prospeção é alvo de ambiguidade ou incertezas relativamente à interpretação dos dados obtidos. O facto de existirem diferentes opções de prospeção permite a possibilidade da sua conjugação e apesar da prospeção geofísica não necessitar obrigatoriamente de sondagens, a sua combinação adequada permite otimizar programas de exploração maximizando a taxa de terreno prospetado e minimizando a

necessidade de perfurações, permitindo retirar partido das melhores vantagens de cada método.

Os métodos geofísicos podem ser aplicados a diferentes escalas, apresentando uma vasta gama de aplicabilidade, desde estudos realizados numa região da crosta superior para objetivos mineiros ou de engenharia, até estudos a uma escala planetária (Kearey *et al.*, 2002).

## 4.2 - Múltiplas respostas na interpretação geofísica

O facto de as propriedades internas da Planeta não serem rigorosamente conhecidas, proporciona a necessidade de dedução de algumas características do interior da Terra com base nas medições geofísicas obtidas. No hipotético caso de serem conhecidas precisamente as propriedades da Terra, a magnitude de qualquer medição geofísica realizada na superfície poderia ser prevista com um resultado único. Esta última situação é designada de problema direto, quando é teoricamente possível obter uma única solução, por outro lado, os problemas inversos são característicos por estarem associados a ambiguidade nas respostas obtidas. Por exemplo, um levantamento sísmico pode ser usado para determinar a profundidade de uma interface geológica, como poderia ser o caso de uma camada de calcário, contudo a transformação do tempo de viagem das ondas em profundidade atingida requer um conhecimento na velocidade de propagação de ondas nos meios superiores, informação essa que normalmente não está disponível. Assumindo um determinado valor de velocidade de propagação para as camadas geológicas superiores, é possível estimar a profundidade da camada de calcário, contudo, essa é uma das várias soluções possíveis para este cenário geológico, adicionando o facto de que as rochas apresentam variações significativas na velocidade de propagação das ondas. Por isso, converter o tempo de viagem de um pulso sísmico em profundidade da camada geológica que provocou uma reflexão desse mesmo pulso, acaba por ser um problema de difícil resolução. Devido a esta incerteza, várias hipóteses geológicas podem ser capazes de reproduzir as medições obtidas, porque os levantamentos geofísicos tentam solucionar um problema inverso de grande dificuldade.

Uma vez que a partir de medições no campo não é possível obter, unicamente, uma solução, a interpretação geofísica tem duas hipóteses, que são, a determinação de todas as soluções possíveis para as propriedades do solo, ou então, introduzir

conhecimento geológico prévio para restringir o número de soluções admissíveis de forma a encontrar a resolução mais plausível para o objetivo de investigação (Parker, R. L., 1977, Kearey *et al.*, 2002).

### 4.3 - Métodos de Prospeção Geofísica

Tal como foi mencionado anteriormente, existe uma vasta gama de métodos geofísicos aplicáveis à prospeção geológica. A grande maioria destes métodos tem como principal interesse a medição de variações locais, denominadas por anomalias geofísicas, relativamente a valores médios esperados no contexto geológico a ser explorado. Por exemplo, no método gravimétrico, qualquer variação lateral de densidade associada a alterações das características geológicas, resulta num desvio local do campo gravitacional, sendo que esse desvio, do ponto de vista do campo constante é referido como uma anomalia gravimétrica.

Tabela 2: Principais métodos geofísicos (Kearey *et al.*, 2002).

Método	Parâmetro medido	Propriedade física operativa	
<b>Sísmico</b>	Tempo de viagem das ondas refletidas/refratadas	Densidade e módulos elásticos, que determinam a velocidade de propagação das ondas sísmicas	
<b>Gravimétrico</b>	Variações espaciais na força do campo gravitacional da Terra	Densidade	
<b>Magnético</b>	Variações espaciais na força do campo geomagnético	Suscetibilidade magnética e magnetismo residual	
<b>Elétrico</b>	Resistividade	Resistência da Terra	Condutividade elétrica
	Polarização Induzida	Voltagem de polarização	Capacitância
	<i>Self-Potencial</i>	Potenciais elétricos	Condutividade elétrica
	Eletromagnético	Resposta à radiação eletromagnética	Condutividade elétrica e indutância
	Radar	Tempo de viagem dos pulsos radar refletidos	Constante dielétrica



O método sísmico apresenta duas vertentes principais, sendo elas, a ativa e a passiva. Levantamentos sísmicos ativos utilizam ondas geradas por uma fonte controlada, enquanto os levantamentos passivos utilizam ondas criadas por eventos naturais sísmicos. Após a transmissão das ondas, algumas irão retornar à superfície devido à reflexão ou refração em limites geológicos inferiores. A distribuição de instrumentos recetores de ondas sísmicas na superfície permite medir o tempo de viagem das ondas provenientes de diferentes alcances da fonte, possibilitando a conversão em valores de profundidade e concluir a distribuição das interfaces geológicas do subsolo.

Medições gravimétricas requerem instrumentos muito precisos para avaliar variações muito pequenas no campo gravitacional da Terra, sendo que estas variações são causadas por contrastes de densidade entre formações. Este método também pode ser utilizado a várias escalas e com diversos propósitos, como por exemplo, a uma pequena escala pode ser aplicado para explorar um vale soterrado, ou a uma grande escala para a determinação de plutões graníticos ou bacias sedimentares.

O método magnético avalia anomalias no campo magnético da Terra, geradas pelas propriedades das rochas no subsolo a ser explorado. A maioria das rochas são constituídas por minerais sem características magnéticas, porém, certas rochas contêm minerais magnéticos suficientes para produzir anomalias magnéticas detetáveis à superfície, assim como objetos criados pelo homem. Estas características permitem a aplicação deste método desde a área da engenharia, arqueologia, até investigação de estruturas geológicas à escala regional.

Por fim, o levantamento elétrico apresenta uma panóplia de métodos, entre eles o método de resistividade e o eletromagnético, para a deteção de corpos com condutividade elétrica anómala e para o estudo de descontinuidades horizontais e verticais de propriedades elétricas do solo. A polarização induzida utiliza as propriedades capacitivas dos minerais constituintes de rochas e o método *self-potencial* serve-se das correntes naturais que fluem no subsolo para localizar corpos pouco profundos que apresentam uma condutividade anómala. *Ground-penetrating radar* (GPR) é um método semelhante ao sísmico, usando a propagação de ondas radar através de um meio, permitindo a determinação das características elétricas a altas frequências.

A primeira característica diferenciadora destes métodos é o facto de alguns procurarem perturbações locais em campos naturais da Terra, designados por métodos passivos, como é o exemplo dos campos gravitacionais (método gravitacional),

magnéticos (método gravimétrico), elétricos (*Self-Potential*) e eletromagnéticos (*Magnetotellurics*), enquanto outros métodos necessitam de introduzir no subsolo energia gerada artificialmente, denominados por métodos ativos, como é o caso da geração de campos locais elétricos (método de resistividade), eletromagnéticos (método *Time-Domain Electromagnetic*) ou ondas sísmicas (método sísmico). No primeiro caso, nos métodos que usam campos naturais, estes são logisticamente mais simples de executar e fornecem informação das propriedades da Terra a maiores profundidades, por outro lado, os métodos que usam campos artificiais, conseguem apresentar modelos mais detalhados das características geológicas do subsolo.

A tabela 2 consiste em métodos geofísicos assim como o parâmetro que estes avaliam e a propriedade física operativa. Esta propriedade varia de método para método e determina a variedade de aplicações de cada um. Por exemplo, os métodos sísmicos ou elétricos são adequados para a localização do nível freático porque as rochas saturadas em água podem ser distinguidas de rochas com baixo nível de saturação através da análise da velocidade de ondas sísmicas e pela condutividade elétrica das rochas, ambas propriedades físicas operativas destes métodos, respetivamente. Por outro lado, o método magnético é mais adequado para localizar jazidas de magnetite, devido à sua grande suscetibilidade magnética.

As técnicas são muitas vezes usadas em combinação, com o objetivo de ser possível ao utilizador usufruir das vantagens de ambos os métodos, beneficiando também na fase de interpretação do facto de poder evitar problemas de ambiguidade, conjugando os resultados de ambos os métodos utilizados.

Um exemplo desta combinação é o facto de a exploração geofísica ser naturalmente estruturada em fases, ou seja, no caso de uma exploração de petróleo e gás *off-shore*, é benéfico iniciar os levantamentos com um reconhecimento gravimétrico com o objetivo de revelar a presença de uma grande bacia sedimentar e posteriormente realizar o estudo dessa mesma bacia, recorrendo a métodos sísmicos. Inicialmente, com o propósito de identificar as zonas com mais interesse, para posteriormente serem executados trabalhos sísmicos mais detalhados nessas zonas com potencial económico.

Os métodos de prospeção geofísica têm elevadas áreas de aplicabilidade como é possível compreender pela tabela 3, contudo os seus principais usos remetem-se à exploração de hidrocarbonetos, minerais metalíferos e aplicações ambientais. Os métodos sísmicos são adequados a investigações de sequências de camadas em bacias sedimentares que são os primeiros *targets* para a exploração de petróleo e gás,

e assim sendo são os que apresentam a maior fonte de investimento anualmente, devido ao seu uso rotineiro e generalizado na exploração de hidrocarbonetos.

Tabela 3: Aplicações dos métodos geofísicos (Kearey *et al.*, 2002).

Aplicação	Métodos de levantamento apropriados*
Exploração de combustíveis fósseis (petróleo, gás, carvão)	S, G, M, (EM)
Exploração de depósitos minerais metalíferos	M, EM, E, SP, IP
Exploração de depósitos minerais (areia e cascalho)	S, (E), (G)
Exploração de águas subterrâneas	E, S, EM, (G), (Rd)
Investigação para locais de construção/engenharia	E, S, Rd, (G), (M)
Investigações arqueológicas	Rd, E, EM, M, (S)
* G, gravimétrico; M, magnético; S, sísmico; E, resistividade elétrica; SP, <i>self-potencial</i> ; IP, polarização induzida; EM, eletromagnético; Rd, radar. Métodos auxiliares em parênteses	

Todos estes métodos podem ser executados no solo, contudo a sua aplicação marítima ou aérea, pode trazer diversas vantagens. Estas duas últimas opções implicam mais gastos financeiros nas suas utilizações, porém compensam na diminuição de tempo despendido para as operações, assim como são capazes de realizar os levantamentos em zonas que não seria possível o acesso pelo solo. Levantamentos de reconhecimento são normalmente praticados por via área devido à grande velocidade de execução. Porém, métodos elétricos e sísmicos não podem ser aplicados desta forma porque requerem um contacto físico com o solo devido ao facto destes métodos necessitarem de uma introdução direta de energia para a criação de campos artificiais.

Apesar de posteriormente à aquisição de dados no campo ser necessário trabalhar essa informação para a subsequente criação de modelos, requisitando uma metodologia complexa e tratamento matemático avançado na interpretação, é possível também retirar muita informação útil e imediata através da simples análise dos dados obtidos (Kearey *et al.*, 2002).

## 4.4 - Métodos Eletromagnéticos

Os métodos eletromagnéticos (EM) são compostos por uma grande variedade de técnicas, métodos de levantamento, aplicações e procedimentos de interpretação, contudo, todos se orientam por princípios similares, utilizando a resposta do subsolo em resultado da propagação de campos eletromagnéticos para retirar conclusões acerca das propriedades físicas do meio em estudo. Em termos gerais, os métodos EM podem ser divididos nos sistemas que utilizam o domínio da frequência, usando uma ou mais frequências, ou sistemas do domínio do tempo, realizando medições em função do tempo.

Estes métodos têm uma larga aplicabilidade, incluindo áreas como a exploração mineral, hidrogeologia, exploração de hidrocarbonetos, exploração geotermal, mapeamento de contaminações, localização de falhas geológicas, mapeamento geológico, entre outras. A grande vantagem destes métodos resume-se ao facto de não ser necessário o contacto com o solo, como é o caso dos métodos de resistividade eléctrica, possibilitando uma execução mais rápida.

Inicialmente, incide-se um campo eletromagnético (EM) primário, natural ou artificial, dependendo dos métodos, na Terra. Esse campo eletromagnético no caso de não ter uma fonte natural, tem de ser gerado artificialmente por um transmissor (TX), sendo que a sua produção pode ser obtida passando corrente alternada por uma pequena bobine com várias voltas de fio eléctrico. A propagação do campo EM primário ocorre acima e abaixo da superfície, sendo que quando o subsolo é homogéneo, não se detetam diferenças nos campos superiores e inferiores à superfície, ignorando a redução de amplitude que ocorre no campo que flui no subsolo. Por outro lado, na presença de um corpo condutor, de acordo com a lei de Faraday (equação 5) a componente magnética do campo EM que penetra no subsolo induz correntes alternadas, também designadas por *eddy currents*, que fluem nos corpos condutores, como é possível verificar pela figura 9,

$$\varepsilon = - \frac{d\psi}{dt} \quad (5)$$

Os métodos EM são baseados nos princípios de indução eletromagnética, sendo que a equação 5 estabelece que a magnitude de uma força eletromotriz (emf) induzida ( $\varepsilon$ , calculada em Volts) é proporcional à variação do campo magnético ( $\psi$ ) em relação

ao tempo. O sinal negativo na equação indica que a emf induzida, se opõe à alteração do campo magnético primário.

Estas *eddy currents* apresentam um campo magnético associado a elas (campo magnético secundário), que vai ser posteriormente detetado no recetor (RX).

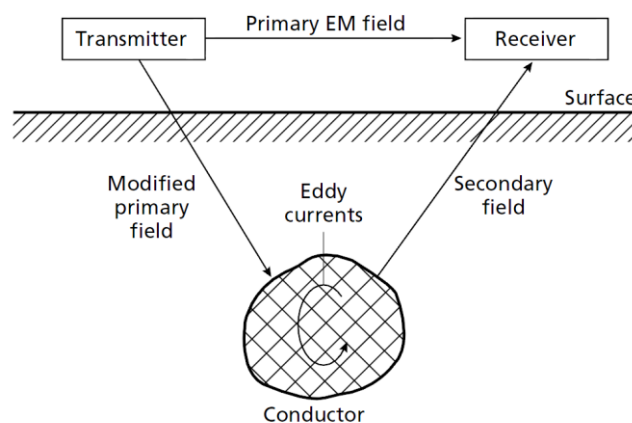


Figura 9: Funcionamento geral dos campos eletromagnéticos (Kearey *et al.*, 2002).

Nesta situação, o recetor vai ser capaz de receber respostas dos campos EM primários e secundários (dependendo do modo de funcionamento de cada método) diferentes, relativo à fase e amplitude, comparativamente à resposta recebida unicamente pelo campo eletromagnético primário, situação que ocorria no primeiro caso, onde se verificava um subsolo hipoteticamente homogéneo. A presença de um corpo condutor é evidente quando existem diferenças entre os campos eletromagnéticos transmitidos e recebidos, fornecendo informações sobre as suas propriedades elétricas e geometria (Kearey *et al.*, 2002, Gonçalves, R., 2012, Unsworth, M., 2014, Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Após a aquisição dos dados obtidos nos levantamentos é necessário proceder à interpretação e modelação dos mesmos. Para isso, tem de se recorrer a técnicas matemáticas com o objetivo de inferir a estrutura da resistividade elétrica do subsolo, podendo envolver *forward modelling*, que constitui num mecanismo de tentativa-erro, até encontrar o modelo que se ajuste de melhor forma aos dados recolhidos, ou por um procedimento de inversão automática (Unsworth, M., 2014).

## 4.5 - Ondas Eletromagnéticas

Os campos eletromagnéticos utilizados em alguns métodos de prospeção geofísica são resultado da propagação de ondas eletromagnéticas constituídas por campos elétricos e magnéticos. A geração de uma corrente elétrica irá produzir um campo magnético ao seu redor, que por sua vez irá induzir um campo elétrico e posteriormente originará um campo magnético e por aí adiante.

Tal como é possível verificar pela figura 10, o campo magnético e elétrico constituintes de uma onda eletromagnética oscilam em planos perpendiculares entre eles e em relação à sua direção de propagação, formando uma onda eletromagnética transversal.

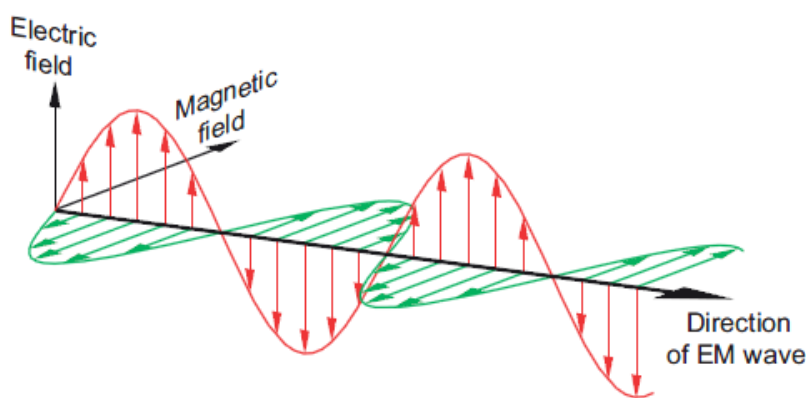


Figura 10: Representação de uma onda eletromagnética com a sua componente magnética e elétrica (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Fenómenos como ondas rádio, radar, *microwaves*, luz ultravioleta, luz visível, entre outros, são designados como distúrbios eletromagnéticos e podem apresentar uma elevada variação relativamente às suas frequências, para além de poderem ter uma fonte natural ou artificial. A componente magnética destes distúrbios é originada pelo deslocamento de corrente e pelos transportadores de corrente, sendo que esse deslocamento só é significativo em métodos eletromagnéticos com altas frequências ou frequências radar.

O ambiente elétrico do subsolo, a altas frequências, em meios não muito condutores, é característico pelo facto dos campos eletromagnéticos se comportarem e se propagarem similarmente como ondas, predominando fenómenos de reflexão, difração e atenuação. Por outro lado, em frequências inferiores aos 1000 Hz, os campos

são maioritariamente controlados por processos difusivos, ou seja, após a sua propagação esses campos difundem-se no ambiente envolvente (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

## 4.6 - Profundidade de alcance dos campos eletromagnéticos

A frequência do campo emitido e a condutividade elétrica do meio de propagação determinam a profundidade que o campo EM atinge. Os campos eletromagnéticos são atenuados durante a sua passagem pelo subsolo, sendo que a sua amplitude diminui exponencialmente com a profundidade. A amplitude dos campos eletromagnéticos ( $A_d$ ) como função da profundidade, relativamente à sua amplitude original ( $A_0$ ) na superfície é dada pela equação 6, (Spies, 1989 *in* Kearey *et al.*, 2002).

$$A_d = A_0 e^{-1} \quad (6)$$

A profundidade de penetração ( $d$ , calculada em metros) dos campos eletromagnéticos é calculada como a profundidade a que a amplitude de um campo EM ( $A_d$ ) decresce por um fator  $e^{-1}$  comparativamente à amplitude na superfície  $A_0$ , assim sendo a profundidade alcançada pelos campos EM é dada pela seguinte equação,

$$d = 503 \sqrt{\frac{\rho [\Omega m]}{f [Hz]}} \quad (7)$$

A equação 7 representa uma relação teórica, sendo que empiricamente, a profundidade de penetração efetiva  $z_e$ , que representa a profundidade máxima a que um condutor se pode situar no subsolo, produzindo uma anomalia eletromagnética identificável pelo equipamento de leitura, é calcula através da seguinte equação,

$$z_e \approx \frac{100}{\sqrt{\sigma \cdot f}} \quad (8)$$

A diminuição da frequência do campo eletromagnético e o decréscimo da condutividade do subsolo, permite um aumento no alcance da penetração dos campos eletromagnéticos. Consequentemente, a frequência utilizada nos campos emitidos pelo transmissor pode ser sintonizada para um alcance de profundidade desejado para cada particular meio de acordo com a exploração que será desenvolvida, necessitando

unicamente de conhecer o valor de condutividade desse mesmo meio (Kearey *et al.*, 2002).

#### **4.7 - Frequency-Domain Electromagnetic Method**

Tal como foi referido anteriormente as técnicas eletromagnéticas podem ser divididas em dois grupos, sendo eles, o método do domínio da frequência (FDEM) e o método do domínio do tempo (TDEM). O FDEM é característico pela transmissão de uma corrente alternada com variação sinusoidal em relação ao tempo, a uma frequência fixa, selecionada de acordo com as necessidades relativas à profundidade de investigação, sendo que a utilização de altas frequências resulta em profundidades de investigação baixas, e contrariamente, baixas frequências permitem maiores profundidades de alcance (McNeill, J. D., 1994).

Os sistemas FDEM foram desenvolvidos anteriormente ao TDEM e são ainda atualmente aplicados em trabalhos arqueológicos, engenharia superficial e investigação de água subterrânea, assim como no mapeamento de corpos condutores pouco profundos em levantamentos aéreos. O papel destes métodos na prospeção foi outrora mais significativo, perdendo espaço com o desenvolvimento dos sistemas TDEM, devido ao inferior desempenho do FDEM na delimitação de corpos condutores envolvidos em rochas com condutividade variável e situadas inferiormente a corpos de cobertura condutivos, fazendo com que o seu papel na exploração mineral fosse praticamente substituído pelos sistemas TDEM.

Uma das desvantagens deste método é o facto de realizar a medição do campo secundário na presença do campo primário, diminuindo a sensibilidade do sistema na determinação de pequenas variações do campo secundário. Para além deste fator, variações na posição e orientação do recetor relativamente ao transmissor podem produzir uma fonte de ruído, devido à possibilidade de o transmissor provocar variações na força do campo magnético primário medido no recetor.

Nesta técnica, tal como é possível visualizar pela figura 11, é inicialmente produzida uma corrente contínua alternada sinusoidal com o objetivo de induzir um campo magnético primário contínuo e sinusoidal, produzindo *eddy currents* nos corpos condutores do subsolo. A medição à superfície através de um recetor das características alusivas às *eddy currents*, como a força do seu campo e a fase relativamente ao campo



magnético primário, permitem determinar as propriedades condutivas do subsolo (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

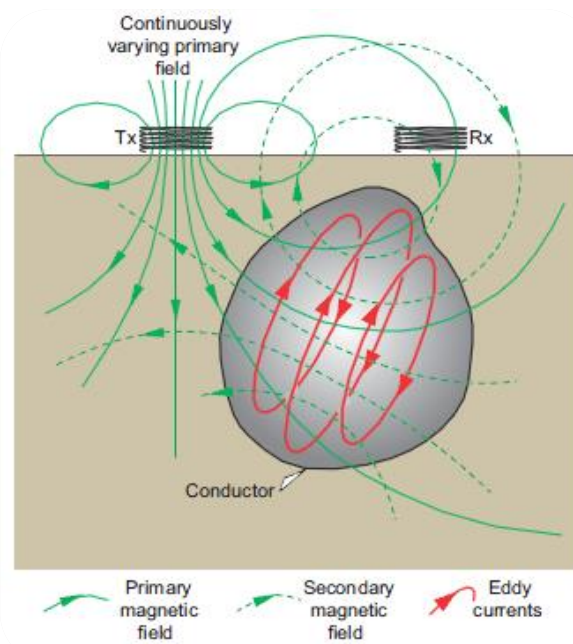


Figura 11: Comportamento dos campos magnéticos primário, secundário e eddy currents, na presença de um corpo condutor, associados ao método *frequency-domain electromagnetic* (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

CAPÍTULO 5: ***TIME-DOMAIN ELECTROMAGNETIC  
METHOD***

## 5.1 - Fundamentos Gerais

Os trabalhos realizados nesta Dissertação recorreram ao *Time-Domain Electromagnetic Method* (TDEM) que é característico pelo facto do campo primário não ser contínuo, consistindo numa série de pulsos separados por períodos de inatividade, como se pode visualizar na figura 12. Mais pormenorizadamente, um período (T) pode ser dividido em quatro frações, sendo que tal como se observa pelo gráfico superior da figura 12, só ocorre transmissão de corrente e por sua vez criação do campo magnético primário em dois pulsos pertencentes a um período, designados por intervalos de *time-on*. Por isso, os intervalos de *time-on* e *time-off* têm uma duração de um quarto de período ( $\frac{1}{4}$ ) separadamente. Uma das vantagens iniciais do método TDEM, ao contrário do método FDEM tal como foi descrito no capítulo 4.7, é o facto do TDEM induzir o campo secundário através do campo primário e só realizar a medição no recetor (RX) do campo secundário quando o campo primário está ausente, ou seja, nos períodos em que a corrente no transmissor está desligada, designados por períodos de *time-off*.

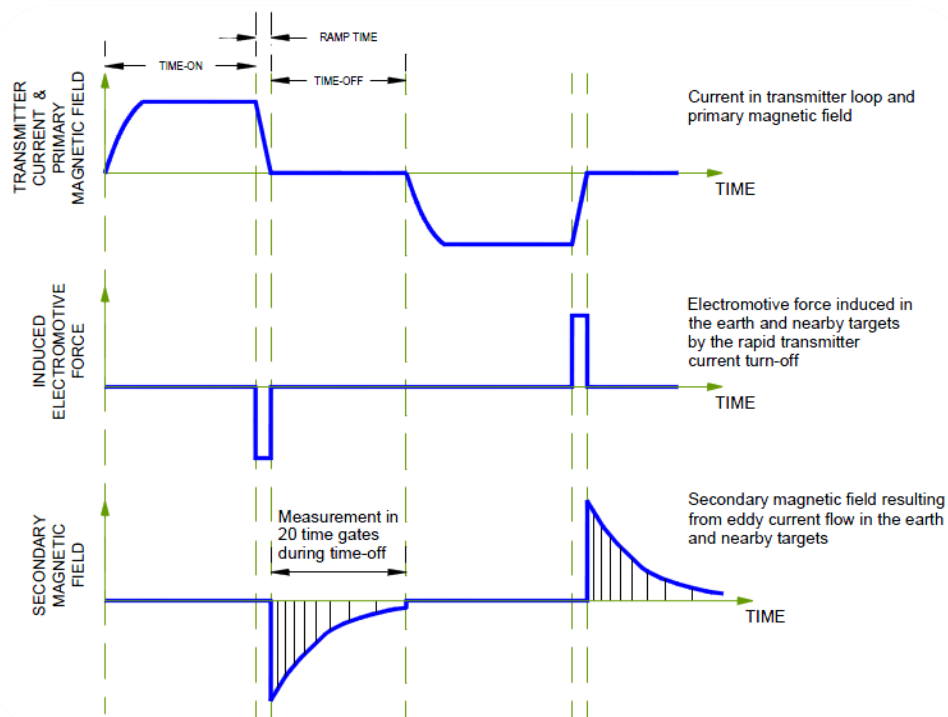


Figura 12: Variação da corrente transmitida, campo magnético primário, secundário e força eletromotriz induzida em relação ao tempo, no método TDEM (McNeill, J. 1990).

O campo magnético primário é gerado pelo equipamento e apresenta uma maior expressão comparativamente ao campo secundário, associado aos materiais do subsolo. O facto de o TDEM executar a medição do campo secundário na ausência do campo primário, evita a necessidade de remoção do último na fase de interpretação

podendo gerar ruído nos dados e com isso, uma conseqüente perda de precisão (Kearey *et al.*, 2002; Bortolozzo, C., 2011).

Este método inicia-se com a transmissão de pulsos de corrente contínua no *loop* transmissor gerando um campo magnético primário que se propaga em todas as direções, penetrando o subsolo, intercetando corpos condutores e induzindo *eddy currents* nesses materiais em momentos em que o campo primário varia no tempo. Essa indução ocorre instantaneamente e simultaneamente com as variações no campo primário, ou seja, quando a corrente no transmissor é desligada (ou ligada) e em todos os corpos condutores presentes no subsolo que são intercetados perpendicularmente relativamente à componente do campo primário.

Logo após o *turn-off*, as *eddy currents* fluem perto das extremidades do corpo condutor, sendo que com o avanço do tempo essas correntes perdem energia na forma de calor, devido à resistência do material, tornando-se mais fracas. Isto proporciona uma alteração no campo magnético em zonas adjacentes ao condutor. Este fenómeno provoca um mecanismo de migração das *eddy currents* para zonas mais centrais do corpo, tal como é possível verificar na figura 13, sendo que a velocidade de migração e de decaimento destas correntes é inversamente proporcional à condutividade do corpo. Medições das taxas de decaimento das *eddy currents* permite localizar os corpos condutores e estimar a sua condutividade.

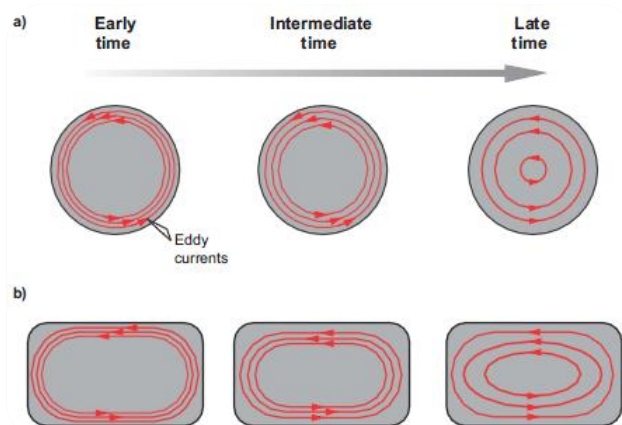


Figura 13: Migração das *eddy currents* em função do tempo em corpos esféricos (a) e laminares (b) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Através da equação 5 é possível constatar que a lei de Faraday indica que quanto mais rápida for a variação do campo primário mais fortes serão as *eddy currents* induzidas nos corpos condutores. A movimentação destas correntes induzidas não ocorre de forma aleatória dependendo do tamanho, forma, e homogeneidade elétrica dos corpos condutores presentes no subsolo. Em corpos de forma lamelar, com uma

condutividade homogénea e equidimensionais, o fluxo das correntes *eddy* apresenta um trajeto fechado e circular, no plano inclinado da estrutura, independentemente da direção de propagação do campo magnético primário (figura 14.a), contudo em corpos esféricos com condutividade homogénea, a movimentação das *eddy currents* depende da direção do campo magnético primário (figura 14.b), apresentando um fluxo perpendicular a esse campo. Assim sendo, alterações na direção no *loop* transmissor irão provocar variações na direção de propagação do campo magnético primário, que por sua vez irá induzir *eddy currents* com uma direção diferente, de maneira a apresentarem um fluxo perpendicular ao campo magnético primário.

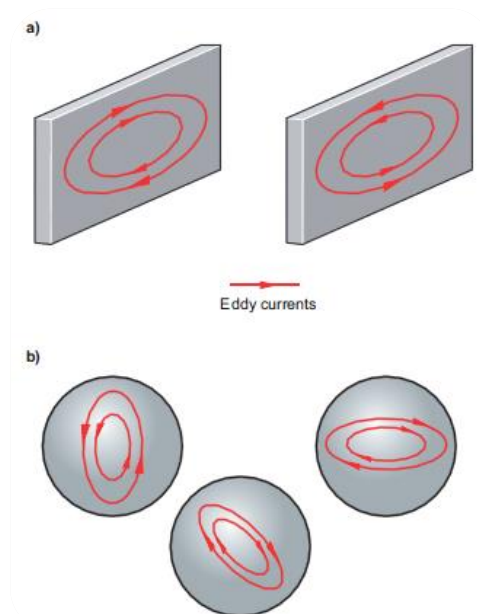


Figura 14: Direção de fluxo das *eddy currents* em corpos homogêneos lamelares (a) e esféricos (b) (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Porém, na realização de sondagens eletromagnéticas muito raramente se encontram no subsolo corpos eletricamente homogêneos. Devido ao facto de uma rocha apresentar texturas variáveis, anisotropia elétrica, variedade mineral, entre outras características diferenciadoras, os condutores são maioritariamente heterogêneos. Nestas situações, o fluxo das *eddy currents* pode não ser tão simples quanto exemplificado anteriormente, ocorrendo nas zonas mais condutivas do material devido ao campo primário ser mais forte numa pequena zona do condutor, proporcionando que as *eddy currents* fluem nessa mesma zona. Por sua vez, a anisotropia do corpo geológico influencia a orientação do fluxo destas correntes. Nestas situações, as

correntes *eddy* são controladas pela geometria do campo primário em vez de serem influenciadas pela geometria do corpo condutor, sendo também possível num corpo heterogéneo existirem vários fluxos separados de *eddy currents*, devido ao facto de no mesmo corpo existirem várias zonas de elevada condutividade elétrica, podendo posteriormente ocorrer fusão dessas correntes num único sistema.

A análise de alterações no campo magnético secundário fornece informações acerca da distribuição da condutividade no subsolo, devido ao decaimento associado das *eddy currents* ser influenciado pela forma e propriedades elétricas dos corpos, assim como o facto de fluírem em diferentes zonas do material geológico em relação ao tempo. Imediatamente após o *turn-off*, a força e o trajeto do fluxo das *eddy currents* são maioritariamente influenciadas pela forma geométrica do condutor e não pela sua condutividade, providenciando informação relativamente à geometria do corpo. Por outro lado, em tempos mais tardios após o *turn-off*, as correntes fluem mais profundamente em direção ao interior do corpo, dependendo desta vez, da sua condutividade (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

A utilização do método no solo é a aplicação mais comum do TDEM, iniciando-se com a produção de um campo elétrico primário pelo transmissor que por sua vez origina um campo magnético primário (figura 15.a). Esse transmissor normalmente consiste num grande *loop* quadrado de fio elétrico colocado no solo, com dimensões variáveis até várias centenas de metros de comprimento. Para além do transmissor, é necessária a presença de um recetor de forma a receber os dados para posterior interpretação. Esse recetor pode utilizar o mesmo *loop* que o transmissor, designado por configuração única (*single loop*), ou utilizar uma bobine separada, como se verifica na figura 15. No capítulo 5.3 estão presentes as configurações mais comuns relativamente às posições entre o transmissor e o recetor, assim como as características principais de cada um. Tal como exemplificado anteriormente neste capítulo, a presença de corpos condutores no subsolo origina *eddy currents* nos mesmos, produzindo posteriormente um campo magnético secundário que vai ser medido em períodos de *time-off* no recetor (figura 15.b).

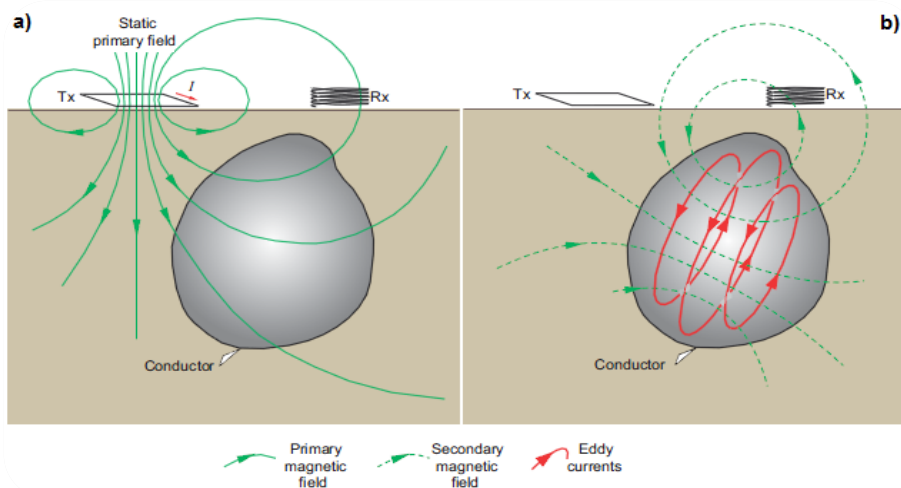


Figura 15: Comportamento dos campos magnéticos primário, secundário e *eddy currents*, na presença de um corpo condutor, associados ao método *time-domain electromagnetic* (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

O decaimento do campo magnético secundário, após desligar a corrente elétrica no transmissor, é calculado pela variação da amplitude num número fixo de tempos. Esse decaimento pode ocorrer num intervalo de tempo inferior a um milissegundo (ms) em maus condutores e mais de vinte milissegundos em bons condutores. Essa diferença ocorre devido ao facto de em bons condutores, o campo magnético secundário ter uma grande duração e contrariamente, em fracos condutores, o campo magnético secundário dissipar-se mais rapidamente, registando-se apenas nos primeiros *channels*. De salientar ainda que os canais iniciais correspondem a uma profundidade mais superficial e os canais mais tardios a investigações mais profundas. Com o objetivo de minimizar distorções, os primeiros canais, que são localizados onde as alterações ocorrem muito rapidamente em relação ao tempo, têm um espaçamento muito inferior comparativamente ao espaçamento entre os canais mais tardios, que se apresentam mais distanciados com o objetivo de melhorar a relação sinal-ruído devido ao facto de o sinal ser mais fraco na parte final.

Relativamente à interpretação da distribuição da condutividade no subsolo é possível concluir a atitude e posição do corpo condutor através de anomalias na amplitude do campo secundário nos canais selecionados, enquanto a profundidade do corpo é determinada a partir da meia-altura da anomalia. Quando se realiza uma análise da resposta em diferentes canais separados, é possível estimar a inclinação do corpo condutor através da assimetria da resposta e a sua variação de canal para canal (figura 16).

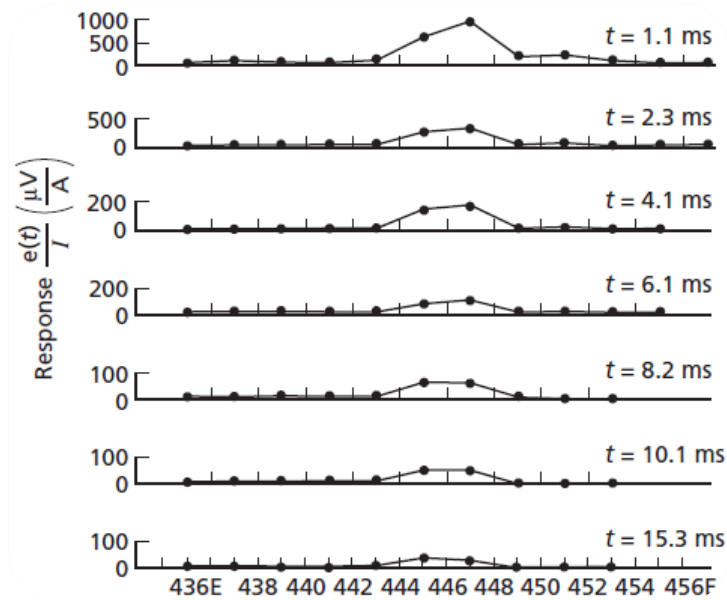


Figura 16: Exemplo da deteção de uma anomalia condutora com uma inclinação para a esquerda (Kearey *et al.*, 2002).

Tal como é possível visualizar na figura 16, os canais iniciais correspondem a um ambiente mais superficial e apresentam um ápex situado à direita da curva. Esse ápex move-se para a esquerda em canais mais tardios, correspondendo a maiores profundidades e indicando uma inclinação para a esquerda da camada anómala. (Kearey *et al.*, 2002).

## 5.2 - Produção do Campo Magnético Primário

A criação do campo magnético primário ocorre na fase inicial da execução do método e é gerado posteriormente à produção de corrente elétrica no *loop* transmissor. Através da equação 9 é possível quantificar o momento de dipolo magnético ( $m$ ), com unidades  $\text{A m}^2$ , através da força do campo magnético.

$$m = nIA \quad (9)$$

Nesta equação,  $n$  corresponde ao numero de voltas que constituem a bobine ou *loop*,  $I$  refere-se à corrente medida em Amperes e  $A$  é a área em metros quadrados da bobine ou *loop* transmissor. Quanto maior o momento de dipolo magnético no transmissor, mais forte será o campo magnético primário e por sua vez, irá induzir *eddy currents* mais fortes.



Manipulando a equação é possível concluir que existem várias vantagens em utilizar *loop's* transmissores de maiores dimensões, sendo que um *loop* maior irá produzir um momento de dipolo magnético superior, relativamente a um *loop* de menores dimensões, adicionando o facto de que irá também ter uma influência positiva na propagação do campo magnético num maior volume de subsolo, possibilitando uma investigação a maiores profundidades. Para além destes possíveis ajustes geométricos no transmissor, um aumento da corrente no *loop* transmissor ou aumento do número de voltas na bobine irá resultar também numa subida de valor do momento magnético.

O facto de se produzirem *eddy currents* com maior força magnética é um dado relevante devido à influência que apresenta na diminuição de ruído nos dados obtidos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

### 5.3 - Configurações de campo TDEM

Similarmente aos métodos elétricos, o TDEM apresenta várias configurações geométricas possíveis para a aquisição de dados. Estas diferentes configurações são características pela posição relativa do transmissor (TX) comparativamente ao recetor (RX) e a relação das dimensões de ambos. As configurações apresentadas são unicamente utilizadas no subsolo, sendo que não irá ser abordado, neste capítulo, configuração aéreas e marinhas para a aquisição de dados.

Na figura 17 é possível visualizar algumas configurações, sendo que as mais comuns são o *Loop* único, *Loop* coincidente, *Loop* central e *Off-set*.

Mais pormenorizadamente, o *Loop* único foi das primeiras configurações utilizadas, muito recorrente na União Soviética, utilizando somente um *loop* para desempenhar as funções de transmissor e recetor. É possível recorrer unicamente a um único *loop* devido ao facto de este funcionar como transmissor quando a corrente está ligada e como recetor quando a corrente está desligada. Nesta configuração o *loop* é ligado ao aparelho transmissor e recetor simultaneamente.

O *Loop* coincidente apresenta uma geometria semelhante à configuração anterior, sendo que por sua vez, são utilizados *loops* separados para a função de transmissor e recetor apesar de geometricamente serem colocados paralelamente com as mesmas dimensões.

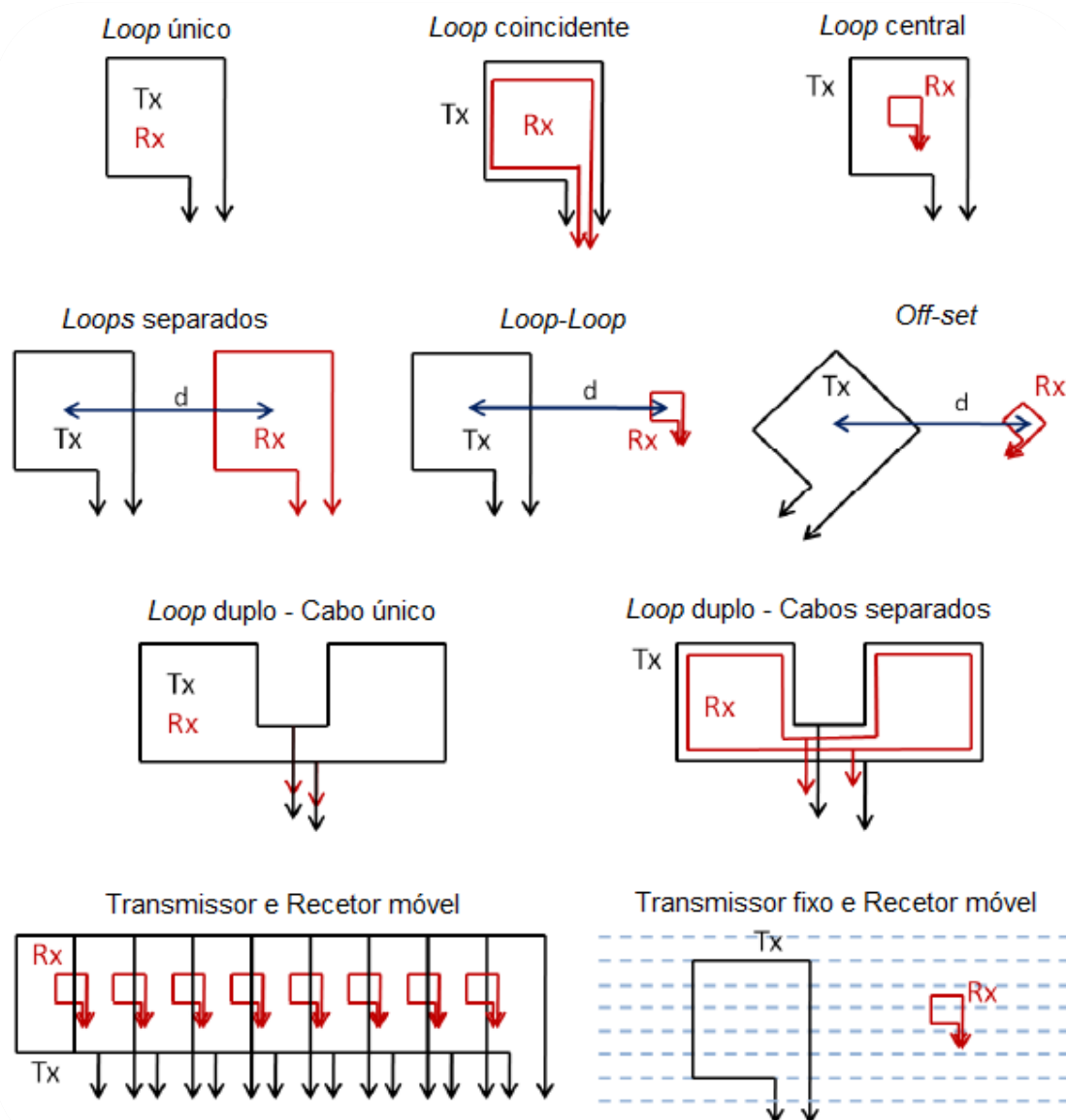


Figura 17: Representação gráfica de algumas das configurações práticas TDEM mais comuns, aplicáveis no solo (Adapt. Bortolozzo, C., 2011).

Derivado da configuração descrita anteriormente, surgiu o *Loop central*, característico pela presença de um *loop* recetor no interior do *loop* transmissor. O recetor apresenta dimensões muito inferiores ao *loop* transmissor, sendo que por exemplo, para uma bobine recetora de 1 metro de diâmetro, as dimensões laterais do *loop* transmissor não devem ser inferiores a 40 metros. Para além do facto de ter uma logística simples e prática é uma configuração que permite uma boa relação sinal-ruído.

Relativamente a estas três configurações descritas, salienta-se o facto de serem de fácil execução, possibilitando uma rápida disposição no solo, terem um sinal forte e não apresentarem zonas “cegas”. Contudo, para além destas vantagens, estas configurações por vezes interpretam as anomalias de forma complexa.

As configurações de *loops* separados, *loop-loop* e *off-set* são muito semelhantes e derivam umas das outras. A primeira configuração, *loops* separados, é característica pelo facto de o recetor se encontrar geograficamente fora do transmissor por uma distância fixa, ao contrário das configurações descritas anteriormente. Normalmente ambos os *loops* apresentam um comprimento lateral na ordem das dezenas de metros. O *loop-loop* é uma configuração derivada dos *loops* separados, sendo que a única diferença é o facto de se utilizar um dipolo recetor. Neste caso o recetor apresenta dimensões muito inferiores comparativamente ao *loop* transmissor. A configuração *off-set* também apresenta características semelhantes aos *loops* separados. Nesta situação o *loop* recetor tem dimensões muito inferiores ao *loop* transmissor, sendo que ambos os *loops* são alinhados pelos seus vértices respetivos. Esta é também uma das configurações possíveis a utilizar para quando o *loop* transmissor tem dimensões inferiores a 40 metros de lado, contudo uma das suas desvantagens é a possibilidade de existirem zonas do subsolo sem dados devido a ângulos “cegos” (Bortolozzo, C., 2011).

Existem duas configurações de *Loops Duplos*, havendo a possibilidade de utilização de um único cabo ou cabos separados para o transmissor e recetor, apesar de se disporem paralelamente e com os mesmos comprimentos. Estas configurações de *loops* duplos são características pelos *loops* se encontrarem dispostos paralelamente e ligados, com o objetivo de obter uma melhor interpretação de corpos condutores verticais. (Nabighian, M. & Macnae, J., 1991 *in* Bortolozzo, C., 2011). Para além destes fatores, estas configurações permitem também uma boa relação sinal-ruído, não sendo fortemente afetadas por fontes de interferência elétrica. Isto acontece devido às fontes de ruído, em terrenos homogéneos, serem quase opostas em relação aos dois *loops*, porém, em ambientes onde o subsolo não é homogéneo este tipo de configurações apresentam uma relação sinal-ruído sensivelmente comum comparativamente às outras configurações.

A penúltima configuração, com o transmissor e recetor móveis, apresentada na figura 17 não é propriamente uma configuração. Esta disposição pode utilizar as configurações de *Loop* único, *Loop* central, entre outras, apresentando como particularidade a movimentação destes *loops* para uma aquisição de dados 2D ou 3D. A movimentação destas configurações ao longo de uma linha permite desempenhar uma interpretação e criação de um modelo 2D do subsolo. É também possível, de forma mais complexa, fazer vários levantamentos ao longos de várias linhas paralelas, permitindo um levantamento numa área muito maior e realizar a modelação dos corpos condutores no subsolo em formato 3D. Relativamente ao espaçamento entre as

sondagens, estas devem ser realizadas com um distanciamento de metade do comprimento lateral do *loop* transmissor, com o objetivo do centro do mesmo, em sondagens paralelas, apresentarem um espaçamento igual ao comprimento lateral do *loop* transmissor. Esta configuração permite uma determinação mais simples da forma das anomalias, contudo tem sinais mais fracos e devido à sua complexidade geométrica é menos conveniente.

Por fim, a configuração com transmissor fixo e recetor móvel é constituída por um *loop* transmissor de grandes dimensões e um *loop* recetor com dimensões muito menores. Nesta configuração o único componente que se pode movimentar é o recetor, podendo percorrer trajetos semelhantes à configuração anterior, para uma aquisição 2D ou 3D. O *loop* transmissor deve ter grandes dimensões de maneira a ocupar toda, ou a maior parte da área de estudo, sendo que posteriormente se move o *loop* recetor dentro e/ou fora do *loop* transmissor, de acordo com os objetivos de estudo e a área a ser explorada. (Bortolozo, C., 2011).

Na figura 18 é possível visualizar em representações 3D as configurações de *Loop* central (18.a) e *Loop* coincidente (18.b), com uma geometria muito semelhante ao *Loop* único, utilizado na realização de levantamentos nesta dissertação.

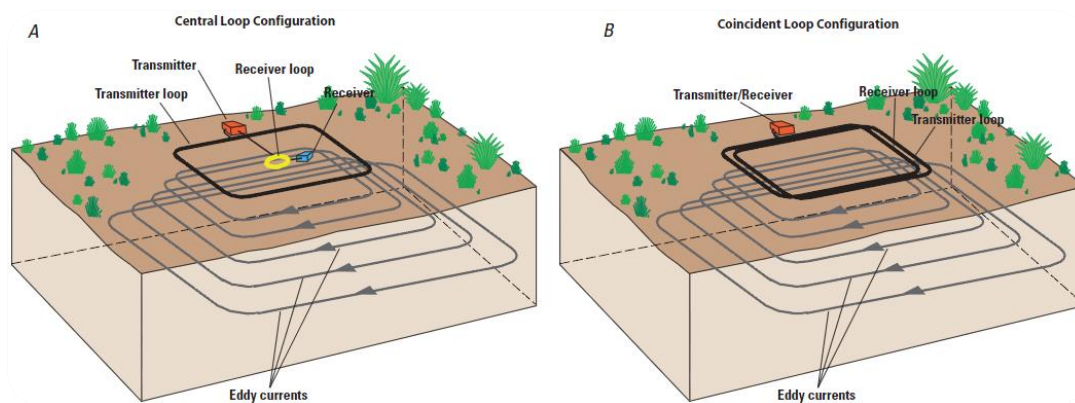


Figura 18: Representação das configurações de *Loop* central (A) e *Loop* coincidente (B) (Payne, J. & Teeple, A., 2007).

## 5.4 - Vantagens e Limitações

Assim como todos os outros métodos geofísicos, o *Time-Domain Electromagnetic Method*, também apresenta as suas vantagens e limitações. As características de funcionamento de cada método existente permitem que a utilização de determinados métodos seja mais propícia para diferentes *targets* ou diferentes ambientes de investigação. As limitações desses métodos nunca são benéficas para o utilizador, pois em certas circunstâncias não permitem utilizar o total potencial do equipamento, podendo até inviabilizar toda a sua utilização. Contudo, tal como já foi referido anteriormente, utilizações conjuntas de diferentes métodos de prospeção permitem, não só, ajudar o investigador a ultrapassar os obstáculos de utilização iminentes, assim como ainda melhorar os resultados obtidos, comparativamente à utilização de um único método. Desde sempre, todos os métodos de prospeção apresentaram evidentes limitações, sendo esses obstáculos que estimulam e permitem uma inovação e evolução nos métodos utilizados, proporcionando melhores resultados e um maior conhecimento científico.

Mais propriamente no caso do TDEM, uma das suas maiores vantagens é o facto deste método apresentar uma boa relação entre a profundidade de investigação atingida relativamente à área requerida para a realização das sondagens eletromagnéticas, apesar desta profundidade depender também das características condutivas do subsolo, entre outros fatores. Para além desta característica, o método exhibe uma alta sensibilidade em subsolos constituídos por camadas com elevados valores de condutividade elétrica. Por outro lado, este método apresenta uma qualidade de dados com inferior resolução em camadas muito resistivas, assim como para investigações em camadas geológicas superficiais do subsolo (Schmutz *et al.*, 2000).

Apesar de ser um método versátil e uma técnica de levantamento eficiente, o TDEM também apresenta esporadicamente algumas limitações. Este é um método que pode ser utilizado em vastas áreas, contudo quando é empregue na exploração de minerais pode induzir em erro o utilizador em situações pontuais. Neste tipo de aplicação, a exploração é direcionada para a determinação de corpos geológicos economicamente relevantes com elevada condutividade como é o exemplo de corpos minerais, anomalias eletromagnéticas, entre outros. No entanto, quando se realiza esta exploração é possível determinar corpos com valores semelhantes relativamente à condutividade, mas ao contrário dos anteriores, sem relevância económica como se verifica em zonas de cisalhamento preenchidas por água, grafite, estruturas

subterrâneas feitas pelo Homem e aquíferos. Estas ocorrências podem provocar lapsos de interpretação e induzir em erro o investigador. Para além destes cenários, em situações onde se encontram camadas superficiais no subsolo com alta condutividade, tal como argilas com elevado teor em água e rochas com grafite, existe a possibilidade de estas mascararem os efeitos provocados por corpos condutores mais profundos, dificultando, ou até mesmo impossibilitando a sua determinação. De salientar também que a inversão, modelação e interpretação quantitativa de anomalias eletromagnéticas é um processo difícil e complexo (Kearey *et al.*, 2002). A maioria dos programas de modelação assume um subsolo constituído por camadas horizontais, devido à maior facilidade de execução neste meio simplificado. Em aplicações mineiras é habitual utilizar diferentes técnicas de modelação, assumindo um condutor restrito envolvido num subsolo mais resistivo, permitindo uma modelação realizada com três dimensões (Rowland, B., 2002).

Tal como foi referido anteriormente, as limitações associadas às técnicas de exploração estimulam o desenvolvimento ou até mesmo a inovação de novas técnicas de levantamento. Este processo não foi exceção no caso da criação do método *Time-Domain Electromagnetic*, desenvolvido com características semelhantes ao método *frequency-domain electromagnetic*. O facto do TDEM, contrariamente ao FDEM, apresentar um campo primário descontínuo, assim como só realizar medições do campo secundário quando o campo primário está ausente, permite um aumento da precisão na determinação de variações do campo secundário nas medições realizadas. Este fator também permite uma maior variedade de configurações relativas ao *loop* transmissor e recetor, incluindo a possibilidade do *loop* recetor poder estar na mesma área que o *loop* transmissor para uma receção de sinal máxima, situação impossível de realizar no caso do FDEM, inviabilizando os dados obtidos (Tscherrig, P., 2005). Adicionalmente, é possível verificar na tabela 4, diferenças entre estes dois métodos relativamente à sua frequência, profundidade de investigação e algumas das vastas aplicações *on-shore* e *off-shore*. Analisando esta tabela conclui-se que o TDEM é realizado num curto espaço de tempo, inferior a 1 segundo, contudo, com o objetivo de se obterem melhores resultados é frequente a realização de *stacks*, ou seja, várias repetições automáticas de medições no mesmo local de exploração para uma melhoria da qualidade dos dados obtidos. Relativamente à profundidade de investigação, o TDEM apresenta valores muito mais elevados, sendo também possível verificar algumas das aplicações de ambos os métodos em ambientes *on-shore* e *off-shore*.

Tabela 4: Comparações principais entre os métodos TDEM e FDEM (Unsworth, M., 2015).

Parâmetros de comparação	<i>Frequency-domain electromagnetic</i>	<i>Time-domain electromagnetic</i>
<b>Frequência</b>	100 a 50000 Hz	1 microssegundo a 1 segundo
<b>Profundidade de exploração</b>	1 a 100 m	100m a 30+ km
<b>Principais aplicações <i>on-shore</i></b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Exploração mineral</li> <li>➤ Estudos hidrogeológicos</li> <li>➤ Permafrost</li> <li>➤ Levantamentos geotécnicos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Exploração mineral</li> <li>➤ Exploração de petróleo e gás</li> <li>➤ Exploração geotermal</li> <li>➤ Modelação da crosta inferior</li> </ul>
<b>Principais aplicações <i>off-shore</i></b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Deteção de sulfuretos maciços em cristas medio oceânicas (MOR's)</li> <li>➤ Mapeamento de zonas hidrotermais e camaras magmáticas em MOR's</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Batimetria eletromagnética</li> </ul>

Um dos métodos mais utilizados na determinação da condutividade elétrica dos corpos geológicos situados no subsolo é o método elétrico de resistividade, podendo ser aplicado diversas vezes nas mesmas situações que o método TDEM.

Comparativamente ao método elétrico de resistividade, o TDEM obtém melhores resultados relativamente à resolução lateral, não é tão sensível a heterogeneidades laterais, apresenta melhor resolução dos contornos do corpo condutor e tem uma velocidade de execução muito mais rápida por comparação a este método devido ao facto de não ser necessário utilizar uma área tão grande para atingir a mesma profundidade de investigação, sendo que normalmente essa profundidade numa configuração Wenner é na ordem de 3 vezes inferior ao comprimento ocupado pelo material. Para além destes fatores, o TDEM destaca-se pela maior facilidade de utilização em áreas mais urbanizadas, necessita de um número inferior de trabalhadores, apresenta uma maior facilidade relativamente à injeção de corrente em

camadas superficiais resistivas, não sendo necessária a penetração de material no subsolo e apresenta também uma boa sinergia com outros métodos geofísicos, nomeadamente, o método de reflexão sísmica, permitindo uma interpretação mais completa da secção geológica. O TDEM obtém ainda melhores resultados na determinação da profundidade de interfaces geoeletricas inclinadas.

Contudo, é possível salientar alguns aspetos limitadores do TDEM relativamente ao método de resistividade elétrica, sendo eles, o facto do TDEM não funcionar perfeitamente em material muito resistivo, processos de interpretação e modelação continuam em constante desenvolvimento não se encontrando ainda no seu máximo potencial e pelo facto dos equipamentos TDEM tenderem a ser mais dispendiosos devido à sua maior complexidade (McNeill, J., 1994; Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000; Georgsson, L., 2009).

## 5.5 - *Smoke rings* e propagação de correntes elétricas no subsolo

O método inicia-se com a produção de um pulso de corrente elétrica direta que flui no *loop* transmissor (TX), gerando um campo magnético primário estático, tal como se pode verificar na figura 19.

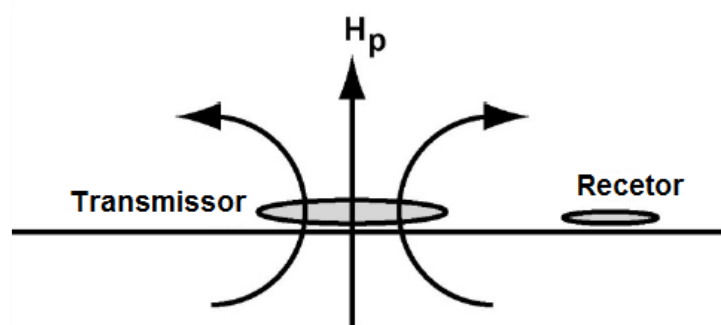


Figura 19: Criação do campo magnético estático ( $H_p$ ) resultante do fluxo de corrente elétrica no transmissor (*Adapt. Unsworth, M. 2014*).

Após a corrente elétrica no transmissor ser desligada, o campo magnético primário que varia com o tempo, de acordo com a Lei de Faraday, decai para zero, produzindo uma indução eletromagnética durante esse período. Essa indução eletromagnética resulta numa corrente elétrica secundária, também designada por *eddy current*, que se opõe à diminuição do campo magnético primário e flui nos corpos



condutores presentes no subsolo. Na figura 20 e 21 é possível ver a distribuição inicial da corrente elétrica secundária ( $I_s$ ), com uma baixa profundidade e aproximadamente horizontal ao *loop* transmissor, assim como a posterior geração do campo magnético secundário ( $H_s$ ).

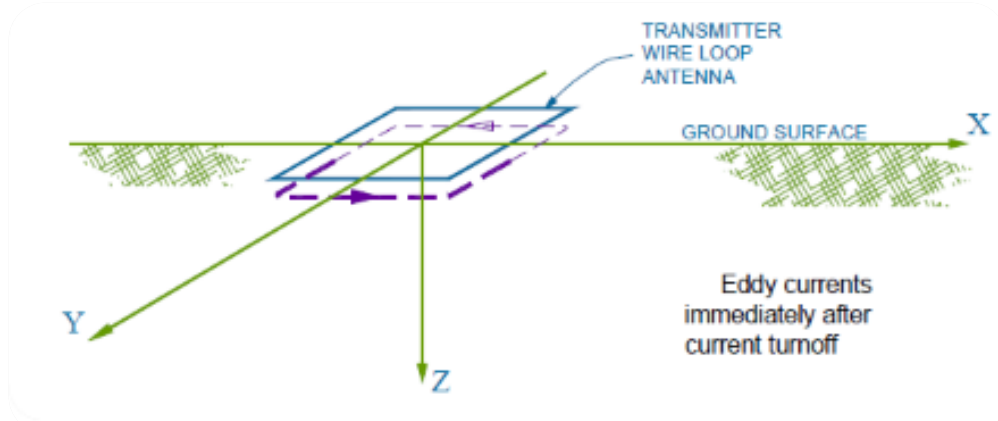


Figura 20: Posição das *eddy currents* imediatamente após o *turn-off* da corrente elétrica no transmissor (Adapt. McNeill, J. D., in Rowland, B., 2002).

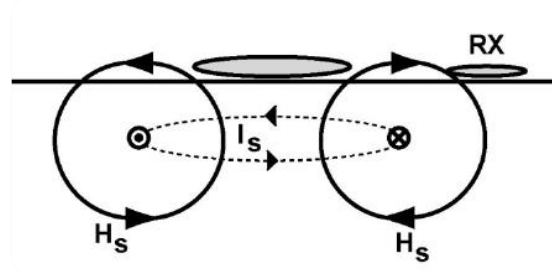


Figura 21: Disposição da corrente elétrica secundária ( $I_s$ ) e campo magnético secundário ( $H_s$ ), após o *turn-off* (Unsworth, M., 2014).

Assim como se verifica na figura 20, num subsolo composto por camadas horizontais, imediatamente após o *turn-off* da corrente no transmissor, as *eddy currents* situam-se paralelamente com uma forma circular fechada e concêntrica relativamente ao *loop* transmissor. Com o aumento do tempo, essas *eddy currents* propagam-se no subsolo com um padrão similar a um *smoke ring* (figura 22), sendo que a sua profundidade aumenta com a evolução do tempo, fornecendo informação da condutividade elétrica do subsolo de corpos geológicos cada vez mais profundos. Mais pormenorizadamente, logo após o *turn-off*, as *eddy currents* situam-se superficialmente, decaindo com o tempo e por sua vez induzindo *eddy currents* cada vez mais profundas.

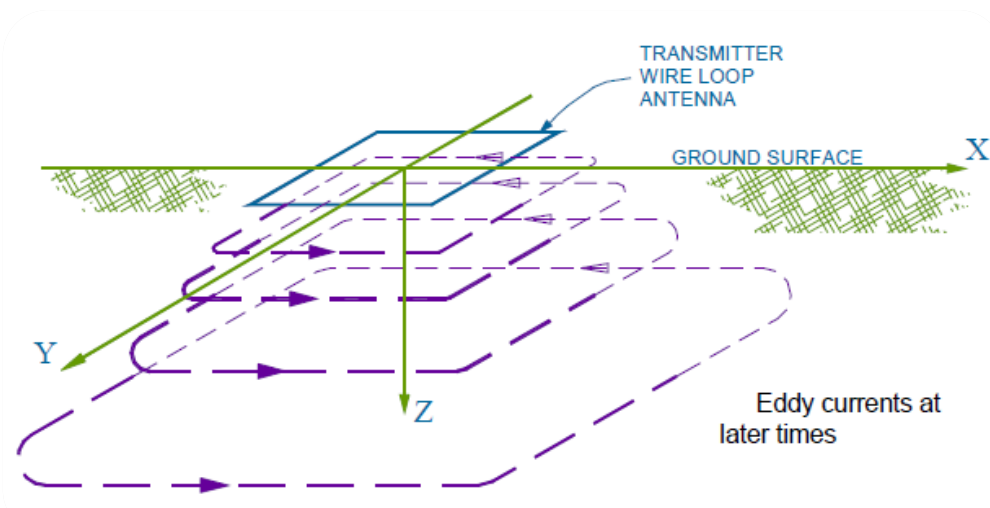


Figura 22: Propagação de *eddy currents* em tempos mais tardios após o *turn-off* da corrente elétrica no transmissor (Adapt. McNeill, J. D., in Rowland, B., 2002).

A análise e interpretação da propagação das *eddy currents* fornece informação relativamente à condutividade elétrica dos corpos geológicos situados no subsolo a ser investigado. A magnitude e taxa de decaimento das correntes secundárias dependem da condutividade e geometria das camadas geológicas.

Em 1979, Nabighian produziu imagens computadorizadas do comportamento de *eddy currents* em função do tempo, sendo também possível visualizar a sua intensidade em diferentes momentos, após o *turn-off*. Na figura 23 é possível visualizar esse fenómeno e concluir que temporalmente, após o *turn-off*, as correntes se propagam para profundidades do subsolo cada vez maiores diminuindo simultaneamente a sua intensidade elétrica.

Assim como já foi referido anteriormente o recetor efetua medições do campo magnético secundário originado pelas *eddy currents* presentes no subsolo, sendo que nos tempos iniciais, quando a corrente se localiza em baixas profundidades, a força eletromotriz medida irá fornecer informação relativamente à condutividade elétrica das camadas geológicas mais superficiais. Por outro lado, em tempos mais tardios, as correntes vão se propagar para maiores profundidades, e por sua vez, a força eletromotriz vai refletir as propriedades elétricas de camadas mais profundas no subsolo.

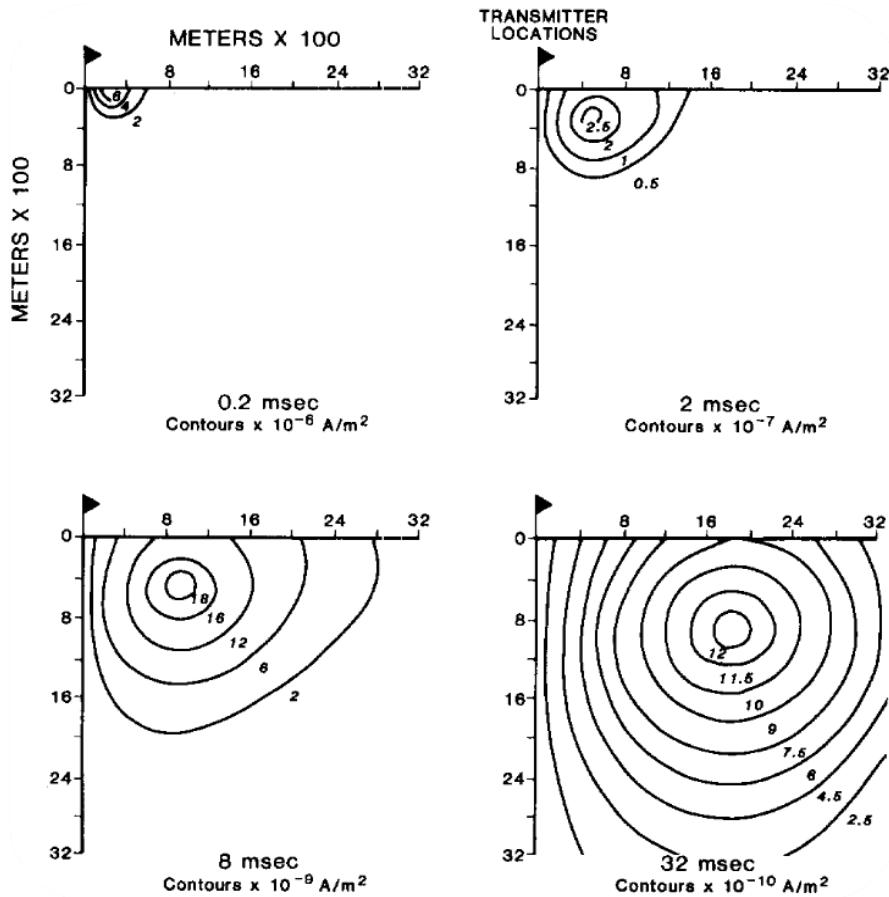


Figura 23: Simulação computacional da propagação das *eddy currents* após o *turn-off*, assim como a sua variação de intensidade em função do tempo (Mills *et al.*, 1988).

A taxa de difusão destas correntes está diretamente relacionada com a condutividade do subsolo, sendo que em meios condutivos as correntes vão se atenuar mais lentamente, e contrariamente, em meios resistivos as correntes atenuam-se mais rapidamente. Devido a estes fatores, numa situação onde seria possível realizar duas medições exatamente iguais, mas entre dois meios com condutividades diferentes, concluiu-se que no meio onde o subsolo é mais resistivo seria possível atingir uma profundidade de investigação maior, comparativamente a um meio mais condutivo.

Esta é uma técnica de levantamento realizada rapidamente, sendo que o campo secundário é medido num intervalo de tempo entre 10 microssegundos e 10 milissegundos, após o *turn-off* do campo primário. As medições são divididas em cerca de 20 ou 30 *time games*, após a indução da corrente elétrica primária pelo transmissor. De salientar ainda que esta medição é frequentemente repetida automaticamente com o objetivo de melhorar os dados obtidos, sendo que para explorações mais profundas, o tempo de medição pode ser prolongado

É possível existirem diferentes taxas de difusão destas correntes no subsolo devido à variação da condutividade elétrica em diferentes camadas geológicas. Na presença de uma camada condutiva em profundidade, pode ocorrer uma atração das correntes nessa camada, enquanto em outros locais, as correntes decaem mais rapidamente.

Contrariamente ao FDEM, esta técnica de exploração beneficia do facto das medições ocorrerem aquando a corrente no transmissor está desligada, possibilitando medições do campo secundário mais sensíveis (Mills *et al.*, 1988; Rowland, B., 2002; Unsworth, M., 2014).

## 5.6 - Resistividade aparente no TDEM

O conceito de resistividade aparente,  $\rho_a$ , é muito utilizado em diversos métodos com o objetivo de facilitar a interpretação e compreensão dos dados obtidos. Devido ao facto de também medir a resistividade elétrica do subsolo e utilizar o conceito de resistividade aparente, o método elétrico de resistividade assemelha-se em diversos aspetos ao *Time-Domain Electromagnetic*.

No método elétrico de resistividade, a concessão deste conceito deriva do facto da corrente elétrica penetrar por diversas camadas no subsolo aquando a realização de uma sondagem elétrica vertical, fornecendo um valor médio da resistividade elétrica do conjunto dessas camadas. Nas fases iniciais dos processos de interpretação e modelação, as secções de resistividade elétrica do subsolo obtidas não permitem conhecer a resistividade elétrica exata de um certo local devido ao facto de esta ser influenciada pelo material vizinho.

Este conceito de resistividade aparente foi similarmente desenvolvido no método *Time-Domain Electromagnetic*, contudo nesta técnica esses valores vão ser referentes ao volume de subsolo amostrado pelos *smoke rings*. Este fenómeno acerca da propagação de correntes secundárias no subsolo foi abordado no capítulo 5.5, apresentando uma forma de propagação de anéis em profundidade. Assim sendo, a resistividade aparente neste método determina a resistividade média das estruturas do subsolo englobadas por um único *smoke ring* (Bortolozzo, C., 2011).

Os dados obtidos pelo recetor são fracionados em *time gates*, tal como é demonstrado pela figura 24, permitindo obter informações relativamente à quantificação

do decaimento do campo secundário, através de medições da variação temporal da amplitude desse mesmo campo num número fixo de tempos (designados por *channels* ou *time gates*), em períodos de *time-off*.

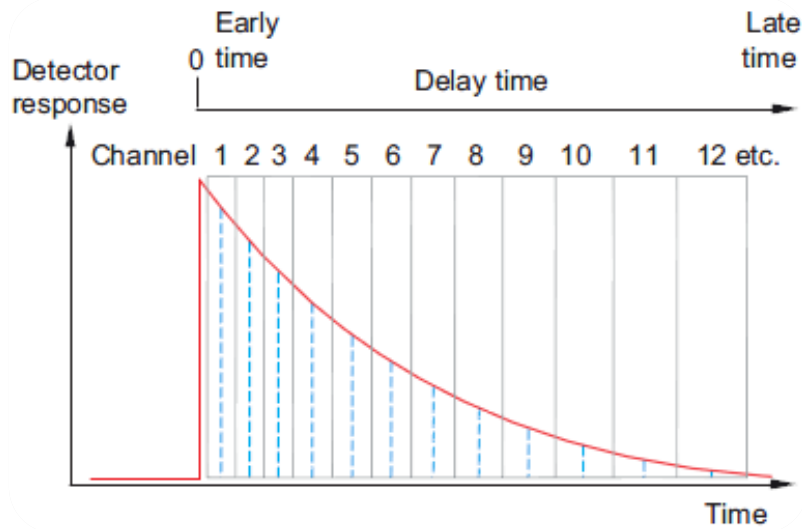


Figura 24: Decaimento da voltagem do campo secundário em função do tempo, fracionado em diversos *channels* (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Este tipo de informação é muito útil quando examinado logaritmicamente em relação a uma escala logarítmica do tempo, particularmente se o subsolo for homogéneo, não ocorrendo variação vertical ou lateral da resistividade, tal como é possível visualizar pela figura 25.

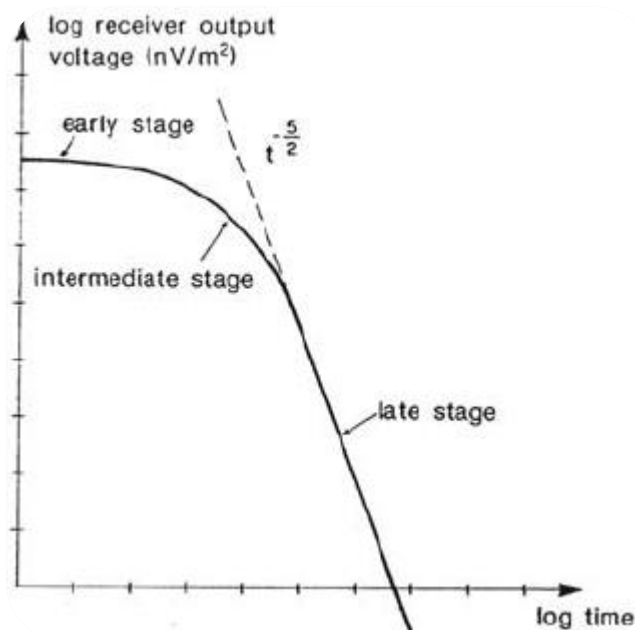


Figura 25: Comportamento voltagem detetada no recetor em função ao tempo, num único transiente (McNeill, J., 1994).

É possível dividir esta resposta em três etapas, sendo elas, a inicial, com um comportamento constante, a etapa intermédia, com uma resposta a variar continuamente com o tempo e por fim, a etapa tardia, onde é possível visualizar uma diminuição constante da voltagem em relação ao tempo. Devido à complexidade da resposta recebida nos diversos *channels*, a descrição matemática deste comportamento é muito complexa. Contudo, a função relativamente à etapa tardia demonstrando a resposta da condutividade em função ao tempo é muito mais simplificada devido ao seu comportamento, expressando-se pela equação 10.

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad (10)$$

Nesta equação,  $e(t)$  representa a voltagem medida numa bobine recetora com uma área de  $1 \text{ m}^2$ ,  $k$ , é uma constante,  $M$ , é o produto resultante entre a corrente em amperes produzida pelo transmissor e a sua área em  $\text{m}^2$ ,  $t$ , representa o tempo e por fim,  $\sigma$ , determina a condutividade do subsolo em Siemens/m.

No TDEM, a voltagem medida no recetor,  $e(t)$ , não varia linearmente com a resistividade no subsolo, tal como acontece noutras técnicas de medição desta propriedade. Através do comportamento da resposta é possível concluir que a voltagem varia com a condutividade numa relação,  $\sigma^{3/2}$ , permitindo que esta técnica seja mais sensível a pequenas variações da condutividade no subsolo. Para além deste fator, a voltagem decai a uma taxa de  $t^{-5/2}$ , evidenciando uma variação da condutividade muito mais rápida em função do tempo comparativamente a outros métodos de medição da resistividade do subsolo. A medição do sinal termina quando este desaparece no ruído, cessando a medição e estabelecendo a profundidade máxima de exploração nessa particular situação.

Com o objetivo de calcular a resistividade aparente e tendo conhecimento que a resistividade é o inverso do valor da condutividade, é possível manipular a equação 10 e obter a seguinte fórmula para o cálculo da resistividade,

$$\rho_a(t) = \frac{k_2 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}} \quad (11)$$

Em termos práticos, num subsolo homogéneo com uma resistividade  $\rho_1$ , obtém-se um gráfico semelhante à figura 26, onde se opõe a resistividade aparente em função ao tempo. É possível observar que em tempos tardios a resistividade aparente é igual à

resistividade do subsolo, que neste caso é homogéneo, não variando lateralmente nem verticalmente. Este fenómeno é compreensível devido ao conceito de resistividade aparente ser baseado no comportamento em relação ao tempo da voltagem detetada no recetor em tempos tardios, quando decai a um razão de  $t^{-5/2}$ . É possível constatar pela análise da figura 25 que a voltagem recebida é muito baixa na etapa inicial e intermédia, comparativamente à aproximação da voltagem recebida na etapa tardia, tal como se pode averiguar pela continuação da linha a tracejado e assim sendo, através da equação 11 obtêm-se valores de resistividade aparente muito altos. É devido a esta particularidade que existe um ramo descendente, também conhecido como *descending branch*, nos tempos iniciais onde a resistividade aparente apresenta valores mais elevados que o meio a ser investigado. Esta ocorrência não é considerada um problema desde que o investigador tenha conhecimento de tal particularidade.

Os gráficos relativos a estas propriedades em ambientes constituídos por camadas resultam em curvas muito semelhantes, sendo por isso benéfico recorrer ao conceito de resistividade aparente para ser possível obter curvas com um comportamento mais representativo do subsolo a ser investigado. Para isso realiza-se uma conversão das curvas relativas à voltagem, em curvas de resistividade aparente.

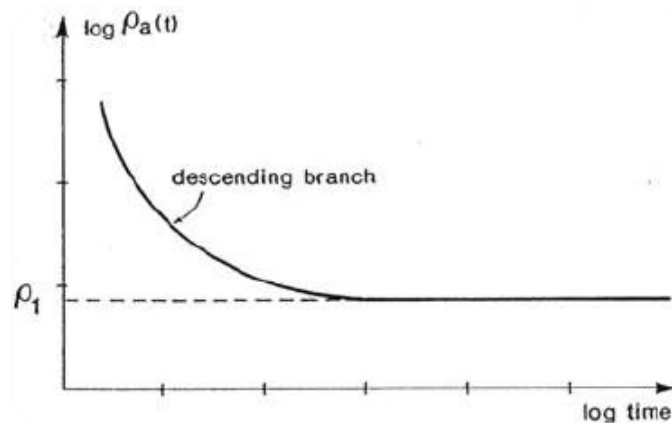


Figura 26: Comportamento da resistividade aparente num subsolo homogéneo (McNeill, J., 1994).

Um exemplo complexo seria a presença de duas camadas com resistividades diferentes no subsolo, onde a camada superior apresentaria uma resistividade  $\rho_1$  e a camada inferior uma resistividade  $\rho_2$ , sendo que  $\rho_2 > \rho_1$ . Nesta situação, em tempos iniciais, as correntes estariam unicamente presentes na camada superior de resistividade  $\rho_1$ , sendo que o comportamento da resistividade aparente seria semelhante à figura 26 e a curva de decaimento apresentava características idênticas à figura 25. Contudo, com o avançar do tempo as correntes iriam estar presentes em

ambas as camadas e por fim, em tempos ainda mais tardios, iriam estar unicamente presentes na camada inferior, de resistividade  $\rho_2$ . Assim sendo, através da equação 11 e analisando a figura 27.a, concluiu-se que a voltagem medida em tempo tardios, nesta situação, seria inferior à voltagem num subsolo homogéneo, com uma resistividade  $\rho_1$ .

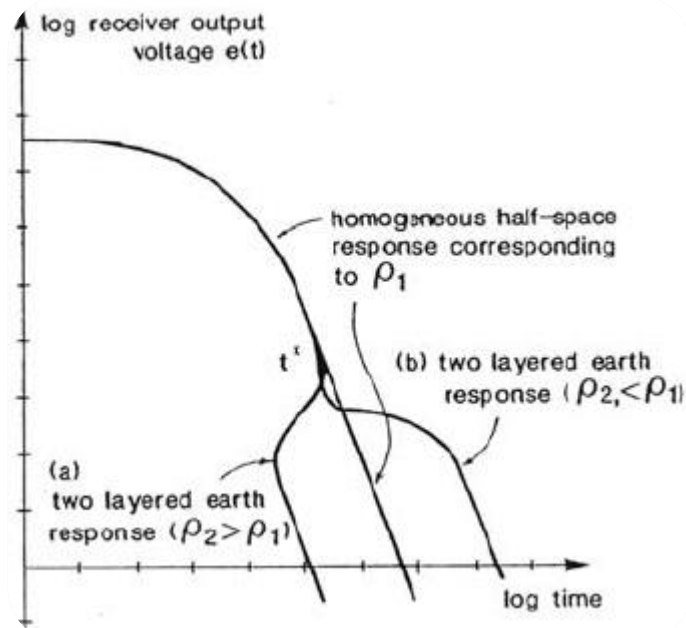


Figura 27: Variações da voltagem detetada no recetor, num subsolo constituído por duas camadas de resistividade distinta (McNeill, J., 1994).

Contrariamente, analisando a figura 27.b é possível concluir que num subsolo onde a camada inferior apresenta valores de resistividade mais elevados relativamente à camada superior, em tempos tardios, a voltagem seria superior comparativamente à voltagem medida no recetor num subsolo homogéneo, com uma resistividade  $\rho_1$ .

Relativamente ao comportamento da resistividade aparente em função ao tempo, na situação onde  $\rho_2 > \rho_1$ , verifica-se na figura 28.a que numa fase inicial a resistividade aparente é igual à resistividade da camada  $\rho_1$ , contudo, numa fase mais tardia, as correntes penetram na camada inferior, com uma resistividade superior e por isso a resistividade aparente apresenta valores iguais  $\rho_2$ . Contrariamente, na situação onde  $\rho_1 > \rho_2$ , verifica-se que em tempos tardios, onde as correntes penetram na camada inferior de resistividade  $\rho_2$ , a resistividade aparente iguala esses valores, tal como é possível verificar na figura 28.b e por consequente apresenta valores inferiores comparativamente a um subsolo homogéneo de resistividade  $\rho_1$ .



Tal como foi salientado na figura 26, a figura 28.a e 28.b também apresentam um *descending branch*. No exemplo onde a resistividade da camada inferior apresenta valores mais elevados relativamente à camada superior, é possível verificar um artefacto, em  $t^*$  numa região intermédia, que provoca uma queda temporária na voltagem detetada no recetor, tal como se verifica na figura 27.a. Nos gráficos que opõe a resistividade aparente em relação ao tempo, também se verifica uma situação semelhante (figura 28.b) em  $t^*$ , com uma resistividade anormalmente elevada. Estas ocorrências características do TDEM, não constituem um problema para a utilização da técnica, desde que o investigador tenha conhecimento de tal comportamento.

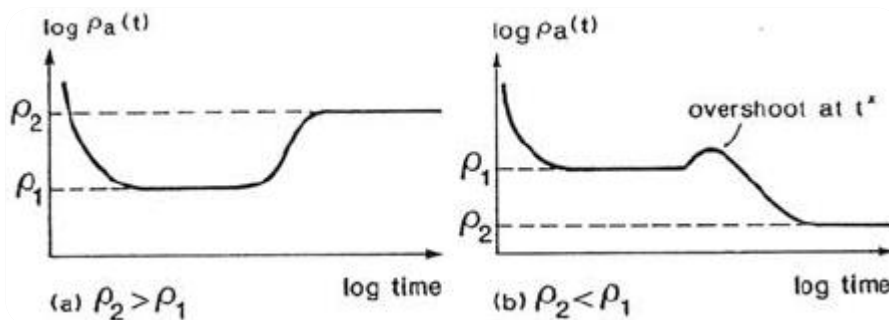


Figura 28: Variação da resistividade aparente em relação ao tempo num subsolo constituído por duas camadas com resistividades diferentes (McNeill, J., 1994).

Em todos os exemplos enunciados anteriormente foram utilizados gráficos teóricos. Contudo em situações práticas é raro visualizar um gráfico relativo à resistividade aparente com um comportamento de uma assíntota até aos valores de resistividade correspondentes à camada mais inferior, devido à perda de sinal com medição possível. Porém, este fator apresenta uma baixa relevância devido ao facto da informação relativa ao comportamento da curva de resistividade aparente em tempos iniciais e de transição serem suficientes para permitir uma interpretação correta da resistividade da camada mais inferior, não sendo necessário recorrer a toda a curva de resistividade aparente (McNeill, J., 1994; Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000).

## 5.7 - Medições realizadas em *time-on* e *time-off*

Assim como foi referido em capítulos anteriores, diferentes métodos eletromagnéticos funcionam de variadas formas. Uma das características distintivas mais marcantes é o facto de o método executar as medições do campo secundário na presença ou na ausência do campo primário. A maioria dos métodos eletromagnéticos realizam medições *off-time*, ou seja, após o *turn-off* e na ausência de campos primários. Na figura 29 é possível visualizar um ciclo temporal e correlacionar os períodos *on-time* e *off-time* relativamente à presença ou ausência do campo magnético primário.

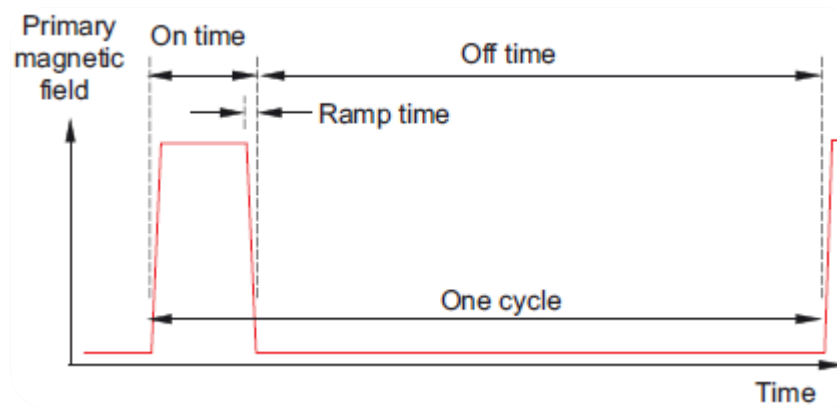


Figura 29: Representação de ciclos de tempo através da variação do campo magnético primário (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Concretamente, o método *Time-Domain Electromagnetic* realiza a medição de campos secundários na ausência dos campos primários. Este método avalia a resposta do subsolo submetendo uma mudança brusca no campo magnético primário provocada pelo *turn-off* de corrente que flui no *loop* transmissor, permitindo realizar medições da força do campo magnético secundário em função do tempo. Os dois fenómenos de *turn-off* e *turn-on* são designados por tempos de atraso (*delay times*). As medições num determinado tempo de atraso são designadas por *channels* ou canais, normalmente ordenadas numericamente sendo que *channels* iniciais (por exemplo, *channel 1* ou *channel 2*) representam tempos de atraso mais curtos, produzindo uma série de tempo (*time series*) do decaimento dos campos a serem medidos.

Devido ao facto de na maioria dos métodos o *loop* recetor só realizar medições do campo magnético secundário em momentos de ausência do campo primário, é necessário existir uma elevada coordenação entre o transmissor e recetor. As medições são realizadas em intervalos de tempos muito curtos, na ordem dos milissegundos, com séries de tempos para investigações normais abrangendo poucas dezenas de

milissegundos, ou com séries de tempo maiores, na ordem dos segundos, em ambientes com taxas de decaimento muito mais lentas.

Após dispor o material no solo (em explorações realizadas no solo) para a realização das medições, o TDEM revela ser um método de rápida execução. Contudo, em termos práticos é habitual os sistemas eletromagnéticos realizarem entre dezenas a milhares de medições repetidas do decaimento do campo secundário, sendo que devido ao facto de ser uma técnica de realização rápida, o processo de *stacking* acaba por não ser muito dispendioso relativamente ao tempo de execução. Estas repetições automáticas de medições no mesmo local são realizadas com o intuito de suprimir ruído exterior que provoca uma degradação da qualidade dos dados obtidos. A ocorrência de ruído é mais habitual em tempos de medição tardios, quando o sinal do campo secundário é fraco e normalmente é sobreposto pelo ruído.

Assim como foi descrito anteriormente, a medição do decaimento do campo secundário é dividida em *channels*, sendo que o seu espaçamento é variável conforme o objetivo da investigação e as características do subsolo, como se verifica na figura 24. Normalmente, no mesmo gráfico é possível verificar uma diferença de espaçamento entre os *channels* em consequência de uma maior necessidade de o espaçamento ser menor em tempos iniciais para a medição de rápidas variações do campo magnético secundário, contrastando o maior espaçamento entre *channels* em tempos mais tardios, devido ao facto do campo magnético secundário variar mais lentamente nas fases finais da medição.

O método *frequency-domain electromagnetic* é um dos exemplos de métodos geofísicos que realizam medições *on-time*, ou seja, medições da variação do campo magnético secundário na presença do campo magnético primário. Esta característica prejudica a sua utilização em vários aspetos, nomeadamente pelo facto das medições serem afetadas pela variação de localização do recetor relativamente ao transmissor, proporcionando variações nas medições obtidas. Devido a esta particularidade, é necessário um maior controlo na geometria do sistema para minimizar esta fonte de ruído.

Por outro lado, em métodos que realizam a sua medição *off-time*, como é o exemplo do *Time-Domain Electromagnetic* que executa a medição do campo magnético secundário na ausência do campo primário, este não é um fator relevante devido à geometria do sistema não produzir uma fonte de ruído significativa e prejudicial sobre os dados obtidos (Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

**CAPÍTULO 6: FATORES QUE AFETAM OS DADOS  
GEOFÍSICOS**

## 6.1 - Introdução

A realização de sondagens TDEM deve ser planeada, tal como em todos os outros métodos geofísicos, de maneira a que os dados obtidos pelos levantamentos não sejam negativamente influenciados por fatores externos. Quando se realiza um levantamento, independentemente do seu objetivo, é possível que alguma da informação obtida não seja relevante para o estudo a ser realizado, podendo prejudicar dados importantes para tal investigação.

Assim sendo, a determinação das particularidades a investigar, fontes de ruído e fenómenos naturais que afetam os dados obtidos é de enorme importância, pois só tendo conhecimento dos fatores que estão a provocar alterações nos dados, é que é possível remover tais particularidades que os modificam de maneira a ser possível obter dados de campo unicamente relativos ao objetivo de estudo, sem a influência de fatores externos, permitindo a correta modelação e interpretação do objeto a ser investigado.

## 6.2 - Relação entre sinal e ruído

A execução de técnicas de exploração geofísica é afetada por vezes pela influência de fontes de ruído que prejudicam a qualidade dos dados obtidos, sendo necessário recorrer à utilização de filtros e tratamento de dados, antes de ser possível realizar uma análise correta acerca das características do material a ser investigado. Contrariamente ao que se verifica noutros métodos eletromagnéticos, o método *Time-Domain Electromagnetic* não é fortemente influenciado pela presença de ruído. No entanto, este não é um fator que se pode ignorar, correndo o risco de se obterem dados distorcidos, originando uma interpretação das características da condutividade elétrica do subsolo diferentes da realidade. As fontes de ruído com maior influência nos dados obtidos pelo método *Time-Domain Electromagnetic* são os artefactos feitos pelo homem.

Num cenário perfeito, os dados obtidos através da utilização do TDEM não seriam influenciados pelo ruído, não prejudicando a profundidade máxima de investigação do método. Contudo, essa não é a realidade presente, uma vez que na prática, a presença de ruído é inevitável quando se conduz um levantamento TDEM, influenciando os dados obtidos. Apesar da presença deste fenómeno perturbador, é de

grande importância reconhecer a sua presença e influência, com o objetivo de proceder ao tratamento dos dados para a remoção de erros originados pela presença de ruído, essencial para uma adequada compreensão e interpretação do ambiente em estudo (Kazlauskas, E., 2010; Bortolozzo, C., 2011).

A exploração geofísica em geral é caracterizada pelo estudo do desconhecido, dado que a maioria das técnicas utiliza meios para estimar características de determinado tipo de material sem que o investigador possa ter um contacto visual com o mesmo. Como é expectável, este tipo de medição é diversas vezes complexa e imprevisível, sendo constantemente contaminada por informação relativa a fatores externos e que influenciam a informação vital relevante ao objetivo principal da investigação. Essa informação indesejada é designada por ruído, proveniente de uma fonte próxima à realização da medição, que de diversas formas pode alterar a informação relevante que se deseja obter na medição, designada por sinal.

Fundamentalmente, o que se pretende na utilização de um método geofísico, mais propriamente o método *Time-Domain Electromagnetic*, é obter informação relativa às características da condutividade elétrica do material presente no subsolo, através da interpretação do sinal que reflete tais atributos, sem a influência de ruído que distorce essa realidade. A relação entre o sinal e o ruído recebido é designado pela razão sinal-ruído (*signal-to-noise ratio* - “SNR”), quantificado pela quantidade de sinal e ruído recebido no recetor. O sinal pode ser convenientemente definido pela informação de interesse no tempo em que a investigação está a ser realizada, sendo que o ruído é caracterizado por toda a restante informação, que porventura, não tem relevância para a investigação. Em condições de receção perfeitas, procura-se obter o máximo de amplitude de sinal possível assim como o mínimo de amplitude relativamente ao ruído, de maneira a que se obtenha uma razão sinal-ruído elevada e por consequência se alcance uma maior precisão das medições.

Com o desenvolvimento das diversas técnicas de prospeção geofísica, verifica-se ao longo do tempo um melhoramento de várias etapas dessas técnicas, como é o exemplo dos mecanismos de inversão, tratamento e modelação de dados. Desde a aquisição dos dados até à sua interpretação é de grande importância aumentar constantemente a supressão de ruído. Esse aumento pode ser atingido, por exemplo em métodos geofísicos ativos, através do aumento da amplitude ou alteração da frequência do sinal produzido pelo transmissor. A obtenção de uma boa razão sinal-ruído é um fator essencial para a aquisição de modelos corretos, sendo que desde cedo se começou a desenvolver formas de otimização dessa razão, como é o exemplo da

utilização de filtros que permite omitir certo tipo de ruído. De salientar que a receção de uma razão sinal-ruído inferior a um, provoca a extração de informação proveniente das medições muito difícil.

Como foi referido anteriormente, a razão entre sinal e ruído está sempre associada ao objetivo da investigação. Para variados alvos de estudo as fontes de ruído são distintas, sendo que para diferentes objetivos de investigação, o que é designado sinal numa situação, pode ser ruído numa investigação distinta, uma vez que o objetivo de estudo é diferente. Contudo, apesar das variações no alvo de investigação, qualquer resposta de cariz não geológico é sempre considerada ruído.

O ruído pode ser dividido em duas vertentes gerais, caracterizadas pelo ruído produzido pelo meio ambiente, designado por ruído ambiente, circundante à investigação e o ruído metodológico relacionado com o material utilizado para realizar o levantamento (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

A razão sinal-ruído é um fator muito importante para a determinação da profundidade máxima de exploração, uma vez que esta é determinada pelo tamanho do *loop* transmissor, propriedades elétricas do subsolo e pelo último tempo em que é possível recuperar sinal com amplitude superior ao ruído. Ou seja, para um determinado tamanho do *loop* transmissor, se o ruído exceder o sinal no último tempo em que está a ocorrer uma recuperação de sinal para a aquisição de dados, é necessário aumentar o tamanho desse *loop*, assim como outros fatores que podem beneficiar o alcance de investigação, para melhorar a razão sinal-ruído de forma a que o sinal se sobressaia comparativamente ao ruído, permitindo a utilização destes dados para uma futura interpretação geológica (Mills *et al.*, 1988).

## 6.3 - Tipos de ruído

O ruído pode ser caracterizado de várias formas, porém, tal como foi descrito no capítulo 6.1, adotou-se uma divisão em dois tipos principais, sendo eles, o ruído ambiente e o ruído metodológico. Nos próximos subcapítulos serão descritas as características principais destes diferentes tipos de ruídos assim como as suas diferenças. De salientar que este é um assunto extenso e assim sendo irá ser abordado o ruído que afeta os métodos eletromagnéticos no geral. Contudo será dada maior evidência aos fatores que afetam os métodos elétricos e eletromagnéticos, mais propriamente o método *Time-Domain Electromagnetic* utilizado nesta dissertação, não abordando tão pormenorizadamente outras fontes de ruído que têm maior influência noutros métodos geofísicos.

### 6.3.1 - Ruído Ambiente

Através da tabela 5 é possível visualizar alguns dos principais tipos de ruído ambiente que afetam os métodos elétricos e eletromagnéticos.

Tabela 5: Fontes de ruído ambiente e o efeito que estas provocam nos dados obtidos por métodos elétricos e eletromagnéticos (*Adapt. Dentith, D. & Mudge, S., 2014* ).

Fonte de ruído ambiente	Efeito provocador de ruído nos métodos elétricos e eletromagnéticos
<b>Rególito</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Alta condutividade provocando uma má penetração do sinal no subsolo;</li> <li>Alterações internas na condutividade provocando anomalias falsas;</li> <li>Comportamento superparamagnético;</li> </ul>
<b>Sedimentos glaciares</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Alterações internas na condutividade causando uma anomalia falsa;</li> </ul>
<b>Permafrost e coberturas de neve</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Alterações internas na condutividade, causando uma anomalia falsa;</li> </ul>



<b>Hidrológica</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Alterações na salinidade de água subterrânea provocando modificações na condutividade;</li> <li>• Movimento dos eletrólitos gerando falsas anomalias;</li> </ul>
<b>Fenómeno atmosférico</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Turbulência durante a realização de levantamentos aéreos e terrestres;</li> <li>• Picos de ruído devido a descargas elétricas;</li> </ul>
<b>Topografia</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Respostas relacionadas com o tipo de terreno;</li> <li>• Diferentes topografias podem causar variações relativas do transmissor e recetor, sensores e corpos anómalos;</li> </ul>
<b>Artificial (produzida pelo Homem)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Respostas de objetos metálicos, linhas de alta tensão e transmissões eletromagnéticas;</li> </ul>

Para além da divisão em categorias abordada previamente, o ruído ambiente pode ser consequentemente dividido noutras classes em conformidade com a fonte do mesmo. Este tipo de ruído pode ser classificado como geológico ou não geológico, sendo que o geológico provem obviamente do ambiente geológico, incluindo a topografia envolvente à investigação, enquanto o ruído não geológico resulta de fontes atmosféricas, espaço exterior, acrescentando as respostas culturais associadas com material construído pelo Homem.

### 6.3.1.1 - Ruído Geológico

O ruído geológico está relacionado maioritariamente com material de alta condutividade elétrica presente no subsolo situado a baixa profundidade e com a topografia da área a ser investigada. Assim como é possível visualizar na tabela 5, rególitos, *permafrost*, rios, pântanos, entre outras fontes, são obstáculos que produzem respostas fortes, particularmente quando se encontram a pouca distância do *loop* transmissor e/ou recetor. A presença de materiais, normalmente com elevados valores de condutividade localizados a baixas profundidades, dificulta a deteção de zonas anómalas na base rochosa designada por *bedrock*. A existência de zonas de falha e de

cisalhamento, assim como zonas de elevado teor em grafite apresentam uma elevada condutividade elétrica, sendo que numa investigação onde se prospeeta unicamente minerais economicamente rentáveis, a presença de materiais com tais características pode mascarar a resposta de material geológico relevante para a investigação, funcionando como um tipo específico de ruído, devido ao baixo interesse que estes materiais geológicos apresentam na investigação em questão. Os métodos elétricos e eletromagnéticos são muito afetados por estes fatores, contudo o TDEM é dos métodos que sofre menos desta influência, apresentando uma boa performance quando é executado neste ambiente de investigação. Frequentemente não é possível ter conhecimento total acerca das propriedades físicas do subsolo, contudo, quando essa informação se encontra disponível é possível, em ambos os casos de ruído geológico, calcular os efeitos produzidos nos dados recebidos e proceder à sua correção, eliminando o ruído produzido por tais fontes (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

As camadas geológicas presentes no subsolo são frequentemente consideradas homogéneas e paralelas à superfície, porém frequentemente estas características não se verificam, podendo originar conclusões erróneas. O subsolo apresenta normalmente variações laterais e verticais das suas propriedades físicas e químicas, evidenciando numerosas heterogeneidades de difícil resolução. Este tipo de ruído é definido pela propagação do campo eletromagnético nesta constante variação de características do material, possibilitando numerosas simulações possíveis e provocando problemas de ambiguidade no processo de interpretação das características do subsolo (Everett, M. & Weiss, C., 2005 *in* Gonçalves, R., 2012). Esta fonte pode ser produzida por diversos fatores como é o exemplo de camadas inclinadas, anisotropia do material a ser investigado, heterogeneidades de material superficial, entre outros. A anisotropia é uma característica que está diretamente relacionada com a condutividade elétrica, uma vez que esta pode variar em conformidade com a direção de propagação da corrente, sendo que em meios sedimentares a condutividade é maior se o fluxo ocorrer paralelamente aos planos de sedimentação do que comparativamente a um fluxo que ocorra perpendicularmente a estes. É possível calcular o fator anisotrópico através da equação 12, onde  $\sigma_L$  e  $\sigma_T$ , definem a condutividade longitudinal e transversal, respetivamente (Spies, B. & Frischknecht, F., 1991 *in* Gonçalves, R., 2012),

$$\lambda = \sqrt{\sigma_L/\sigma_T} \quad (12)$$

Para além das características do ruído geológico referidas anteriormente, este tipo de ruído pode ser originado devido a efeitos relacionados com a topografia (figura 30.a), assim como respostas influenciadas pelos materiais situados superficialmente ou a profundidades superiores (figura 30.b) relativamente ao objeto de investigação.

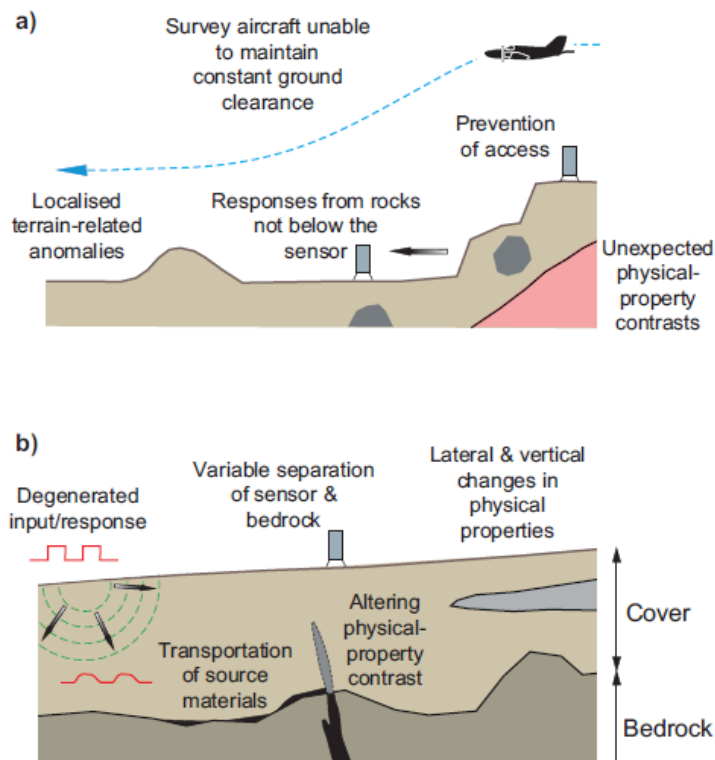


Figura 30: Ruído Geológico provocado pelo relevo irregular (a) e pelo material presente no subsolo, para além do objeto de investigação (b) (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

Os efeitos provocados pela topografia estão associados a terrenos acidentados, originando ruído provocado pela variação da distância entre o transmissor e recetor em relação aos materiais condutivos no subsolo, ou seja, devido ao terreno apresentar características irregulares. Estes efeitos também são influenciados pela distância entre sensores no caso do método sísmico, ou erros relativamente à geometria do *loop* transmissor ou recetor no método TDEM, provocando alterações na amplitude e comprimento de onda das respostas obtidas. Este tipo de obstáculo é ainda mais relevante quando o levantamento se faz por via aérea, uma vez que este deve ser realizado com uma altitude barométrica constante, sendo necessário alterar a altitude de voo de acordo com os relevos da superfície. Um dos problemas associados a esta particularidade é o facto das aeronaves descerem mais rapidamente do que sobem, propiciando que numa situação onde o terreno apresenta uma rápida alteração ascendente da elevação, seja necessário que o piloto antecipe essa subida para transpor seguramente a colina. Este movimento produz uma desobstrução do terreno

anterior à colina, contudo quando a aeronave ultrapassa o obstáculo é possível diminuir a altitude mais rapidamente, voltando novamente à altitude desejada. Estes levantamentos requerem especial atenção na análise dos dados porque a resposta geofísica obtida será diferente relativamente a um levantamento realizado numa superfície plana.

Na maioria das vezes os levantamentos geofísicos têm como objetivo o estudo de determinado material ou camada geológica presente no subsolo, porém as respostas provenientes do material superficial ou situado a maiores profundidades que o objeto de estudo também tem influência nos dados obtidos. Os métodos elétricos e eletromagnéticos são particularmente suscetíveis aos efeitos provocados pelo ambiente superficial. O rególito, assim como outros materiais que funcionam como cobertura, é um dos elementos de possível presença a pouca profundidade que apresenta características mais problemáticas neste tipo de situação, uma vez que pode funcionar como cobertura a outro tipo de camada geológica relevante. Devido ao facto de que o levantamento normalmente não é realizado para o estudo do rególito, mas sim relativamente a materiais da *bedrock*, é benéfico retirar as respostas associadas a este material geológico. No entanto, esta pode não ser uma tarefa fácil porque é necessário possuir informação geológica prévia acerca desta formação. A maior obstrução do material superficial é o facto de que este, normalmente, apresenta variações laterais e verticais das propriedades físicas originando respostas geofísicas de elevada amplitude que distorcem as respostas provenientes da *bedrock*, medidas à superfície. A alteração relativa ao material superficial também é um aspeto influenciador do ruído. Este tipo de processos pode provocar oxidação dos minerais destruindo o seu magnetismo, contudo os contrastes das propriedades físicas aumentam devido ao fenómeno de meteorização. A mobilização de materiais superficiais é outro fator que pode originar com que as respostas obtidas não sejam correspondentes à verdade presente no ambiente de estudo, uma vez que existem vários elementos, como é o exemplo dos minerais radioativos que são propensos à mobilização, originando anomalias distintas do seu local de origem. Por outro lado, mas com efeitos semelhantes, as camadas situadas a maiores profundidades que o objeto de estudo também podem constituir uma interferência nos dados relevantes para a investigação, assim como características geológicas à escala regional, produzindo ruído geológico designado como resposta regional. Este tipo de resposta é caracterizado por variações suaves e de longo comprimento de onda, podendo ser eliminada na parte do processamento de dados geofísicos obtidos no levantamento.

## 6.3.1.2 - Ruído não Geológico

### 6.3.1.2.1 - Ruído Atmosférico

Este tipo de ruído tem uma fonte não geológica, originando desde a magnetosfera campos eletromagnéticos naturais que variam em função do tempo. Estes fenómenos são caracterizados pela sua baixa frequência e por isso apresentam uma elevada penetração no subsolo, induzindo sistemas de fluxo de corrente circular na crosta e manto terrestre. Campos com uma frequência inferior a 1 Hz são maioritariamente provocados pela atividade solar através de sistemas provenientes da ionosfera. Campos entre 1 e 10 Hz produzem correntes atmosféricas maioritariamente devido a pulsos causados por descargas elétricas associadas à atividade de tempestades que ocorre nas zonas inferiores da atmosfera.

O vento é outro exemplo do ruído atmosférico, uma vez que pode provocar oscilação em árvores, prédios, cabos que conectam sensores, entre outros, sendo que a turbulência que este fator produz pode originar também variações na posição e orientação dos sensores geofísicos durante os levantamentos, produzindo ruído em técnicas eletromagnéticas, sísmicas e gravimétricas e por sua vez afetando negativamente o sinal obtido nas medições. As descargas elétricas atmosféricas são outro tipo de ruído atmosférico constituído por uma radiação eletromagnética que se propaga por vários milhares de quilómetros na ionosfera. Este fenómeno tem uma ocorrência aleatória, variando durante o dia e podendo ocorrer em toda a extensão do planeta, contudo, as regiões equatoriais e tropicais apresentam uma maior contribuição para este tipo de fonte de ruído (Gonçalves, R., 2012, Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

### 6.3.1.2.2 - Ruído Cultural

Uma das vertentes do ruído não geológico consiste no ruído cultural, que é provocado por diversas estruturas construídas pelo Homem e que podem originar uma irradiação de energia causando interferências com o método a ser realizado, como é o exemplo de precipitação radioativa, transmissões eletromagnéticas, entre outros. A presença destes objetos artificiais origina um campo magnético secundário que é detetado no recetor se estiver nas proximidades do local a ser investigado.

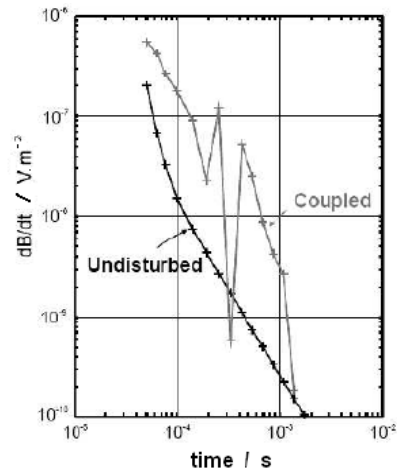
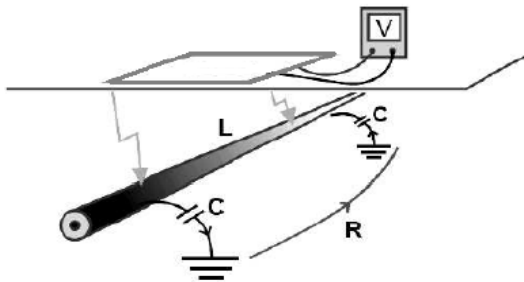
Este tipo de ruído pode ser originado pela proximidade com sistemas de transmissão de corrente elétrica, que habitualmente funcionam em frequências de 50 ou 60 Hz, edifícios, pontes, cercas metálicas, caminhos de ferro, tubos enterrados, entre outras estruturas semelhantes produzidas pelo homem e que afetam negativamente o sinal detetado. Vários dispositivos associados aos sistemas de transmissão de corrente elétrica geram correntes a determinada frequência que fluem nas linhas elétricas induzindo correntes elétricas nos condutores artificiais vizinhos. Em algumas situações, o retorno do fluxo da corrente elétrica nos sistemas de transmissão de corrente ocorre através do subsolo podendo originar medições com elevadas características condutivas, proporcionando medições eletromagnéticas erróneas. Devido a esta ocorrência é possível que os dados obtidos indiquem erradamente a presença de um corpo com características condutivas no subsolo, produzindo uma anomalia falsa. É aconselhável que estes condutores artificiais sejam incluídos nas simulações numéricas de maneira a que os efeitos distorcedores da resposta obtida sejam devidamente avaliados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

O acoplamento do ruído com o *loop* pode ser designado por uma origem capacitiva ou galvânica. O acoplamento capacitivo, figura 31.a, ocorre quando um objeto condutor artificial está isolado do material envolvente, como é o exemplo de um cabo elétrico situado no subsolo. Neste exemplo, o fio metálico que funciona como condutor e o isolamento do cabo, formam no subsolo um corpo condensador, originando no ambiente em estudo um circuito RLC, ou seja, constituído por corpos resistentes (R), um indutor (L) e um condensador (C). Na presença de um objeto com características condensadoras, a corrente induzida neste corpo vai decair de forma oscilante, gerando uma perturbação visível nos dados obtidos. Um fator característico deste tipo de ruído é o facto de ser muito facilmente identificável, contudo é impossível retirar esta perturbação dos dados.

O acoplamento galvânico, figura 31.b, requer um contacto do corpo condutor, normalmente artificial, com o solo, como acontece com as linhas de alta tensão. Nesta situação, quando a técnica é iniciada e é induzida uma corrente nas camadas do subsolo, também são induzidas correntes na fonte de ruído, originando um circuito LR, constituído por um indutor e corpos resistentes, provocando um decaimento da corrente exponencial em relação ao tempo. Tal como o acoplamento capacitivo, é impossível remover este ruído, no entanto este tipo de efeito, contrariamente ao anterior, só é identificado através da comparação da sondagem influenciada com outras sondagens não afetadas, uma vez que o ruído não produz uma oscilação facilmente identificável

nos dados, podendo provocar uma interpretação errónea acerca das características das camadas de baixa resistividade.

a) Acoplamento Capacitivo



b) Acoplamento Galvânico

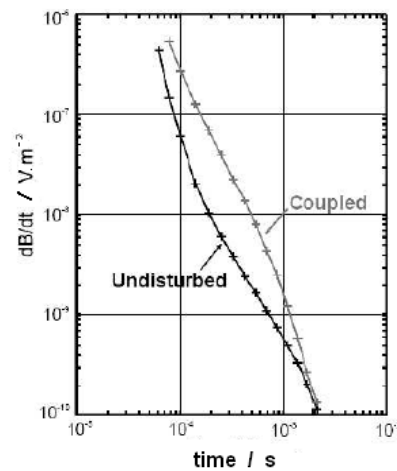
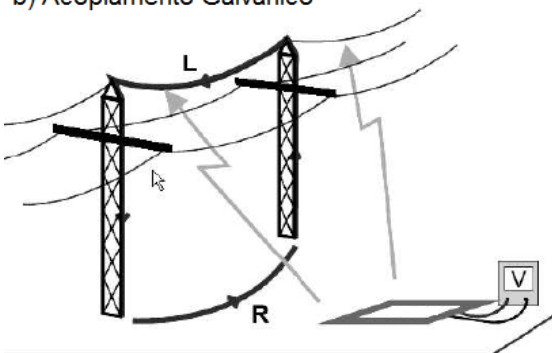


Figura 31: Influência do acoplamento capacitivo (a) e acoplamento galvânico (b) nos dados obtidos pelo TDEM (Adapt. Danielsen et al., 2003).

A intensidade dos efeitos provocados por ambos os tipos de acoplamento está relacionada com a forma do condutor e a distância que este se encontra comparativamente ao *loop* transmissor e recetor. O ruído provocado por este tipo de material não pode ser facilmente filtrado ou excluído recorrendo a processos de *stacking* uma vez que existe sempre indução nas estruturas artificiais e no material geológico quando se realiza o levantamento, ao contrário do que acontece quando o ruído varia a sua forma em levantamentos distintos, permitindo a sua fácil eliminação (Bortolozzo, C., 2011, Gonçalves, R., 2012).

Este tipo de ruído produz um problema de grande magnitude nos métodos elétricos e eletromagnéticos quando são realizados geograficamente próximos de zonas com grande densidade populacional e em ambientes mineiros. É conveniente realizar os levantamentos distantes das fontes de ruído ou tentar desativar essas fontes, se

possível, de maneira a que os dados obtidos não sejam modificados pelas particularidades referidas anteriormente. Adicionalmente aos tipos de ruído, existem fenómenos naturais que apresentam uma grande variabilidade e impressibilidade, podendo causar variações no nível de ruído ao longo de um levantamento geofísico. Estes fenómenos serão abordados mais pormenorizadamente no capítulo 6.4, sendo que também podem influenciar negativamente os dados recebidos, uma vez que para além de poderem produzir ruído, podem também reduzir a amplitude do sinal (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

Apesar de todos os exemplos de fontes de ruído que podem estar presentes nos diversos levantamentos geofísicos, os trabalhos levados a cabo para a realização desta Dissertação só foram afetados principalmente pela proximidade do *loop* em relação a fontes de ruído ambiente, mais concretamente, ruído cultural. Neste caso concreto, a proximidade de cercas elétricas, pontes, sistemas de transmissão de corrente elétricas e aerogeradores afetam a qualidade dos dados recolhidos. Devido a estas ocorrências e de forma a evitar obter dados com má qualidade, tentou-se realizar todos os levantamentos em locais distantes destas fontes de ruído permitindo a aquisição de dados com melhor qualidade de maneira a ser possível inferir com maior precisão a distribuição da resistividade elétrica na área de estudo.

### 6.3.2 - Ruído Metodológico

Este ruído pode ser produzido devido a um desalinhamento entre o *loop* transmissor e recetor, exceto na configuração coincidente. Tal como foi referido no capítulo 5.3, existem várias configurações relativas às posições entre o *loop* transmissor e o *loop* recetor, sendo que cada uma apresenta as suas vantagens e desvantagens relativamente às restantes. Uma má disposição destes instrumentos, tanto referente à posição do transmissor relativamente ao recetor, assim como pelo facto dos *loops* não estarem com uma geometria quadrada correta, pode resultar numa danificação dos dados obtidos (Gonçalves, R., 2012).

O ruído metodológico está relacionado com o material utilizado para a realização das técnicas de levantamento, podendo ser introduzido durante as fases de aquisição, processamento e exibição dos dados. O método sísmico é um dos métodos que sofre frequentemente deste ruído, uma vez que pode existir a criação de ruído durante a aquisição de dados, conseqüente da energia produzida no transmissor para criar sinal,



ou seja, a tentativa de produção de sinal, pode ser também uma ocorrência estimuladora à criação de ruído. O ruído produzido através do sistema de gravação do sinal é designado por ruído instrumental e apesar de não ser possível eliminá-lo totalmente, os equipamentos digitais modernos produzem uma quantidade muito pequena deste tipo de ruído. As fases de processamento de dados e técnicas de visualização também podem originar um distúrbio nos dados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

Em 1991, Nabighian e Macnae salientaram que a topografia onde as sondagens são realizadas também pode ter influência sobre os erros geométricos, uma vez que dificulta a disposição do *loop* transmissor e recetor podendo provocar os erros mencionados anteriormente. Contudo, esta particularidade não é um fator muito relevante porque mesmo em situações onde o local em que se executa o levantamento não seja plano, os *smoke rings* começam desde cedo a propagar-se em profundidade, tal como desejado.

## 6.4 - Fenómenos naturais

Para além das fontes de ruído enunciadas no capítulo 6.3, os fenómenos naturais também podem influenciar os dados através da dispersão de frequência das propriedades eletromagnéticas das rochas. Existem vários fenómenos naturais, contudo neste capítulo são abordados de forma simplista os efeitos de polarização induzida e os efeitos superparamagnéticos. Apesar destes efeitos poderem ser prejudiciais, eles também podem ser úteis, uma vez que a ocorrência destes fenómenos fornece informação adicional acerca das características do material geológico presente no subsolo (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000, Gonçalves, R., 2012).

### 6.4.1 - Efeito de polarização induzida

Este complexo efeito está relacionado com o fluxo de corrente elétrica nas rochas presentes no subsolo, sendo que ainda não há meios possíveis de evitar a sua influência. Este efeito pode produzir taxas de decaimento anómalo ou reverter a polaridade do decaimento do campo secundário medido. Em eletromagnetismo admite-se que a condutividade do subsolo não se altera com a frequência. Contudo, quando tal não se confirma, o subsolo e condutores eletricamente polarizáveis ficam carregados

em tempos iniciais devido às *eddy currents* que circulam no subsolo. Quando essas correntes ficam mais fracas, em tempos tardios, as descargas de polarização através do subsolo condutivo e o campo magnético associado com o decaimento das correntes de descarga são medidas pelo sistema, influenciando os dados, uma vez que essa descarga tem polarização oposta às *eddy currents* e provoca uma redução de amplitude na resposta secundária medida.

Como já foi referido anteriormente, a ocorrência deste fenómeno também pode ser um dado benéfico, uma vez que o efeito só ocorre na presença de materiais ou fluídos polarizáveis e assim sendo pode ser utilizado para a determinação do local desses corpos com interesse na prospeção (Gonçalves, R., 2012, Dentith, D. & Mudge, S., 2014). Este fenómeno natural pode ser produzido em rochas glaciares e em *permafrost*, em depósitos superficiais poluídos com resíduos industriais, em zonas de falha com material erodido, entre outros (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000).

#### 6.4.2 - Efeito superparamagnético

O efeito superparamagnético está relacionado com os processos de orientação e desorientação de momentos magnéticos em partículas finas de minerais magnéticos nos momentos iniciais após o *turn-on* e *turn-off* do *loop* transmissor. Quando este efeito está presente, existe um atraso entre a remoção do campo e a reposição do estado original dos dipolos magnéticos. Através de estudos realizados pode-se constatar, entre outras particularidades, que este efeito está frequentemente presente em zonas glaciares ou em rochas muito resistivas. Em áreas com rochas efusivas e sedimentares vulcânicas, as formações de argila localizadas mais superficialmente apresentam características superparamagnéticas. Este fenómeno natural pode também ser produzido em áreas de *permafrost*, mais propriamente nas zonas de descongelamento das rochas (Barrocu, G. & Ranieri, G., 2000, Gonçalves, R., 2012).

Este efeito provoca uma perceção errada da realidade, uma vez que sugere valores mais elevados de condutividade. O fenómeno não é normalmente observado em configurações de *loop* central ou *off-set*, contudo em solos muito ricos em ferro, pode ser identificado aquando a utilização de campos primários fortes. A aplicação do TDEM por via aérea também não é afetada por este efeito porque a elevação do *loop* em relação ao solo provoca uma redução significativa do efeito. Tal como o fenómeno de polarização induzida, este efeito natural também pode ser útil para a interpretação do

ambiente a ser investigado devido à sua ocorrência em situações específicas, permitindo obter informação acerca do material geológico presente no subsolo (Gonçalves, R., 2012, Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

## 6.5 - Melhoramento dos dados geofísicos

A realização de levantamentos geofísicos permite obter dados que diversas vezes são influenciados por fontes externas ao objeto de estudo, diminuindo a sua qualidade. Em determinadas situações é possível distanciar o equipamento dessas fontes e por isso evitá-lo, contudo, quando tal não é possível e o ruído é inevitável, é necessário recorrer a outros mecanismos com o objetivo de retirar a influência negativa que o ruído inflige sobre os dados.

Os processos de aprimoramento dos dados são executados com o objetivo de melhorar alguns aspetos principais dos dados geofísicos. Os procedimentos de melhoria dos dados são utilizados com o propósito de aumentar a razão sinal-ruído (SNR) dos mesmos, sendo que uma das várias formas se resume à análise e exclusão dos elementos que não são partilhados pelo sinal útil ou pelo ruído. Se essas particularidades não ocorrem constantemente, significa que são um tipo aleatório de dados, pois tanto o sinal produzido pelo material geológico, assim como certas fontes de ruído produzem sempre sinal e ruído com as mesmas características independentemente das medições que se realizam. Alguns tipos de dados geofísicos também podem ser processados com o objetivo de melhorar as características do sinal que são consideradas mais importantes, ou seja, numa determinada investigação a realização de uma filtragem pode evidenciar as repostas provocadas pelo material situado a pouca profundidade, ou características de material mais profundo de acordo com o objetivo do levantamento. Outro dos propósitos para a realização de melhorias dos dados está relacionado com o princípio de que alguns tipos de dados podem ser transformados para produzir um conjunto de dados que poderia ter sido obtido por outro tipo de sensor ou por diferentes parâmetros de levantamento. Esta metodologia permite, para além de melhorar as características de interesse para a investigação, que os dados adquiridos por diferentes parâmetros de pesquisa sejam integrados e fundidos com outros dados.

Através da utilização de algoritmos numéricos sobre os dados obtidos é possível realizar um aprimoramento desses mesmos dados. Existem várias formas de melhorar

a sua qualidade, sendo que todas funcionam de maneira diferente e por isso apresentam diferentes vantagens, assim como uma melhor eficácia dependentemente do tipo de ruído em questão. O *stacking* é um processo que combina medições no mesmo local repetidamente. A comparação computacional de duas medições também pode ser utilizada para melhorar os dados, calculando o rácio entre as duas medições e por fim a filtragem que é a técnica matemática mais sofisticada e consiste na manipulação de dados para propósitos específicos (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

### 6.5.1 - *Stacking*

O *stacking* é uma técnica utilizada para remover o ruído aleatório na natureza que afeta o sinal. Este ruído aleatório pertence normalmente ao ruído ambiental, como é o exemplo do vento e tempestades magnéticas. Esta metodologia consiste na repetição de medições e no cálculo da sua média, com o objetivo de ser possível distinguir entre o sinal e o ruído aleatório. As variações entre as medições realizadas no mesmo local são provocadas por um ruído incerto, sendo que o sinal relativo ao material geológico presente no subsolo se mantém constante em todas as medições devido ao facto de que esse sinal reflete as características do mesmo material geológico a ser investigado. Na figura 32 é possível visualizar a diferença entre dois levantamentos no mesmo local, mas com diferentes quantidades de medições. Quanto maior for o número de *stacks*, mais preciso será o resultado final, permitindo reduzir o ruído através da compressão de medições. Por outro lado, mais quantidade de medições torna o levantamento mais demorado.

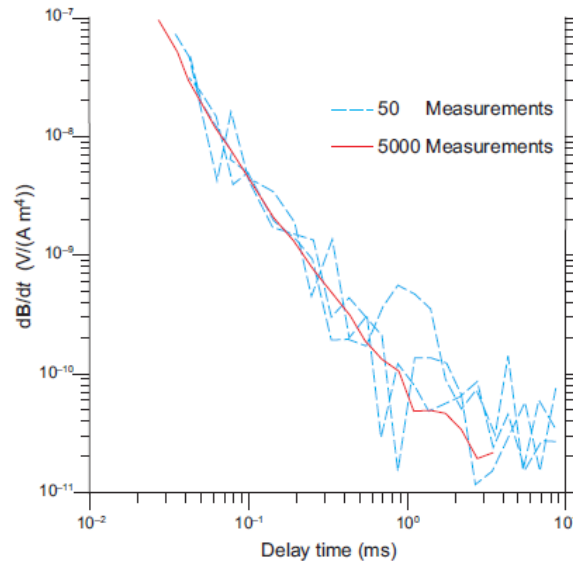


Figura 32: Diferença entre a qualidade de dois levantamentos realizados na mesma área, mas com diferentes quantidades de medições realizadas (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

A razão entre o sinal e o ruído, neste caso ruído aleatório, é melhorada por um fator  $\sqrt{N}$ , onde  $N$  representa o número de *stacks*. Esta técnica requer unicamente a adição das repetições de medições no mesmo local e se necessário a divisão pelo número de leituras, de maneira a que o valor final seja correto em termos absolutos. Assim sendo, é possível eliminar os componentes de ruído aleatório, permanecendo unicamente o sinal.

Relativamente às desvantagens deste procedimento, salienta-se o aumento de tempo necessário para a realização do levantamento, uma vez que são realizadas várias medições repetidas e pelo facto de não ser um procedimento muito efetivo quando o levantamento não é realizado no subsolo, ou seja, em levantamentos móveis, como acontece no aéreo, o *stacking* não é tao eficaz porque o sinal está continuamente a mudar, dado que a aeronave não para no espaço e o sinal obtido não corresponde exatamente à mesma área geológica a ser investigada. Devido a este fator, só é possível realizar um pequeno número de repetições antes do sinal se destorcer.

Em suma, esta técnica é muito útil para a eliminação de ruído aleatório, através da repetição de medições, principalmente quando utilizado em levantamentos estáticos no solo (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

## 6.5.2 - Rácio

Existem medições de diferentes métodos geofísicos que são apresentadas em vários canais, como acontece no método radiométrico e no *Time-Domain Electromagnetic*, analisando a variação do campo magnético em função do tempo. A compressão de séries de leituras individuais pode ser útil para obter a razão entre leituras diferentes. Esses rácios obtêm informação acerca da variação entre diferentes canais. Apesar da sua utilidade, estes valores podem ser ambíguos uma vez que comparando dois canais, A e B, um rácio elevado pode ser originado por altos valores de A ou baixos valores de B, não permitindo retirar todas as conclusões recorrendo unicamente a este procedimento. (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

## 6.5.3 - Filtragem

Os filtros são operações matemáticas que alteram os conjuntos de dados, caracterizados por parâmetros designados de operador. Quando se realiza este procedimento existe o *input*, que é o conjunto de dados inicial inalterado, o filtro, que por sua vez irá alterar os dados e por fim, o resultado final é designado por *output*, constituído pelos dados alterados. Assim sendo, o que difere entre o *input* e o *output*, é a resposta que o filtro provoca no conjunto de dados, dependendo dos seus efeitos e características.

Os filtros podem ser divididos em dois modos, utilizando transformadas integrais ou convoluções. Os primeiros são característicos pela transformação do domínio de um conjunto de dados, com o objetivo de facilitar a sua análise e filtragem. Através deste processo é possível, por exemplo, transformar um conjunto de dados do domínio do tempo, para o domínio da frequência. De salientar que existem várias transformadas, contudo a mais importante é designada pela transformada de Fourier.

A filtragem que recorre à convolução, consiste no tratamento de dados 1D envolvendo o cálculo da média de um grupo de dados, como se pode visualizar na figura 33. Nesta figura é possível verificar que todos os coeficientes apresentam o mesmo valor, contudo é possível criar inúmeros filtros diferentes alterando o número de coeficientes do filtro, assim como os seus valores individuais. Esta técnica também pode ser implementada em dados 2D, sendo que neste formato o operador tem a forma de

uma matriz, movendo-se progressivamente através do conjunto de dados, elegendo o valor final através do ponto central da matriz. Este processo é repetido em todo o conjunto de dados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

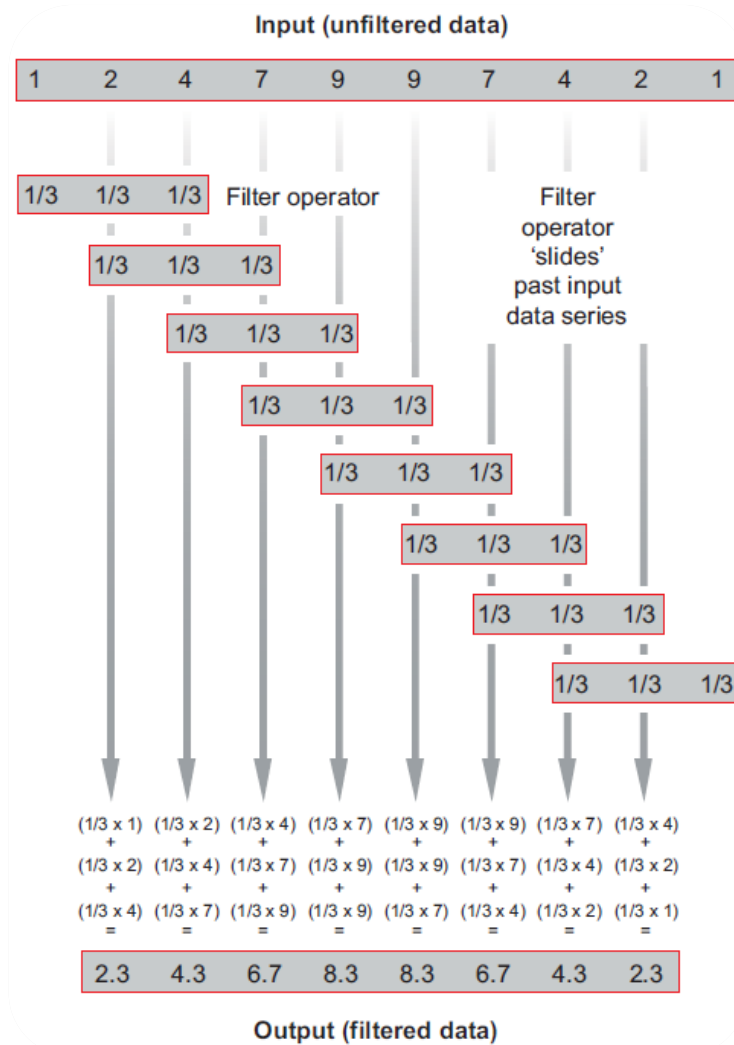


Figura 33: Processo de convolução em dados 1D com a aplicação de um filtro de três pontos (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

**CAPÍTULO 7: ESTRUTURAÇÃO DE LEVANTAMENTOS  
GEOFÍSICOS**



## 7.1 - Introdução

Com o propósito de recorrer ao máximo potencial de cada técnica, os levantamentos geofísicos devem ser estruturados previamente à sua realização. Inicialmente e como já foi referido em capítulos anteriores, é necessário determinar o método a utilizar, tendo em conta o objetivo da investigação e o ambiente em que este está inserido. Estes levantamentos realizados à superfície têm como propósito obter as respostas físicas provenientes dos materiais presentes no subsolo. Contudo, essa resposta física não indica diretamente as características do material presente no subsolo, uma vez que ela só representa o efeito que a técnica provocou nesse material. A determinação das características geológicas é alcançada posteriormente através da obtenção das suas propriedades físicas adquiridas a partir dos dados, realizando um procedimento de inversão, visto que estas conclusões não podem ser obtidas através da análise direta da resposta física (Bortolozzo, C., 2011).

A utilização do método *Time-Domain Electromagnetic* e dos métodos geofísicos no geral podem ser divididas em três partes, sendo elas, a aquisição, o processamento e a interpretação dos dados. Na primeira fase é necessário determinar a geometria e os parâmetros a serem utilizados no método, de maneira a que seja possível obter dados geofísicos adequados do local a ser investigado. O processamento engloba a redução de dados através da normalização das medições, assim como a exibição dos mesmos em diferentes tipos de gráficos. Por fim, realiza-se a interpretação dos dados e a sua modelação de maneira a ser possível inferir as características e variações da condutividade do objeto de estudo.

## 7.2 - Aquisição de dados eletromagnéticos

A primeira fase de um levantamento geofísico é caracterizada pela aquisição de dados que permite identificar no subsolo, a diferentes profundidades, condutores com distintas propriedades elétricas, orientações e formas, podendo estes corpos estar na presença de outros condutores ou em isolamento. Não é possível planejar um levantamento recorrendo a uma única técnica que seja adequada para todos os requisitos de várias investigações possíveis, uma vez que os objetivos da investigação apresentam um vasto leque de possibilidades e pelo facto de existirem diversos tipos

de sistemas eletromagnéticos disponíveis, o que provoca que certas técnicas sejam mais adequadas a determinado alvo de estudo. Assim sendo, o objetivo de cada investigação e o ambiente em que está inserido permitem determinar as características de levantamento mais adequadas para uma melhor aquisição dos dados.

A configuração utilizada em determinado levantamento, assim como a geologia envolvente, são fatores determinantes para uma melhor deteção e resolução dos condutores presentes no subsolo. Existem vários parâmetros externos que podem influenciar a qualidade do levantamento, como é o exemplo, do facto do condutor ser um corpo maciço ou disseminado, a sua profundidade, a variação de condutividade do mesmo, a geometria e a sua orientação. Normalmente o investigador não tem muita informação prévia acerca da zona de investigação, contudo, existem técnicas computadorizadas de levantamento que podem ser aplicadas com o objetivo de estimar a detetabilidade de determinado alvo, a profundidade de investigação do sistema e a sua resolução lateral num determinado ambiente geológico para uma variedade de parâmetros a serem estabelecidos.

Existem várias características passíveis de alteração em diferentes levantamentos TDEM, como é o exemplo da configuração utilizada, dimensões da mesma, intensidade da corrente, intervalo de tempo para a receção de dados, entre outras, apresentando influência na habilidade do sistema em detetar e resolver a geometria e atitude de um corpo condutor. Estes parâmetros também são fatores essenciais na determinação da profundidade máxima de investigação possível no ambiente em questão.

A forma da onda do campo primário apresenta um controlo fundamental na resposta captada no recetor. Teoricamente, no método *Time-Domain electromagnetic*, são produzidas ondas simétricas e quadradas, contudo na realidade é impossível criar ondas perfeitamente quadradas, pois para tal, é necessário produzir alterações instantâneas da corrente no *loop* transmissor. Uma variável muito importante neste método é a taxa de repetição do pulso do campo primário produzido no transmissor, designado por frequência base do sistema. A redução dessa frequência origina campos primários de baixa frequência, assim como um aumento do tempo de decaimento dos campos secundários, permitindo uma medição do mesmo em tempos mais tardios, ideal para a deteção de bons condutores. Contrariamente, o aumento da frequência de base provoca um acréscimo na frequência relativa aos campos primários, do mesmo modo que diminui o período da rampa de decaimento dos campos, beneficiando uma medição do campo secundário em tempos iniciais, importante para identificar as características

do subsolo mais superficiais, assim como na determinação de condutores de pior qualidade. Esta frequência de base pode ser ajustada na maioria dos sistemas eletromagnéticos, permitindo ao investigador utilizar as configurações mais adequadas ao tipo de levantamento a realizar.

Assim como foi descrito no capítulo 5.3, existem várias configurações possíveis para a execução de diferentes levantamentos TDEM. Obviamente que cada uma apresenta as suas vantagens, desvantagens e diferentes resoluções laterais, sendo que a sua escolha se fundamenta no facto do levantamento ser realizado para o reconhecimento da área ou para a prospeção de determinado minério já identificado na zona de investigação. De salientar, que em regra geral o *loop* é disposto horizontalmente em relação ao subsolo, o que permite um bom acoplamento com camadas horizontais e condutores com uma ampla gama de inclinações. Duas das configurações gerais mais comuns são características pela utilização do *loop* móvel ou fixo.

O *loop* móvel é muito eficiente e apresenta boa resolução em trabalhos de reconhecimento e quando o mergulho de um condutor é desconhecido. Esta configuração baseia-se no facto do *loop* transmissor e recetor serem movidos ao longo de uma linha de pesquisa, mantendo as distâncias relativas entre ambos. Neste tipo de levantamento é possível utilizar uma configuração de *loop* central, tal como se verifica na figura 34.a, apresentando uma maior sensibilidade à componente vertical dos campos secundários relativos as camadas condutivas do subsolo. Na figura 34.b é possível visualizar outro tipo de configuração aplicável no *loop* movível, caracterizada pela presença do *loop* recetor fora do *loop* transmissor, permitindo uma melhor resolução de condutores finos com um elevado mergulho. Nesta última situação, os dados são referentes ao ponto intermédio entre ambos os *loops* transmissor e recetor, sendo que no *loop* central, os dados visam o centro comum de ambos os *loops*.

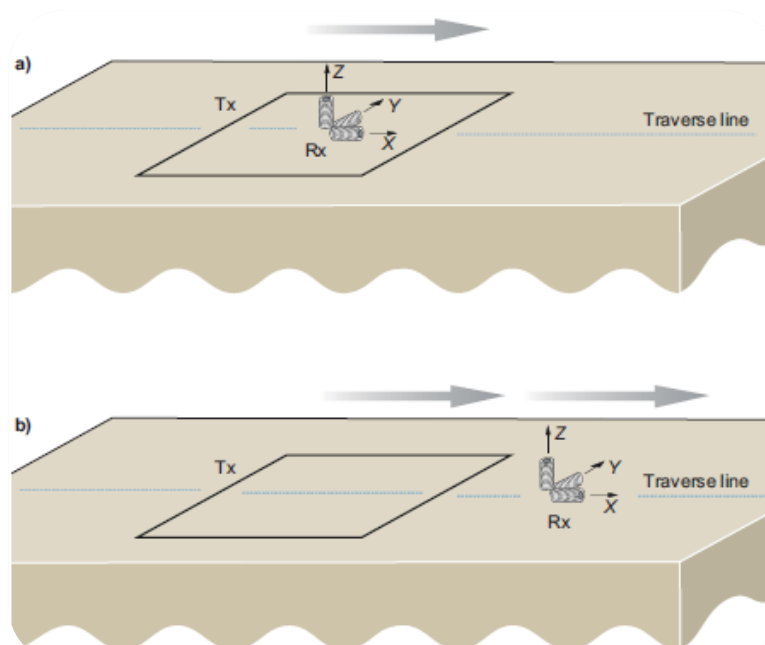


Figura 34: Diferentes configurações numa abordagem de *loops* móveis. No esquema superior está presente uma configuração de *loop* central, sendo que no inferior está representada uma configuração de *loops* separados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

Neste tipo de abordagem, as dimensões do *loop* transmissor variam, normalmente entre 50 e 500 metros, sendo que a movimentação do arranjo ocorre a um intervalo de metade do comprimento lateral do *loop* transmissor. A utilização deste tipo de levantamento permite uma melhor deteção de corpos condutores com uma inclinação e orientação desconhecidas, devido ao fato do transmissor se movimentar entre medições, provocando um acoplamento diferente com os corpos condutores à medida que os *loops* vão sendo movidos, produzindo também diferentes sistemas de *eddy currents* para cada medição. A utilização de configurações móveis pode ser de difícil execução quando a área de investigação não é muito grande ou é muito acidentada, não permitindo utilizar uma linha de levantamento de grandes dimensões.

Outro tipo de abordagem possível resume-se à utilização do *loop* transmissor de grandes dimensões, por exemplo, apresentando uma geometria retangular com um comprimento de 2000 metros e largura com 1000 metros. O lado mais comprido deve estar orientado paralelamente à direção da camada condutora, de maneira a ser possível obter um bom acoplamento entre o campo primário e o condutor. Esta configuração é mais adequada para a investigação de corpos condutores em situações onde o investigador tem informação prévia acerca da sua localização ou inclinação, permitindo também, em regra geral, atingir maiores profundidades. Esta informação prévia pode ser adquirida através de levantamentos utilizando *loops* móveis, de maneira

a otimizar a localização do *loop*. A designação de *loop* fixo refere-se ao *loop* transmissor, uma vez que o recetor se move, em linhas de levantamento, relativamente ao transmissor, tal como se visualiza na figura 35.

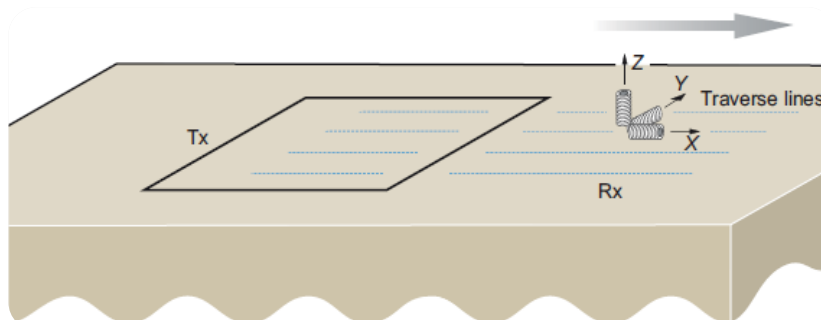


Figura 35: Esquema de um levantamento com o *loop* transmissor fixo e o *loop* recetor móvel em diferentes medições, de acordo com linhas de levantamento (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

A utilização desta configuração beneficia da realização de levantamentos repetidos na mesma zona, mas com diferentes localizações e direções do *loop* transmissor. Esta mudança permite identificar corpos condutores com direções de inclinação opostas, detetar a orientação de diversos planos condutivos inseridos em corpos mais resistivos e para a investigação de condutores próximos.

Comparando as duas metodologias é possível concluir que o *loop* fixo apresenta uma logística mais simples, uma vez que só é necessário mover o recetor. É indispensável realizar sempre um bom planeamento com o objetivo de otimizar a localização do *loop* em relação à zona alvo, evitando zonas de difícil acesso. As anomalias detetadas com o *loop* fixo apresentam normalmente uma forma mais simples porque o acoplamento entre o *loop* e o condutor é constante, ao contrário do que acontece com o *loop* móvel (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

### 7.3 - Processamento de dados eletromagnéticos

O método *Time-Domain Electromagnetic* realiza a medição do decaimento do campo secundário em períodos distintos, após o *turn-off* da corrente no transmissor, obtendo um conjunto de dados estruturados em diferentes canais, sendo que cada canal corresponde a um *off-time* diferente. A aplicação aérea do TDEM é a forma onde se obtém um conjunto de dados mais extenso, porque a área de investigação é maior, contudo, normalmente realiza-se a redução de dados eletromagnéticos em todas as

aplicações, quando estes são adquiridos em quantidades muito grandes, recorrendo à normalização da variação de intensidade relativa ao campo primário. Posteriormente, os dados podem ser exibidos em perfis gráficos de variação da amplitude em diferentes *channels*, ou seja, em diferentes tempos após se desligar a corrente no transmissor. Outra abordagem de apresentação de dados resume-se à exibição da variação da condutividade do subsolo.

Na fase inicial do processamento é comum ser necessário corrigir as medições e transformá-las em variações de amplitude do campo primário, pois a intensidade do campo secundário depende, para além de outros fatores, da força do campo primário. A amplitude obtida em cada *channel* deve ser então normalizada pela corrente medida no transmissor no momento da emissão do pulso. Esta normalização permite uma comparação entre medições obtidas por diferentes sensores e conseqüentemente pode permitir o confronto com dados obtidos anteriormente. O aumento da distância entre os *loops* origina uma diminuição da intensidade do campo primário num levantamento que recorra a um *loop* fixo, provocando um efeito semelhante na intensidade do campo secundário, resultando numa distorção da forma das anomalias detetadas no subsolo. Esta conseqüência pode ser minimizada recorrendo à normalização da amplitude dos canais de decaimento pela força do campo primário medido.

Tal como foi referido anteriormente, a exibição dos dados obtidos pode ser realizada através de gráficos que demonstram o decaimento de amplitude em diversos canais. Uma das formas recorre à interpretação quantitativa, com o uso de perfis 1D exibido em vários canais, expondo a variação da amplitude ao longo de linhas de levantamento. Este tipo de abordagem é cada vez menos comum, contudo tem a vantagem de representar verdadeiramente a medição, podendo ser desenvolvido de forma rápida para a identificação de corpos anómalos. Por outro lado, apresenta uma difícil análise das características geológicas, pois as amplitudes anómalas não se assemelham com a fontes que as provocam. A outra forma deste tipo de representação é constituída por gráficos que demonstram o decaimento secundário medido num único local, permitindo determinar o decaimento de amplitude em função ao tempo e identificar condutores específicos.

Outro tipo de abordagem para a representação de dados é obtido pela criação de cortes transversais ou mapas, produzindo uma imagem colorida para a demonstração da variação lateral e vertical da condutividade, como se pode visualizar na figura 36.

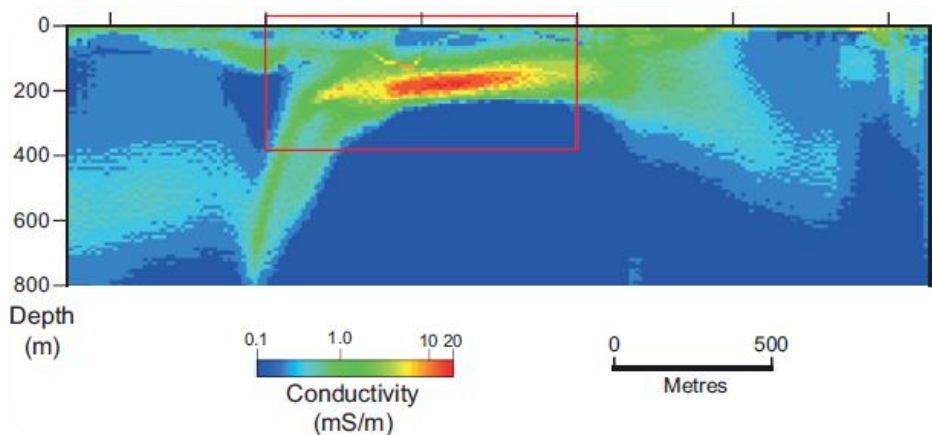


Figura 36: Seção de condutividade demonstrando a sua variação lateral e vertical. Retângulo vermelho evidencia a zona com valores de condutividade mais elevados (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

Esta abordagem permite uma rápida e fácil leitura, uma vez que se assemelha com o subsolo, sendo simples interpretar a variação da condutividade. A obtenção deste tipo de exibição de dados requer modelação inversa dos mesmos, para computorizar a variação de condutividade em profundidade no local onde o levantamento foi realizado. Os dois métodos mais comuns para obter esta representação utilizam a inversão de um modelo de terra em camadas (LEI – *layered Earth inversion*) ou através da criação de uma imagem representando a variação gradual da corrente em função da profundidade (CDI – *current-depth imaging*).

O primeiro método computacional assume que o subsolo é constituído por camadas horizontais com condutividades diferentes, determinando a condutividade e espessamento de cada camada. Esta abordagem é benéfica no estudo do *overburden*, ou seja, do material geológico situado a pouca profundidade. O método CDI analisa as variações de decaimento do campo secundário relacionando a profundidade e o tempo, com o objetivo de determinar a condutividade do subsolo. Ao contrário do primeiro método, nesta situação, a técnica assume o subsolo como uma estrutura condutiva que apresenta uma alteração gradual da condutividade em relação à profundidade, sem a restrição de um número fixo de camadas, sendo mais adequado em áreas que apresentem uma distribuição vertical da condutividade mais complexa.

De maneira a obter modelos globais da área de estudo com uma distribuição contínua da condutividade em função da profundidade, os modelos individuais obtidos previamente são fundidos e suavizados. A escolha entre os dois métodos, remete-se maioritariamente à natureza do ambiente geológico, uma vez que o método LEI é aconselhável num ambiente constituído por camadas horizontais, sendo que o CDI é mais benéfico numa situação onde está presente uma alteração gradual da resistividade

em função à profundidade. Ambas as técnicas realizam estimativas simplificadas acerca das propriedades subsolo, sendo que à semelhança dos métodos geofísicos no geral, podem sofrer de ambiguidade e conter artefactos. (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

## 7.4 - Interpretação de dados eletromagnéticos

A fase de interpretação de anomalias eletromagnéticas utiliza uma abordagem indireta, comparando a resposta eletromagnética observada, com a resposta teórica, para condutores de várias formas e condutividades. Contudo, devido à complexidade do processo de computação teórica, na maioria das situações só é possível obter corpos geológicos com formas geométricas simples, como é o exemplo de camadas horizontais, cilindros, esferas, entre outros. Por vezes recorre-se à interpretação qualitativa, principalmente no tratamento de dados obtidos de forma aérea. Neste tipo de abordagem é possível construir mapas de contorno, com o objetivo de se obter informação acerca da condutividade e comprimentos dos corpos presentes no subsolo. A análise da sua assimetria permite ainda estimar a inclinação dos mesmos (Kearey *et al.*, 2002).

Quando os dados obtidos são estruturados em vários canais, ocorre interpretação através da análise das variações espaciais e temporais. Relativamente às propriedades espaciais, analisa-se a amplitude, comprimento e forma das anomalias. Assim como é possível visualizar na figura 34 e 35, o recetor obtém dados relativamente a três componentes, sendo elas, X, Y e Z. Todas as componentes fornecem informação acerca das características espaciais relacionadas com a geometria das zonas anómalas, contudo existem diferenças na forma das três respostas, uma vez que medem diferentes componentes espaciais. As propriedades temporais, por sua vez, fornecem informação acerca da condutância, variação vertical da condutividade no local onde se está a realizar o levantamento e ainda classifica o condutor, ou seja, permite concluir se este é confinado ou disseminado.

Esta é uma área em constante desenvolvimento uma vez que novos métodos têm sido criados com o objetivo de transformar a resposta medida em mapas de condutividade do subsolo em formato 3D, permitindo uma interpretação direta da geologia local. Outro aspeto benéfico desta evolução em curso é o facto de permitir a comparação de diferentes mapas, obtidos por diversos sistemas eletromagnéticos, o que ainda não é constantemente possível realizar, uma vez que a utilização de



diferentes métodos, ou até mesmo diferentes configurações TDEM, pode tornar a comparação difícil, visto que a resposta obtida pelo subsolo é influenciada pelas características da técnica. Por outro lado, é necessário transformar os dados obtidos em propriedades físicas 3D, o que ainda não é um procedimento aprimorado, pois existem limitações devido à complexidade matemática para descrever a dispersão dos campos eletromagnéticos no subsolo.

A interpretação de dados geofísicos pode ser realizada de várias formas, com complexidades diferentes, assim como precisões distintas. Essa interpretação pode ser realizada com o objetivo de delinear as variações de condutividade para ajudar o mapeamento geológico ou na identificação de características anómalas, ou ainda para realizar uma análise quantitativa e detalhada dos alvos anómalos com o objetivo de obter informações acerca das suas características.

Após a aquisição e procedimento dos dados, a abordagem mais comum de interpretação caracteriza-se pela classificação de diversos tipos de condutores, através de várias técnicas de processamento de dados, identificando os efeitos topográficos, condutores regionais ou formacionais, culturais, superficiais e ainda os condutores presentes na *bedrock*. Primeiramente, recorrendo à utilização dos métodos LEI ou CDI produzem-se secções da variação da condutividade em função da profundidade e possivelmente modelos 3D de condutividade.

Nesta fase de tratamento dos dados eletromagnéticos, é possível realizar interpretações qualitativas ou quantitativas. As primeiras podem ser representadas em mapas de decaimento da amplitude divididos em diversos canais. Neste tipo de abordagem identificam-se os padrões presentes nos dados, por exemplo, através das mudanças de amplitude. Recorrendo às técnicas de interpretação descritas anteriormente, é possível identificar condutores, condutividade do *overburden* e variação na sua espessura, entre outras propriedades físicas no subsolo. Após a determinação de todas as anomalias condutivas presentes na área de estudo e antes do investigador poder definir e focar nas características de interesse, é necessário realizar uma parametrização de maneira a ser efetuada a classificação das anomalias em termos da sua amplitude, comprimento e a sua associação com outros conjuntos de dados, permitindo retirar as conclusões necessárias no ambiente de estudo.

Relativamente à interpretação quantitativa é possível denotar que o grau de informação necessária para a sua realização é maior, uma vez que é imprescindível inserir previamente a geometria utilizada, o tipo de medição que se está a realizar, tempos de atraso, forma das ondas transmitidas, entre outros parâmetros, assim como

informação adicional acerca da topografia e geologia da zona de estudo, de maneira a poder ser integrada com os dados eletromagnéticos para a obtenção de uma interpretação mais completa que a descrita anteriormente. Em ambientes resistivos, onde não se verifica a presença de material geológico de cobertura condutivo, é possível obter uma interpretação direta dos perfis ou modelos de condutividade elétrica criados. Por outro lado, em ambientes condutivos, os dados relativos ao corpo anómalo vão incluir os efeitos do ambiente envolvente a este, tornando a interpretação mais difícil.

Este tipo de interpretação pode ser realizado recorrendo à análise de perfis que demonstram a variação de amplitude em diferentes locais na área de investigação. A resposta espacial obtida nestes perfis é determinada pela configuração do *loop* utilizado, orientação e forma do condutor, assim como a presença de um *overburden* condutivo, a profundidade do corpo condutor relativamente ao *overburden* e as condutividades relativas de ambos. Através da análise das características espaciais obtém-se informação espacial que permite determinar várias propriedades, entre elas, a forma e largura das anomalias, localização e a natureza dos gradientes, sendo que através destas características é exequível inferir a direção, mergulho, profundidade, forma e largura do condutor. Além da determinação destes atributos, é ainda possível conhecer a condutividade e espessura do corpo condutor através da análise do decaimento da amplitude.

A modelação direta e inversa são outro tipo de abordagem para a interpretação de dados eletromagnéticos. A modelação inversa realizada a uma dimensão (1D) é útil para uma interpretação mais qualitativa. Contudo, para obter análises mais precisas de anomalias individuais presentes no subsolo, é necessário recorrer à utilização de técnicas de modelação da geometria de distribuição da condutividade mais realísticas. Todavia, a obtenção deste tipo de qualidade de informação requer a descrição do fluxo de corrente em formas geométricas complexas provocando uma grande complexidade matemática. Este fator requisita o desenvolvimento de métodos computacionais numéricos para o cálculo da resposta em corpos confinados e modelos a três dimensões (3D) da distribuição da condutividade. As dificuldades matemáticas em representar tais geometrias, impõe limitações na qualidade dos resultados obtidos, afetando a precisão do modelo. Apesar deste obstáculo, tal como se verifica em todos os processos de modelação, o facto de que para uma situação poderem existir várias hipóteses possíveis mantém-se, sendo ultrapassado através da introdução de informação geológica adicional, de maneira a ser possível obter uma única solução lógica para o ambiente em estudo. Este tipo de abordagem foca-se na forma geométrica das *eddy currents*, contudo, existe também outra estratégica, focando-se no fluxo dessas correntes. O

modelo de filamento de corrente simula a circulação das *eddy currents* num específico tempo de atraso num determinado condutor. A partir desta abordagem é possível localizar o centro do sistema, permitindo a estimação do seu mergulho. Através destas informações é possível investigar a migração do sistema no condutor. Este modelo é caracterizado por um *loop* de circulação de corrente circular em espaço livre, apresentando uma resposta de rápida e de fácil computadorização.

### 7.4.1 - Obstáculos à interpretação

Existem várias particularidades que podem modificar os dados recebidos, como é o exemplo do ruído e fenómenos naturais abordados no capítulo 6, propriedades do material, como é o exemplo da anisotropia ou ambientes geológicos envolventes que podem afetar a resposta originada pelo alvo de estudo. Para contrariar tais efeitos é necessário executar procedimentos para a sua identificação, realizando a interpretação dos dados tendo em conta a existência dessas influências.

Os efeitos de anisotropia afetam as medições eletromagnéticas no geral. No caso do TDEM, a sua presença modifica a orientação do sistema de *eddy currents*, em locais onde o mergulho da formação condutiva altera, provocando também uma alteração na orientação das *eddy currents*.

Efeitos topográficos e culturais, também devem ser tidos em conta, como é o exemplo da proximidade de linhas de alta tensão e outros materiais criados pelo Homem. Principalmente em levantamentos aéreos, a passagem em zonas de vale ou colinas aparecem habitualmente como características condutivas. Estes efeitos topográficos podem ser identificados através da correlação entre os dados topográficos e as imagens de condutividade aparente. A única solução para ultrapassar este problema resume-se à introdução da topografia nos modelos computadorizados, tendo em atenção esta influência na interpretação dos dados.

A presença de *overburden* condutivo pode ser outro fator influente na resposta do material alvo de investigação. Variações na condutividade e espessura de camadas geológicas superficiais podem produzir respostas que se sobrepõem à resposta de condutores geológicos presentes a maiores profundidades. Apesar desta cobertura de material geológico sobrepor a resposta dos condutores mais profundos em tempos de decaimento inicial, os campos secundários provenientes desses materiais podem

induzir *eddy currents* nas camadas superiores, atenuando as respostas mais profundas e dificultando a sua deteção e caracterização.

Outro fator semelhante ao anterior é a proximidade de outros condutores, provocando um efeito significativo na resolução de condutores mais fracos. Esta diminuição de resolução está relacionada com o facto de os condutores vizinhos produzirem respostas que distorcem a resposta do alvo de estudo podendo mascarar essas anomalias. Este é um problema comum quando o condutor em estudo está hospedado numa formação condutora de maiores dimensões.

Assim como foi mencionado no capítulo 6.4, fenómenos naturais, como o efeito superparamagnético e a polarização induzida também influenciam os dados eletromagnéticos. O efeito superparamagnético intensifica-se com o aumento da intensidade do campo primário, não sendo habitualmente observado em configurações centrais, coincidentes ou em *loops* separados. Este efeito só ocorre nestas configurações quando são utilizados campos primários fortes em solos altamente ricos em ferro. O efeito está raramente presente em levantamentos aéreos, uma vez que uma subida de altitude do *loop*, provoca uma redução no efeito. Quando está presente, este efeito provoca uma perceção errada acerca da condutividade, uma vez que os valores obtidos são mais elevados que os valores reais. Por sua vez, o efeito de polarização induzida provoca taxas de decaimento anómalas ou pode ainda reverter a polaridade do decaimento secundário medido. É normalmente difícil identificar este efeito nos dados eletromagnéticos e assim sendo, procedimentos de reconhecimento, interpretação e correção deste tipo de efeito está constantemente em investigação, para se adquirirem técnicas que possibilitam a sua identificação e posterior remoção, de maneira a anular a sua influência nos dados eletromagnéticos obtidos (Dentith, D. & Mudge, S., 2014).

## CAPÍTULO 8: **APLICABILIDADE DO TDEM**

## 8.1 - Introdução

O método *Time-Domain Electromagnetic* apresenta uma vasta gama de aplicações desde a prospeção de condutores, englobando a deteção de reservatórios geotermiais e depósitos de sulfuretos maciços com propriedades elétricas distintas das rochas encaixantes, até ao mapeamento do subsolo para a exploração de petróleo e carvão, levantamentos com o objetivo de determinar zonas de contaminação, mapeamento do *permafrost* e vales quaternários enterrados, exploração de água subterrânea, entre outras diversas aplicações (Al-Amoush *et al.*, 2015). Numa menor escala, este método pode ser também aplicado em trabalhos geotécnicos e arqueológicos, com o propósito de possibilitar a localização de objetos enterrados no subsolo.

A realização dos trabalhos presentes nesta Dissertação de Mestrado foi executada aplicando o método TDEM no solo, contudo em diversas situações a forma de aplicação do método pode ser diferente, como é o exemplo da sua execução por via aérea, aconselhável em trabalhos de reconhecimento da área de estudo, por via marinha, em *boreholes* e até em ambientes espaciais (Kearey *et al.*, 2002, Al-Amoush *et al.*, 2015).

## 8.2 - Aplicação Aérea do TDEM

O método eletromagnético com transporte aéreo (AEM) é vastamente utilizado devido ao seu tempo de execução e à boa relação entre custo e eficiência do sistema, porém apresentando uma menor penetração e resolução comparativamente aos levantamentos realizados no solo. Esta abordagem com a utilização do método *Time-Domain electromagnetic (TD-AEM)*, é utilizada maioritariamente na exploração mineral, para a deteção de sulfuretos maciços, mapeamento de paleocanais propícios para a presença de depósitos minerais, kimberlitos, entre outros e no mapeamento geológico. Comparativamente ao sistema que recorre o método FDEM por via aérea, o TD-AEM apresenta melhores resultados em áreas com camadas superiores condutivas (Kearey *et al.*, 2002, Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

A utilização aérea permite a aquisição de maior quantidade de informação numa área mais abrangente, relativamente aos outros métodos de investigação, sendo que em termos gerais, a amostragem espacial é determinada pelo espaçamento das linhas

de voo e a taxa de amostragem. Esta abordagem para além de ser aconselhável numa fase de reconhecimento da área de estudo, apresenta bons resultados em terrenos de difícil acesso, aquando a aplicação do método terrestre não é possível. Contudo, esta aplicação sofre da influência do ruído devido, entre outros aspetos, da interferência com linhas de comunicação, vedações, *pipelines*, entre outros condutores artificiais que prejudicam os dados obtidos. (Rodriguez *et al.*, 2006).

Apesar da sua aplicação aérea, estes sistemas funcionam da mesma forma que os sistemas utilizados no solo, apresentando algumas alterações. Devido as limitações físicas que esta aplicação impõe, não é possível utilizar *loops* de grandes dimensões como ocorre nos sistemas terrestres, sendo que as medições são realizadas em constante movimento e o transmissor e recetor encontram-se mais distanciados dos alvos de investigação. Devido ao movimento contínuo do sistema, existe uma alteração sistemática no acoplamento entre o transmissor e os condutores presentes no subsolo e entre o campo magnético secundário e o recetor, provocando uma diminuição da resolução lateral na direção da linha de levantamento. Ao contrário do sistema tradicional e comparando o mesmo *loop* de ambos sistemas, o *loop* transmissor está localizado a uma altura predefinida do solo, provocando que as *eddy currents*, no momento de *turn-off*, sejam lateralmente mais expansivas e localmente mais fracas. Devido a estes fatores, a influência do ruído é constante, requerendo máxima atenção para esta particularidade de maneira a maximizar a razão sinal-ruído. Devido à grande dificuldade de construir um único sistema AEM propício para vários objetivos de investigação, existe uma grande variedade de sistemas TD-AEM adequados para determinado grupo de aplicações, apresentando características distintas relativamente à força do campo primário, tipo de resposta medida pelo recetor, supressão de ruído aplicado ao sinal obtido, aumento de sinal, entre outras particularidades.

A altitude é um aspeto muito importante destes sistemas, uma vez que um aumento desta característica provoca uma diminuição da resposta da terra e um decréscimo na resolução das camadas superficiais, visto que os sistemas de *eddy currents* em tempos iniciais tornam-se maiores, abrangendo uma maior área e por isso, obtendo dados com menor qualidade para as camadas superiores. Devido aos problemas relacionados com o ruído realiza-se *stacking*. Contudo, ao contrário do que acontece na aplicação terrestre, devido ao constante movimento do sistema é necessário estabelecer entre a obtenção de uma boa razão sinal-ruído e a redução da resolução e sensibilidade dos dados, devido ao movimento. A resolução vertical está relacionada com a razão sinal-ruído, determinada pelo intervalo de tempo de *stack*, sendo que altos períodos de *stacks* permitem maior resolução vertical. O movimento

lateral da aeronave aumenta com a velocidade, diminuindo a resolução lateral, uma vez que não permite a realização de intervalos de *stack* maiores. Assim sendo, a obtenção de uma maior resolução vertical, implica uma diminuição de resolução lateral se a velocidade do voo não alterar e vice-versa. Normalmente nunca é ideal maximizar um dos fatores à custa do outro, sendo que uma boa distribuição permite obter dados com melhor qualidade. Existe também uma grande variedade de algoritmos de supressão de ruído que são aplicados nos dados obtidos com o objetivo de atenuar o ruído proveniente de linhas de alta tensão, ruído esférico e outros sistemas de ruídos (Christiansen *et al.*, 2009, Dentith, M. & Mudge, S., 2014).

Os sistemas AEM são divididos em duas categorias, sendo elas o sistema *towed-bird fixed-wing* e o sistema *rigid-frame helicopter*. As características operacionais de cada classe de aeronave determinam os principais fatores para a seleção do sistema mais adequado a utilizar, de acordo com os objetivos da investigação. De salientar que ambos os sistemas são constituídos também por um magnetómetro utilizado durante os períodos de *off-time*, de maneira a evitar a interferência entre os dois sistemas. O sistema aéreo utiliza normalmente uma maior potência, oferecendo maiores profundidades de investigação. Contudo, esta profundidade é atingida à custa de uma pior qualidade dos dados em tempos iniciais.

O primeiro sistema, o *towed-bird fixed-wing*, é constituído por um *loop* transmissor que se situa em volta da aeronave, tal como se verifica na figura 37, sendo que o recetor está montado numa plataforma, a menor altitude, rebocada à aeronave. Estes sistemas apresentam menor resolução espacial dificultando a deteção de alvos de investigação localizados, devido à altitude de voo. Assim sendo, tal como referido anteriormente, são utilizados valores mais elevados de potência, diminuindo a qualidade dos dados obtidos em tempos iniciais de leitura. A realização dos levantamentos nestes sistemas ocorre a uma velocidade média entre os 180 e 250 km/h, com uma altitude da aeronave a variar entre os 90 e os 120 metros acima do solo e a plataforma constituída pelo recetor acima do solo cerca de 70 a 80 metros.



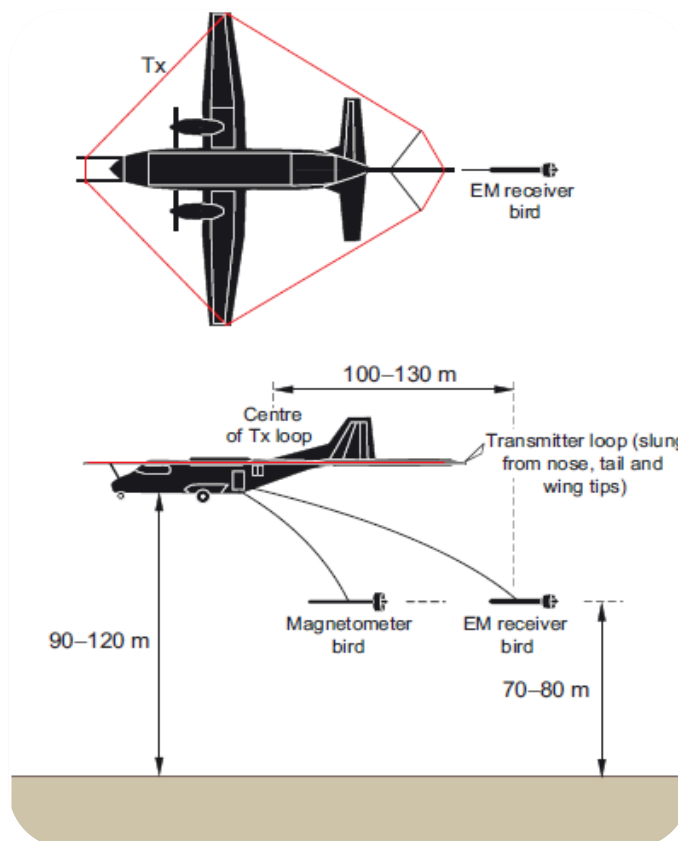


Figura 37: Sistema *towed-bird fixed wing*, com o transmissor em volta da aeronave, recetor e magnetómetro suspensos em plataformas distintas, com indicação das altitudes médias dos componentes (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).

O sistema *rigid-frame helicopter*, ilustrado na figura 38, utiliza uma única plataforma, suspensa por baixo do helicóptero, com o *loop* transmissor e bobine recetora, mantendo as posições relativas de ambas constantes e assegurando um acoplamento permanente entre eles. Este diferente tipo de configuração relativamente as posições do transmissor e recetor, permite a produção de anomalias mais nítidas, com formas simples e uma menor sensibilidade a camadas superiores condutoras, comparativamente ao sistema *towed-bird fixed-wing* que utiliza uma configuração *offset*, independentemente da direção da linha de levantamento. O facto destes sistemas utilizarem helicópteros possibilita realizar o voo a uma menor altitude, permitindo a obtenção de uma melhor resolução espacial. Devido a estas características, o sistema que recorre ao helicóptero, enquadra-se entre o sistema de asa fixa e os sistemas aéreos que utilizam o FDEM, em termos de penetração do subsolo, sendo que o último é o menos eficaz relativamente à profundidade. Os levantamentos ocorrem a uma velocidade variável entre os 75 e 120 km/h, com o helicóptero a menos de 60 a 70 m de

altitude e a plataforma composta pelo método situada cerca de 30 m abaixo do helicóptero (Oldenborger *et al.*, 2010, Dentith, M. & Mudge, S.,2014).

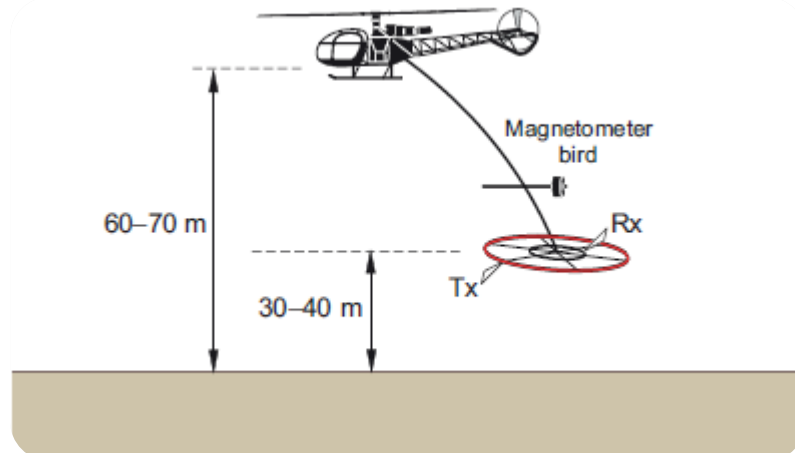


Figura 38: Sistema rigid-frame helicopter com uma plataforma suspensa constituída pelo transmissor e recetor, com indicação das altitudes médias dos componentes (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).

### 8.3 - Aplicação Marinha do TDEM

A utilização de métodos geofísicos em ambientes *off-shore* iniciou-se no Oceano Ártico, por geofísicos Russos, por volta da década de sessenta. Devido aos constantes desenvolvimentos inovadores da tecnologia eletromagnética, é possível obter resultados promissores na deteção de reservatórios de hidrocarbonatos, antes da realização de furos de sondagem. Assim sendo, os métodos eletromagnéticos com aplicação marinha ameaçam uma nova época na indústria do petróleo e gás, com um grande potencial, à medida que a tecnologia é explorada (Zhdanov, M., 2010).

O artigo publicado por Goldman *et al.*, em 2004, utilizou o método TDEM em ambiente *on-shore* e *off-shore*, demonstrando uma das formas que este método pode ser aplicado em tais circunstâncias, com o objetivo de realizar um mapeamento das águas subterrâneas salinas por baixo do Mar da Galileia. O sistema utilizado nesta investigação consistia num *loop* transmissor flutuável na superfície da água, com um diâmetro de 25 metros, rebocado por um barco a motor, como se visualiza na figura 39. Devido ao constante contacto com a água, este *loop* é constituído por um tudo de PVC em volta do cabo transmissor. A bobine recetora com 1 metro de diâmetro, localizada no centro do *loop* transmissor, esta conectada a um barco não motorizado de borracha,

com um operador e a consola recetora. Para além deste material, não existe nenhum objeto metálico dentro do *loop* transmissor, de maneira a diminuir a fontes de ruído.

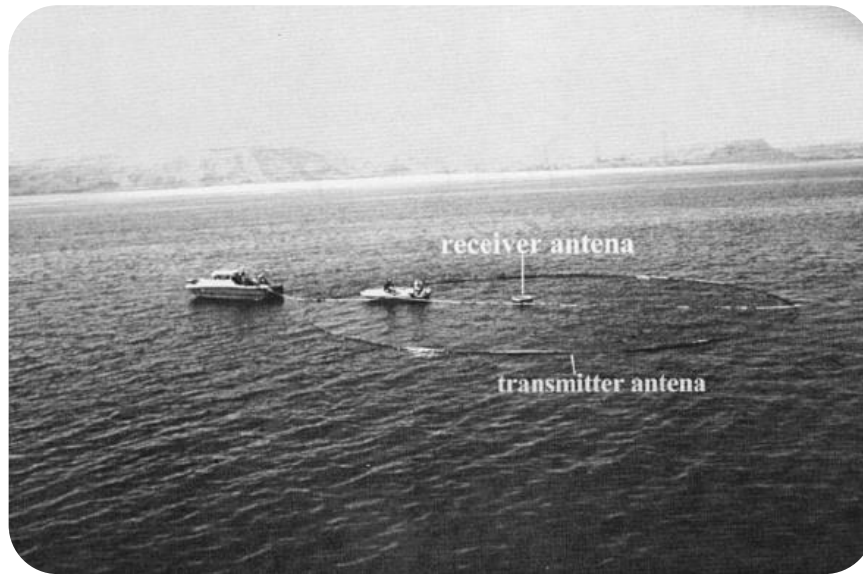


Figura 39: Disposição do material num levantamento TDEM em ambiente *off-shore* (Hurwitz *et al.*, 1999).

Este tipo de sistema apresenta uma grande produtividade, uma vez que não é necessário desmontar e montar o sistema, entre medições, ao contrário do que acontece com a aplicação convencional *on-shore*. O facto de ser possível realizar os levantamentos sequencialmente e com relativamente pouco espaçamento ao longo de perfis, ao oposto de se realizar em estações isoladas, permite obter informação mais detalhada e fiável acerca dos dados de resistividade eléctrica do subsolo. De salientar, que apesar dos levantamentos serem efetuados ao longo de perfis, eles são executados de forma estacionaria, como é realizado convencionalmente, ao contrário do sistema aéreo (Goldman *et al.*, 2004).

#### 8.4 - Aplicação do TDEM em furo de sondagem

A utilização do TDEM usufruindo de um furo de sondagem, recorre também a um *loop* transmissor localizado no solo, contudo a maior diferença neste sistema encontra-se no facto do recetor estar localizado no furo de sondagem, como se verifica na figura 40, podendo ser posicionado a várias distâncias do solo. Este sistema pretende detetar e delinear a condutividade eléctrica dos objetos de investigação na proximidade de rochas encaixantes. Esta abordagem permite evitar uma grande parte de ruído

eletromagnético, uma vez que o recetor é colocado no subsolo, permitindo a obtenção de valores mais elevados da razão sinal-ruído, assim como a ocorrência de uma redução dos efeitos de interferência nos condutores próximos ao solo, devido à localização do recetor. Estas vantagens, aliadas ao facto de o recetor estar mais próximo do alvo de investigação, comparativamente aos sistemas utilizados no solo ou por via aérea, permite uma maior capacidade de deteção desses corpos geológicos.

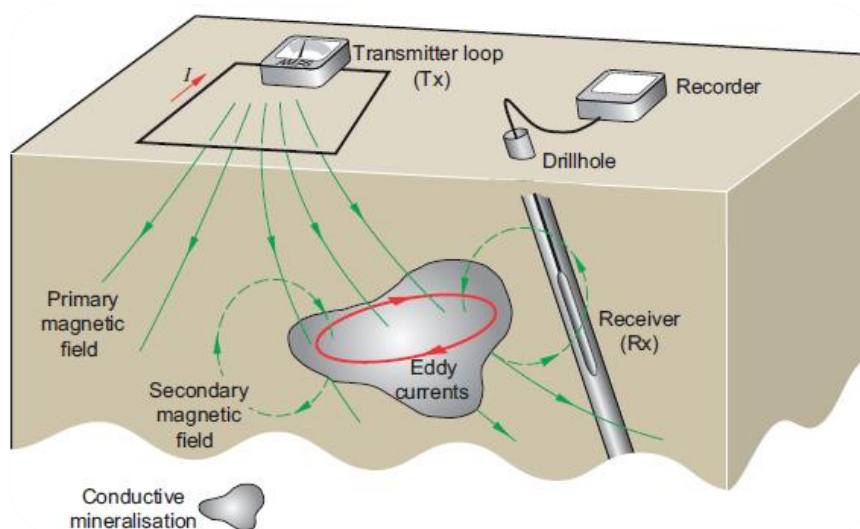


Figura 40: Esquematização da disposição dos componentes do sistema e os campos eletromagnéticos originados (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).

Este sistema diferencia-se do *logging* de indução (também conhecido por *downhole electromagnetic logging*), uma vez que o último utiliza o transmissor e o recetor na ferramenta de perfuração com o objetivo de realizar a medição *in situ* da condutividade elétrica da parede do furo de sondagem, permitindo construir um registo de condutividade ao longo do furo.

O levantamento TDEM com o recetor situado no furo de sondagem pode operar até ao máximo de 3 quilómetros de profundidade, permitindo a deteção de corpos condutores na vizinhança do furo, sendo que em condições favoráveis, bons condutores podem ser detetados a uma distância superior a 1 quilómetro. Este sistema requer informação adicional relativamente à orientação da sonda de investigação, contudo, os componentes de transmissão do campo primário e a gravação dos dados obtidos utilizam os mesmos equipamentos comparativamente aos levantamentos realizados no solo. A força do campo primário, sensibilidade do recetor, acoplamento entre os campos

eletromagnéticos e os corpos condutores, tipo de resposta medida e o ruído, determinam o raio de investigação em volta do furo de sondagem, sendo que esse raio é determinado através do nível mínimo de deteção do sinal, influenciado pelos parâmetros enunciados anteriormente (Dentith, M. & Mudge, S.,2014).

## 8.5 - Aplicação Espacial do TDEM

Com o aumento e desenvolvimento no interesse do conhecimento acerca de outros planetas, inclusive Marte, existe um constante progresso acerca da aplicabilidade de métodos geofísicos, com o objetivo da sua utilização espacial. No artigo “*TDEM for Martian in situ resource prospecting missions*” publicado por Filippini *et al.*, 2003, estudou-se a possibilidade da aplicação do TDEM na realização de trabalhos de investigação acerca da presença de água em Marte. O método era inicialmente utilizado para a deteção de depósitos de sulfuretos maciços, contudo tem aumentado a sua variedade de aplicação em diversas áreas devido à sua alta sensibilidade, apresentando o melhor potencial para o mapeamento de características hidro-geofísicas profundas, ganhando preferência comparativamente a outros métodos, como é o exemplo do método Elétrico de Resistividade, Magnetotelúrico e Polarização induzida, que podem realizar tarefas semelhantes.

Foram concebidos vários cenários de exploração *in situ* em Marte para missões compostas por um *rover* ou *lander* equipado com material científico pesado para a execução de uma abordagem composta por uma única estação, possibilitando a utilização de um *loop* coincidente, ou para missões mais ambiciosas constituídas por variáveis estações, recorrendo a um transmissor e vários recetores separados, compostas por um conjunto de *rovers*, *landers* e robots. O TDEM preenche os requisitos para ambas as situações, sendo que a missão constituída por várias estações permite as melhores condições para a execução de um levantamento TDEM distribuído geograficamente, constituído por um transmissor e um variado número de recetores, como se visualiza na figura 41.

Este tipo de abordagem permite, entre outras particularidades, obter um aumento qualitativo das medições realizadas através do incremento da resolução das medições, agrupando um determinado número de estações e um aumento quantitativo devido à possibilidade de exploração de uma área maior, gravando os dados adquiridos no intervalo de tempo disponível para realizar o levantamento.

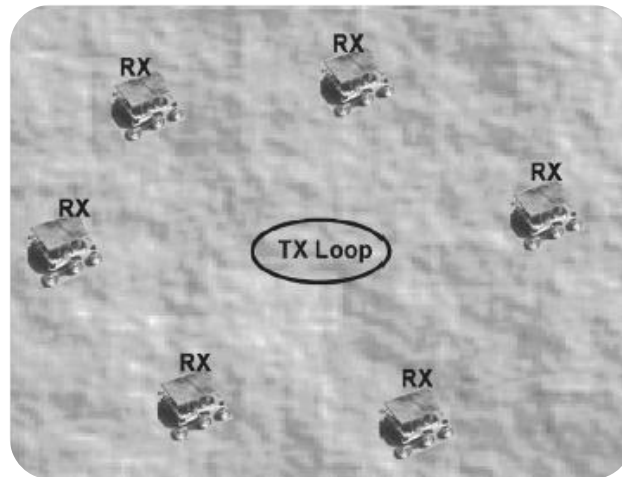


Figura 41: Esquemática da localização do transmissor e receptores numa missão constituída por múltiplas estações (Filippini *et al.*, 2003).

Devido ao facto de os levantamentos serem realizados em ambientes extremos, é compreensível que a execução de tais procedimentos, assim como a presença do ruído e o transporte dos materiais acarrete vários obstáculos, podendo limitar a performance do método. Contudo, em tal contexto e devido ao facto de existir muito pouca informação relativamente ao ambiente em estudo, mesmo que seja unicamente praticável a investigação do subsolo em algumas dezenas de metros, é possível que se obtenham resultados notáveis (Filippini *et al.*, 2003).

# **CAPÍTULO 9: OBTENÇÃO, TRATAMENTO DE DADOS DE CAMPO E RESULTADOS**

## 9.1 - Aquisição dos dados de campo

Os dados obtidos no campo foram adquiridos pelo sistema AIE-2, através da sua utilização no solo. Recorreu-se a uma configuração de *Loop* único, utilizando unicamente um *Loop* para desempenhar as funções de transmissor e recetor. Este procedimento é possível devido ao *Loop* funcionar como transmissor quando a corrente está ligada, em intervalos de *time-on*, e como recetor quando a corrente está desligada, em períodos de *time-off*. Nesta situação o *Loop* está conectado ao transmissor e recetor simultaneamente, existindo um sincronizador para coordenar o *time-on* e *time-off* entre o transmissor e recetor. O transmissor está ainda ligado ao computador portátil ou *Pocket PC* através de um cabo ou via *wireless*, permitindo ajustar as definições, iniciar o levantamento e visualizar os dados obtidos. De salientar a ligação do transmissor a uma bateria de 12 Volts (V) que funciona como fonte do sistema. A execução dos levantamentos foi realizada com *Loops* quadrados de 50 metros de comprimento lateral, ou seja, 2500 metros de área do *Loop* transmissor e recetor. São inicialmente utilizadas várias fitas métricas para medir os comprimentos laterais do quadrado, sendo que posteriormente se monta o fio elétrico com as dimensões necessárias e devidamente posicionado no solo, procedendo-se por fim à ligação de todos os componentes de maneira a ser possível iniciar corretamente o levantamento

Os levantamentos foram realizados em vários locais individuais com objetivo de posteriormente se agrupar os dados e criar um perfil da variação das características físicas do subsolo ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin e perpendicularmente à mesma com direção WNW-ESE, no sector ocidental de Vila Pouca de Aguiar. Assim sendo, os levantamentos são executados com o intuito de analisar a componente Z de forma a obter informação acerca da condutividade elétrica do subsolo em profundidade. A intensidade da corrente elétrica foi alterada de local para local devido às oscilações das características do subsolo, mas em regra geral, foram utilizados valores de intensidade a variar entre os 6 e os 10 A, sendo que na maioria dos levantamentos os dados foram adquiridos até aos 10 V, ou seja, com um intervalo entre os 0 V e 10 V. Tal como a intensidade da corrente, os períodos de *time-on* e *time-off* também variaram principalmente entre 10 e 20 milissegundos devido ao facto de determinadas alterações nas propriedades das medições permitir obter melhores dados em diferentes locais. Devido à presença de fontes de ruído aleatório, foram utilizados processos de *stacking* com o objetivo de melhorar a qualidade dos dados obtidos. Assim sendo, em média, foram realizadas cerca de 1000 repetições para cada levantamento.



### 9.1.1 - Material utilizado

Para a execução dos levantamentos foi utilizado o sistema AIE-2 que permite a aplicação do método TDEM e IP. Todavia, a realização dos trabalhos recorreu unicamente ao método TDEM deste sistema, que tal como se pode visualizar entre as figuras 42 e 45 é composto por um transmissor TEM-200, um recetor TEM/TDIP, sincronizadores, módulo wireless e ainda *software* para o processamento de dados, visualização e interpretação. Foi utilizada também uma bateria externa de 12 V (figura 46) como fonte elétrica e cabo elétrico com dimensões ligeiramente superiores aos 200 metros, figura 47, para a formação do quadrado de fio elétrico no solo. Com o objetivo de facilitar a medição dos comprimentos do quadrado foram utilizadas várias fitas métricas de dimensões superiores a 50 metros e estacas de maneira a permitir obter uma melhor estabilidade e geometria do quadrado colocado no solo. A ligação do transmissor ao computador portátil ou *Pocket PC* é realizada por cabo ou via *wireless*, conectando o mesmo ao transmissor.



Figura 42: Transmissor TEM-200 do sistema AIE-2.



Figura 43: Recetor TEM do sistema AIE-2.



Figura 44: Sincronizador que permite coordenar os períodos de *time-on* e *time-off* entre o transmissor e recetor.



Figura 45: Módulo wireless que possibilita a ligação entre transmissor e *PocketPC* sem fios.



Figura 46: Bateria de 12V, fonte externa de energia do sistema.



Figura 47: Cabo elétrico com comprimento ligeiramente superior a 200 metros.

### 9.1.2 - Localização das Sondagens Eletromagnéticas

Os trabalhos de campo foram realizados ao longo de vários dias executando nove sondagens eletromagnéticas representadas espacialmente na figura 48. O posicionamento dessas sondagens foi planejado devidamente para a realização de dois perfis de variação da resistividade elétrica do subsolo ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin, com uma direção NNE-SSW e perpendicularmente à mesma, com direção WNW-ESE, no sector ocidental da falha.

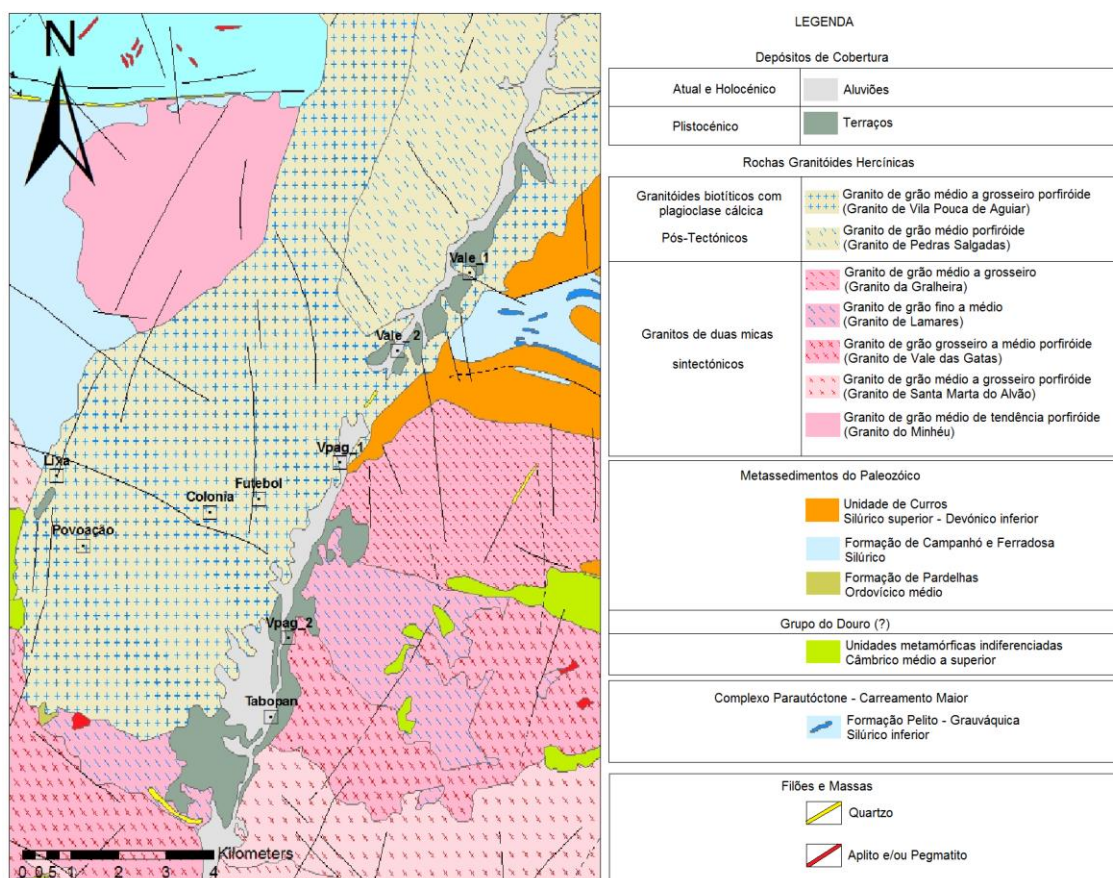


Figura 48: Localização das sondagens eletromagnéticas realizadas na Falha Penacova-Régua-Verin e zonas adjacentes (<http://geoportal.lneg.pt/geoportal>).

O mapa da figura 48 foi obtido através da sobreposição da localização das sondagens com a carta geológica de Portugal, na escala 1:200 000, disponível no geoportal do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) e foi elaborado no programa ArcMap 10.2.2. Os dados relativos à localização das sondagens estão exibidos na tabela 6, utilizando o sistema de coordenadas WGS 84. De salientar que a legenda das figuras 48 e 49 foram construídas recorrendo a informação da legenda da Carta Geológica de Portugal, Folha 6-D Vila Pouca de Aguiar, escala 1:50 000, assim como à legenda da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, escala 1:200 000.

Tabela 6: Informação acerca da designação, latitude e longitude das sondagens eletromagnéticas realizadas no campo.

Designação da Sondagem	Latitude	Longitude
<i>Vale_1</i>	41°31'45.25"N	7°37'0.63"W
<i>Vale_2</i>	41°30'53.00"N	7°38'6.00"W
<i>Vpag_1</i>	41°29'38.00"N	7°38'59.00"W
<i>Vpag_2</i>	41°27'40.00"N	7°39'46.00"W
<i>Tabopan</i>	41°26'47.00"N	7°40'2.00"W
<i>Lixa</i>	41°29'30.00"N	7°43'15.00"W
<i>Povoação</i>	41°28'43.00"N	7°42'51.00"W
<i>Colonia</i>	41°29'5.00"N	7°40'57.00"W
<i>Futebol</i>	41°29'13.69"N	7°40'12.16"W

Relativamente à litologia que cada sondagem intersecta, evidencia-se o facto das sondagens “*Povoação*”, “*Colonia*”, “*Futebol*” e “*Vale\_1*” estarem situadas no Granito de Vila Pouca de Aguiar. Por sua vez, a sondagem “*Lixa*” está localizada no Granito de Gouvães da Serra. Este granito não está representado na figura 48 devido à pouca expressão cartográfica do Granito de Gouvães da Serra na área em estudo e tendo em conta a escala da folha utilizada. Esta litologia está presente na bordadura sul do maciço, assim como na zona localizada a SSW, contactando por falha com o Granito de Vila Pouca de Aguiar. Destaca-se o facto destas sondagens estarem situadas em áreas adjacentes à Falha Penacova-Régua-Verin. Ao longo da falha foram realizadas as sondagens “*Vale\_2*”, “*Vpag\_1*”, “*Vpag\_2*” e “*Tabopan*”, sendo que todas se localizam em Depósitos de Cobertura. Mais pormenorizadamente, as sondagens que intersectam os Aluviões são a “*Vale\_2*”, “*Vpag\_1*” e “*Tabopan*”. Por outro lado, a sondagem “*Vpag\_2*” intersecta os Terraços

Na figura 49 observa-se a sobreposição do posicionamento das sondagens com a localização aproximada dos perfis de variação da resistividade elétrica do subsolo. De salientar, que os perfis resultam da junção das sondagens individuais. Tal como foi referido previamente, um dos perfis localiza-se ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin, com uma direção NNE-SSW e um comprimento de sensivelmente 12,3 quilómetros, na zona de Vila Pouca de Aguiar, enquanto que o outro perfil se encontra perpendicularmente à falha, com uma direção WNW-ESE e uma extensão de 6,0 quilómetros, no sector ocidental.

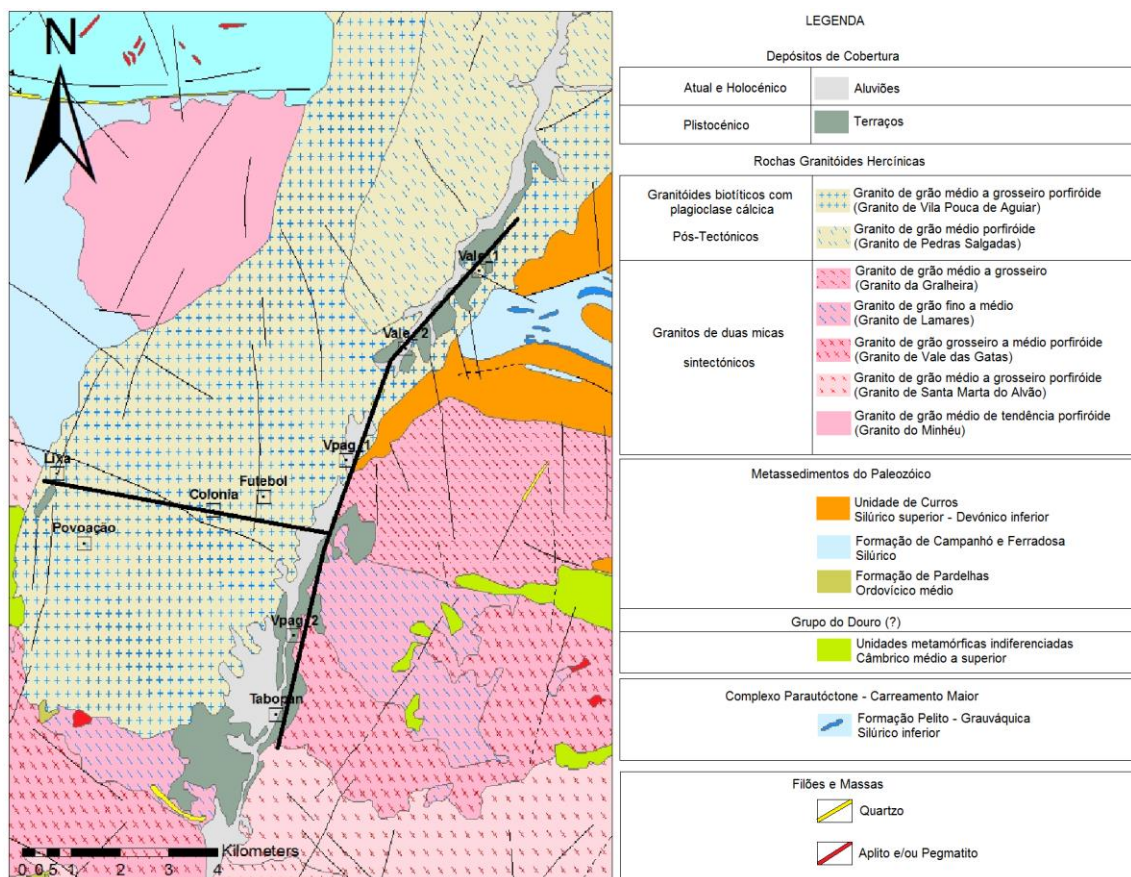


Figura 49: Localização das sondagens eletromagnéticas e a localização aproximada dos perfis (<http://geoportal.lneg.pt/geoportal>).

O perfil ao longo da falha foi realizado com dados obtidos através das sondagens “Vale\_1”, “Vale\_2”, “Vpag\_1”, “Vpag\_2” e “Tabopan”, enquanto que o perfil perpendicular à falha, no sector ocidental, é composto por dados adquiridos nas sondagens “Lixa”, “Povoação”, “Colonia”, “Futebol” e “Vpag\_1”.

## 9.2 - Modelação de dados e Resultados obtidos

### 9.2.1 - Modelação de dados práticos com o programa *ElectroMagnetic Model Analysis*

Com o objetivo de comprovar a reprodutibilidade dos dados obtidos no campo através da execução *in situ* do método *Time-Domain Electromagnetic* e principalmente ter conhecimento à *priori* do modelo conceptual do local de estudo, realizou-se a modelação de dados de resistividade com base em alguns dos resultados publicados na Dissertação de Doutoramento de José Manuel Martinho Lourenço, publicada em 2006, com o tema “Contribuição para o conhecimento do modelo geológico-estrutural da Bacia de Telões por métodos geofísicos integrados”. Foram aplicados vários métodos geofísicos para a realização desta Dissertação, contudo utilizaram-se unicamente os dados adquiridos através do método de resistividade elétrica, para a realização de modelos e obtenção de curvas de variação da resistividade em função do tempo. De salientar que os dados foram trabalhados de diferentes formas, mas para esta análise recorreu-se aos dados de resistividade constituintes das secções, obtidas por inversão conjunta dos dados, excluindo apenas as leituras com resistividade anómala. O objetivo desta modelação é compreender a tendência da variação da resistividade e determinar intervalos de valores gerais de resistividade para as camadas presentes. Obviamente que estes trabalhos não foram realizados nos mesmos locais que se executaram os levantamentos que recorreram ao TDEM, contudo abrangiam algumas litologias coincidentes. Fundamentalmente, esta modelação tinha como principal objetivo determinar zonas onde as sondagens realizadas por Lourenço (2006), analisassem as características físicas da mesma litologia no presente trabalho, permitindo comparar os dados obtidos em ambos os trabalhos relativamente à variação da resistividade em função do tempo.

Para a realização da modelação recorreu-se ao programa *ElectroMagnetic Model Analysis* – EMMA. Este programa é capaz de realizar modelação a uma dimensão (1D) das respostas obtidas, através da utilização de variados métodos elétricos e eletromagnéticos, assim como diversas configurações associadas a estes. Nesta situação específica, esses modelos foram criados através da introdução de dados obtidos previamente, como é o exemplo do número de camadas, profundidade e resistividade elétrica das mesmas, recolhidos nas secções realizadas por Lourenço

(2006). Esses modelos foram posteriormente processados, permitindo a aquisição de curvas de variação da resistividade elétrica em função do tempo.

A perceção e a descrição quantitativa das possibilidades e limitações da interpretação 1D de dados de resistividade elétrica continua a ser um processo complexo e de difícil compreensão. Para o planeamento, aquisição e interpretação dos dados obtidos através da realização de métodos geofísicos, é necessário ter conhecimento prévio acerca das propriedades físicas do ambiente de investigação, sendo a modelação uma das melhores formas para a obtenção desse conhecimento. EMMA é um programa que realiza o cálculo de respostas eletromagnéticas e análise de modelos geofísicos 1D para uma determinada configuração. Após a criação de um modelo, a sua resposta é calculada pelo Em1dinv (*ElectroMagnetic 1D Inversion*) para a análise e inversão dos dados, realizada numa perspetiva unidimensional do modelo do subsolo (Auken *et al.*, 2001; Auken *et al.*, 2002).

### 9.2.1.1 – Procedimento do programa *ElectroMagnetic Model Analysis*

Após iniciar o programa *ElectroMagnetic Model Analysis* é criado um novo espaço de trabalho (*workspace*), através da escolha da função simbolizada pelo quadrado vermelho na figura 50, sendo necessário designar uma pasta para onde todos os ficheiros vão ser gravados. Após essa seleção abre-se automaticamente a janela de *workspace*, representada na figura 51, permitindo seleccionar o modelo a utilizar. Estes trabalhos de modelação recorreram ao modelo *Geonics Protem 47* uma vez que foi utilizado o TDEM nos levantamentos da presente dissertação.



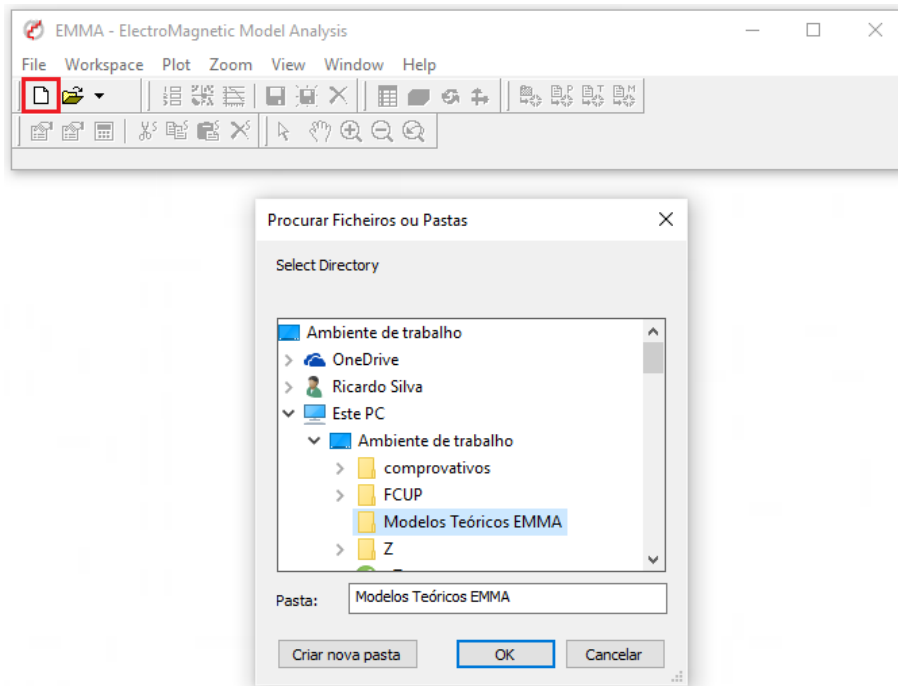


Figura 50: Interface inicial do programa *ElectroMagnetic Model Analysis*.

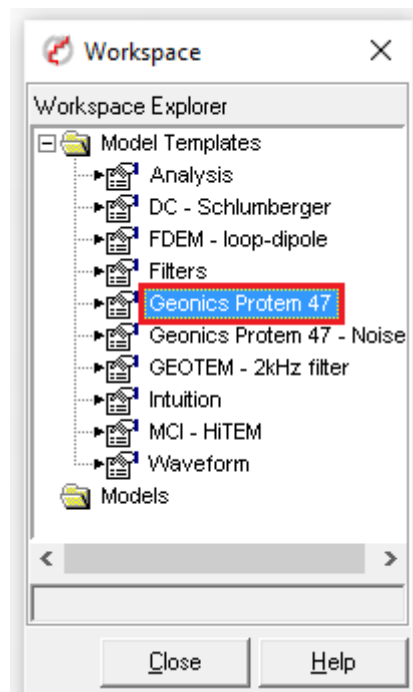


Figura 51: Seleção do Modelo a utilizar.

Após essa etapa, a janela do *ModelBuilder* é aberta, sendo necessário definir os parâmetros do modelo. Nesta situação como o objetivo é a obtenção de um modelo e curvas de variação da resistividade elétrica em função do tempo de determinadas litologias intersectadas pelos levantamentos realizados com o TDEM, a informação acerca da espessura e da resistividade elétrica de cada camada foram determinadas através das secções obtidas por Lourenço (2006) em litologias coincidentes, relativamente aos locais onde a utilização do TDEM foi executada. Na figura 52 é possível visualizar o exemplo de um modelo de 4 camadas com diferentes características geofísicas.

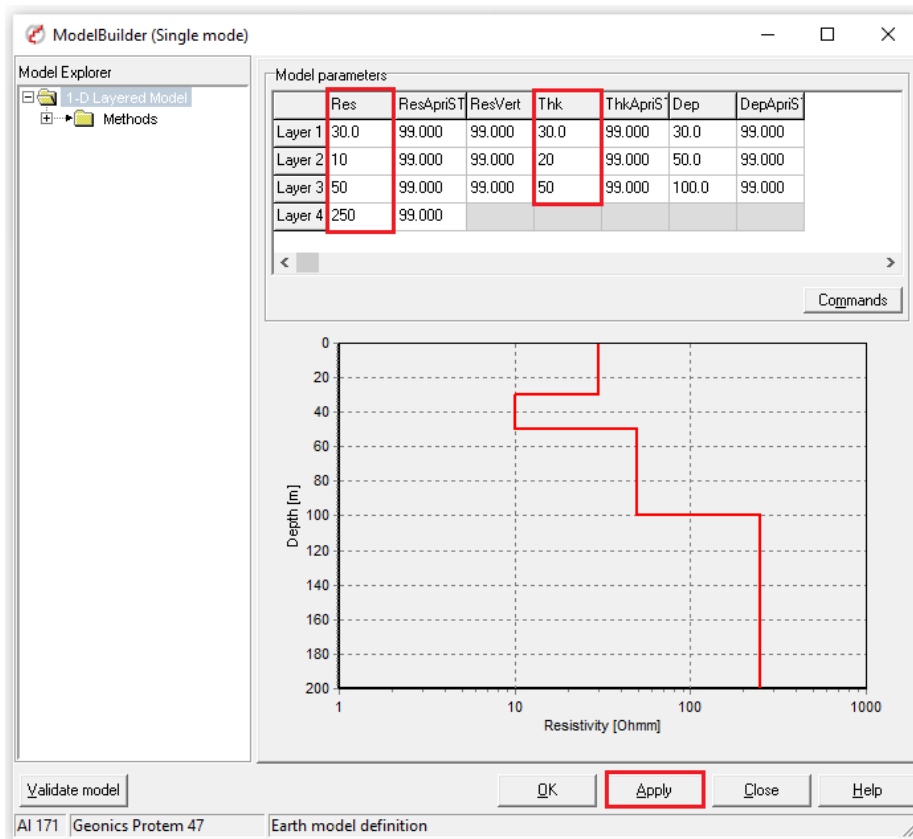


Figura 52: Modelo constituído por quatro camadas com diferente espessura e resistividade elétrica.

Depois de clicar no botão *Apply* é exibido uma janela com os respetivos tempos para cada *channel*. Após o processamento dos dados é possível visualizar na figura 53 a curva constituída pelos pontos enunciados anteriormente, representando a variação da resistividade elétrica aparente do subsolo em função do tempo.

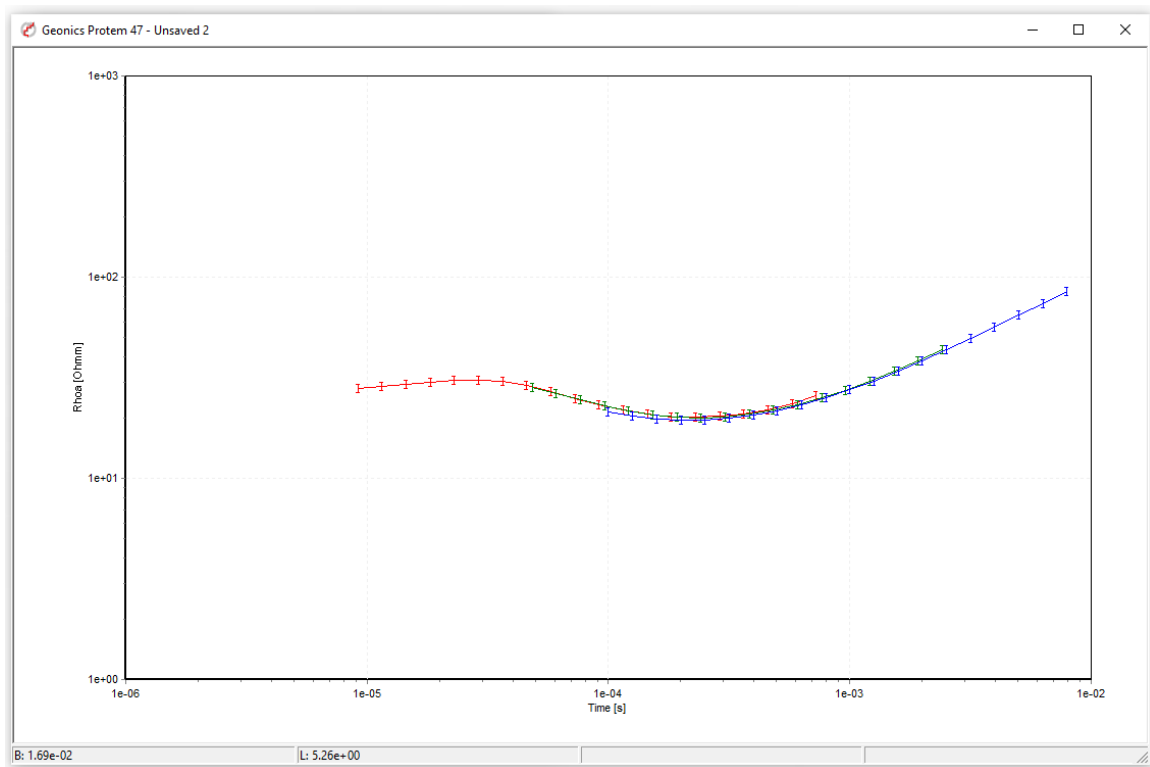


Figura 53: Curva da variação da resistividade elétrica aparente em relação ao tempo correspondente ao modelo originado previamente.

### 9.2.1.2 – Modelos obtidos

Foram realizados oito modelos, sendo que três dos quais abrangem o Granito de Vila Pouca de Aguiar, Modelo 1, 2 e 3 e os restantes cinco modelos encontram-se nos depósitos de cobertura, designados por Modelo 4, 5, 6, 7 e 8, como é possível visualizar pela figura 54. De salientar, que na realização dos modelos não houve distinção entre as litologias de Terraços e Aluviões, sendo ambos interpretadas como Depósitos de Cobertura.

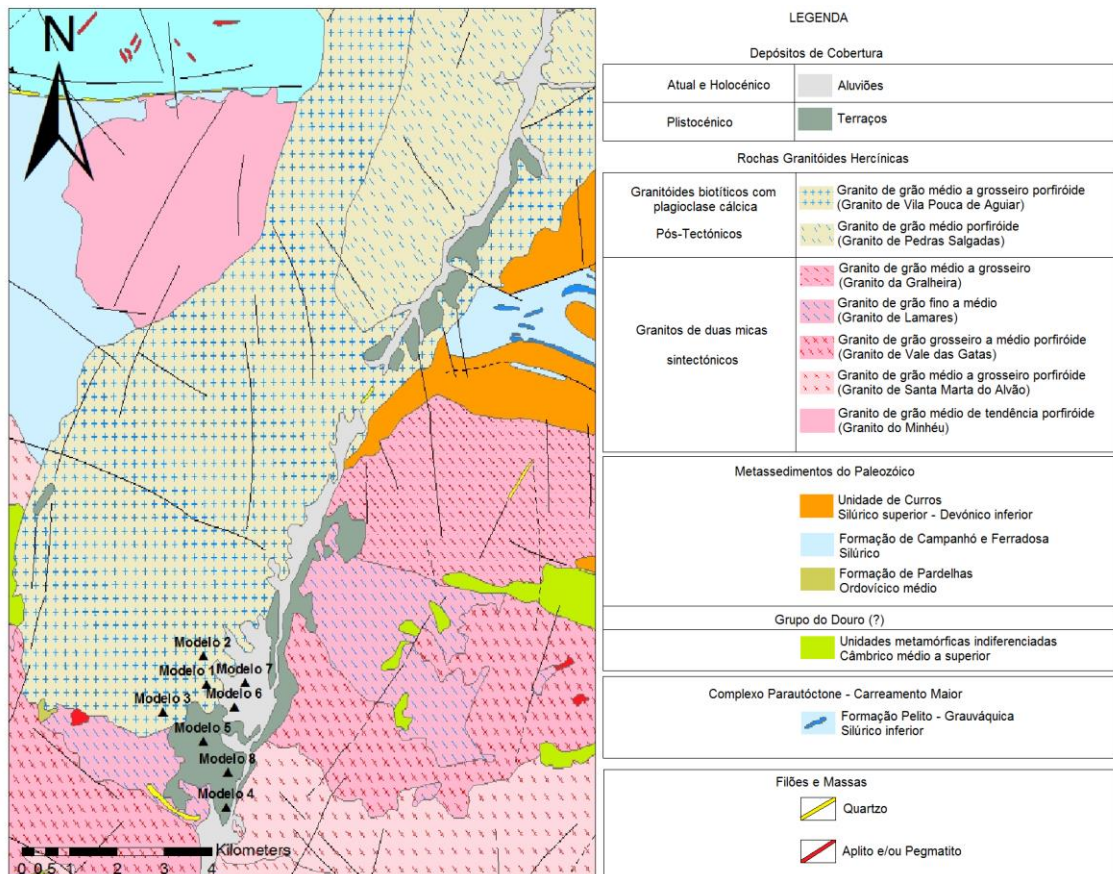


Figura 54: Localização dos modelos construídos através dos dados obtidos por outros autores (<http://geoportal.lneg.pt/geoportal>).



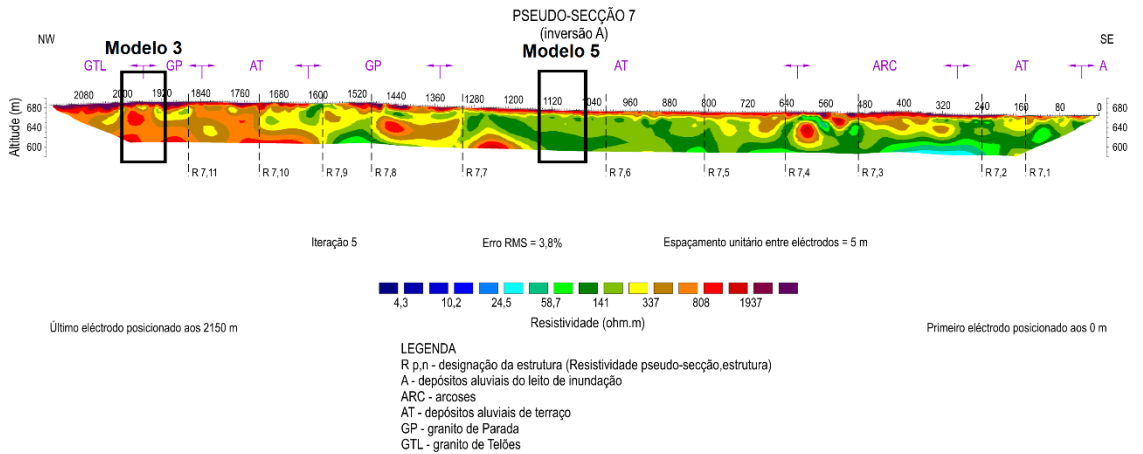


Figura 57: Localização da extração dos dados na pseudo-secção 7, para a realização dos Modelos 3 e 5 (Adapt. Lourenço, J., 2006).

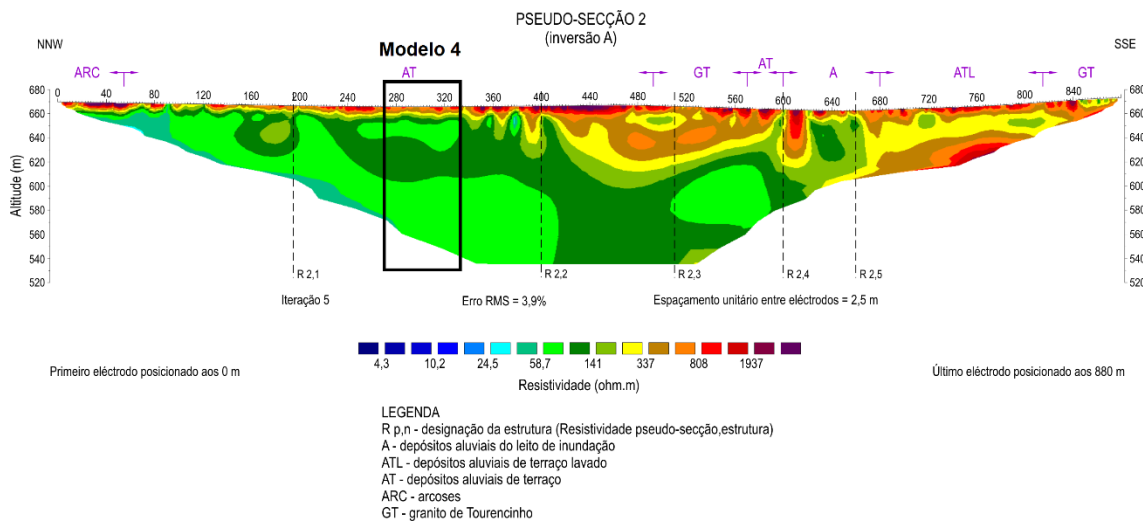


Figura 58: Localização da extração dos dados na pseudo-secção 2, para a realização dos Modelos 4 (Adapt. Lourenço, J., 2006).

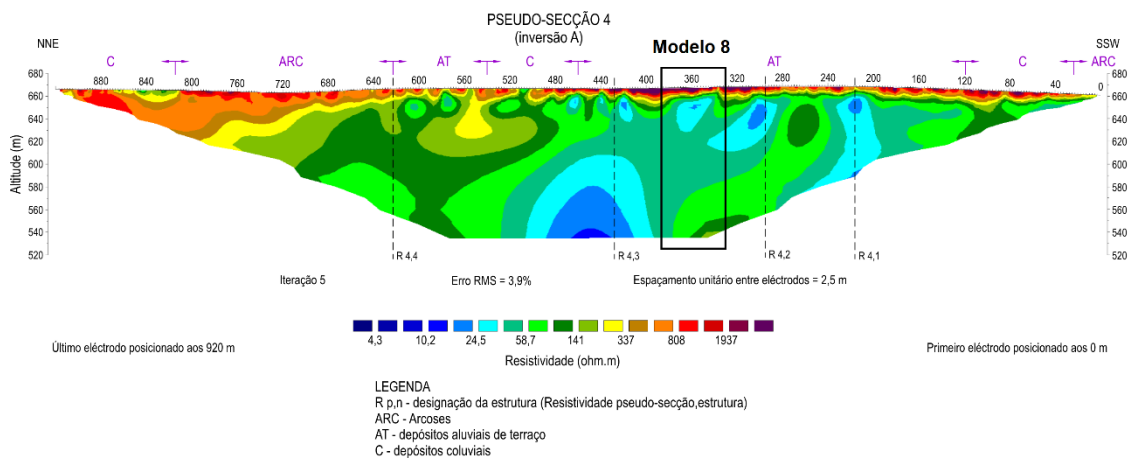


Figura 59: Localização da extração dos dados na pseudo-secção 4, para a realização dos Modelos 8 (Adapt. Lourenço, J., 2006).

Após a recolha de dados através das pseudo-seções obtiveram-se modelos da variação da resistividade elétrica em função da profundidade, visíveis entre as figuras 60 e 67, assim como a curva da variação da resistividade aparente em função ao tempo, do modelo respetivo. Por sua vez, as curvas estão disponíveis no Anexo 1. Foram realizadas 3 modelos em locais que intersectam o Granito de Vila Pouca de Aguiar e 5 modelos representativos dos dados referentes a depósitos de cobertura.

O objetivo da aquisição de modelos e curvas de variação da resistividade aparente em função do tempo é obter informação acerca a tendência da variação da resistividade assim como estimar a variação de valores de resistividade para determinados blocos.

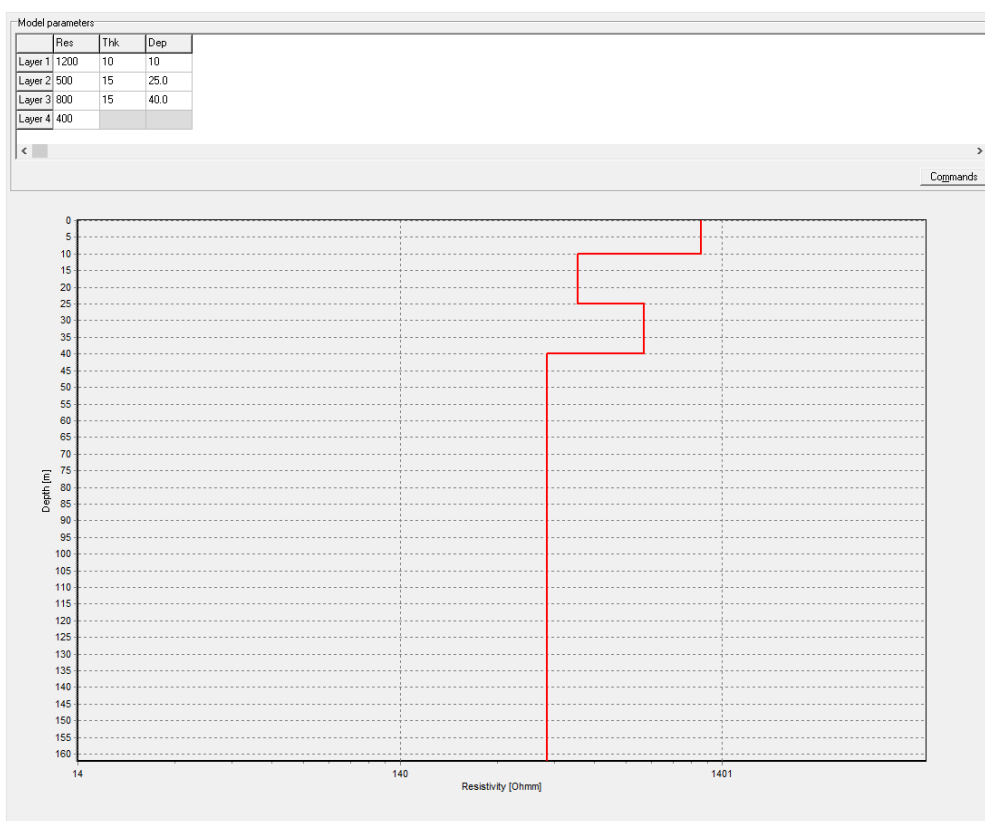


Figura 60: Modelo 1, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.

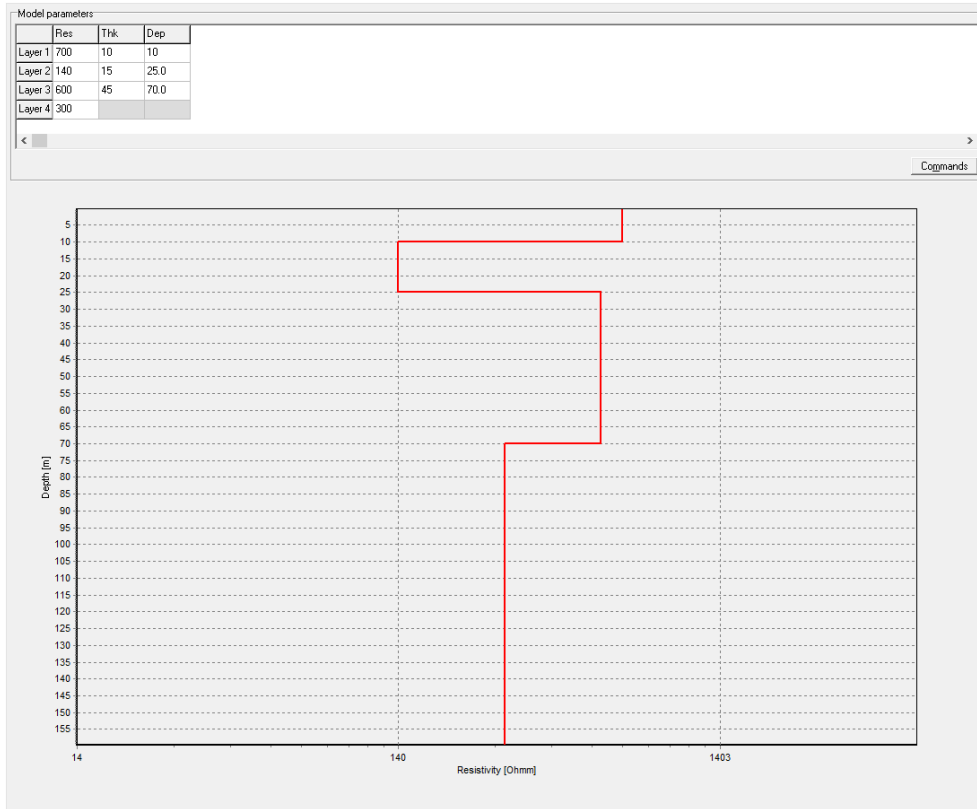


Figura 61: Modelo 2, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.

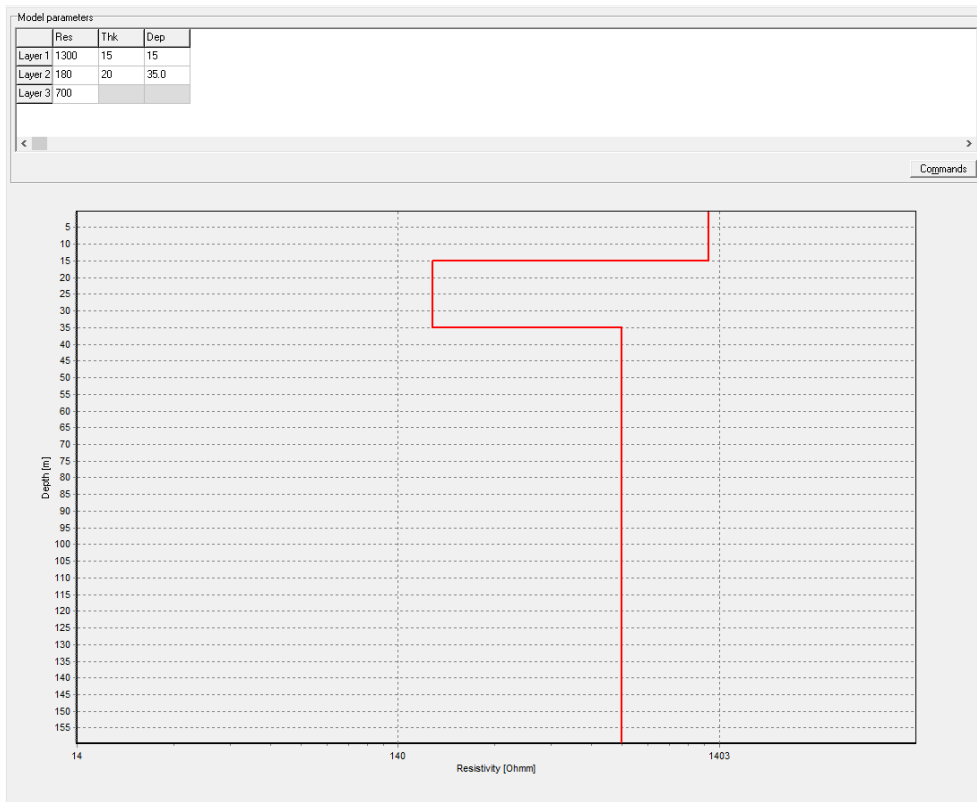


Figura 62: Modelo 3, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado no Granito de Vila Pouca de Aguiar.



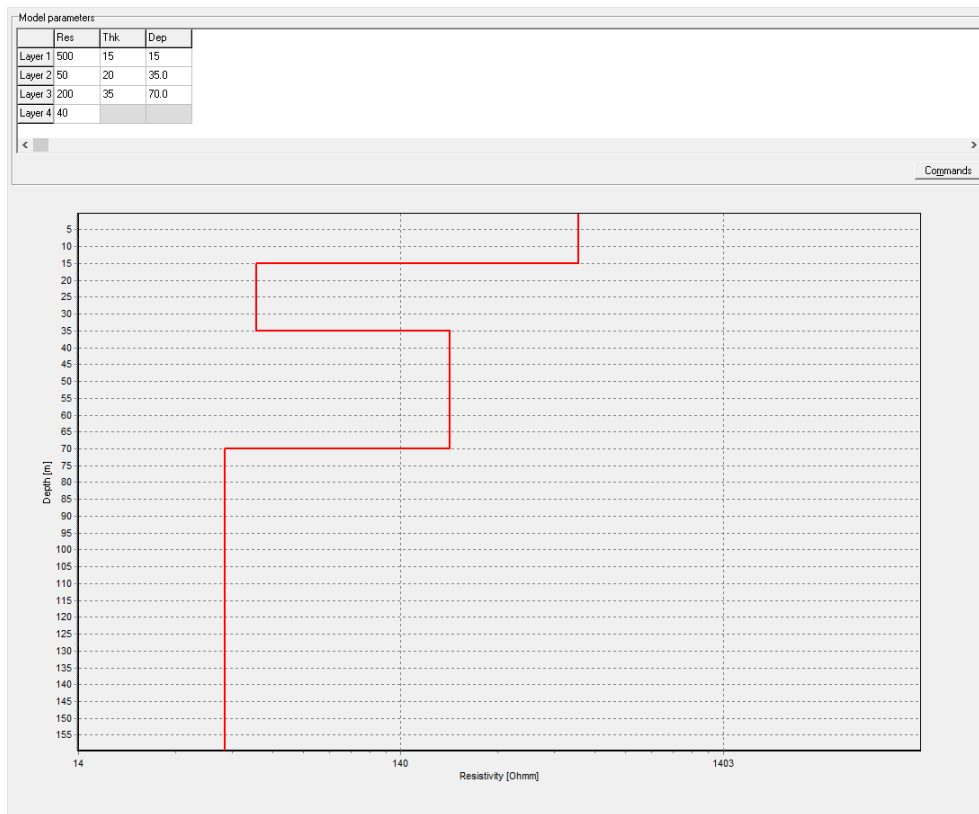


Figura 63: Modelo 4, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura.

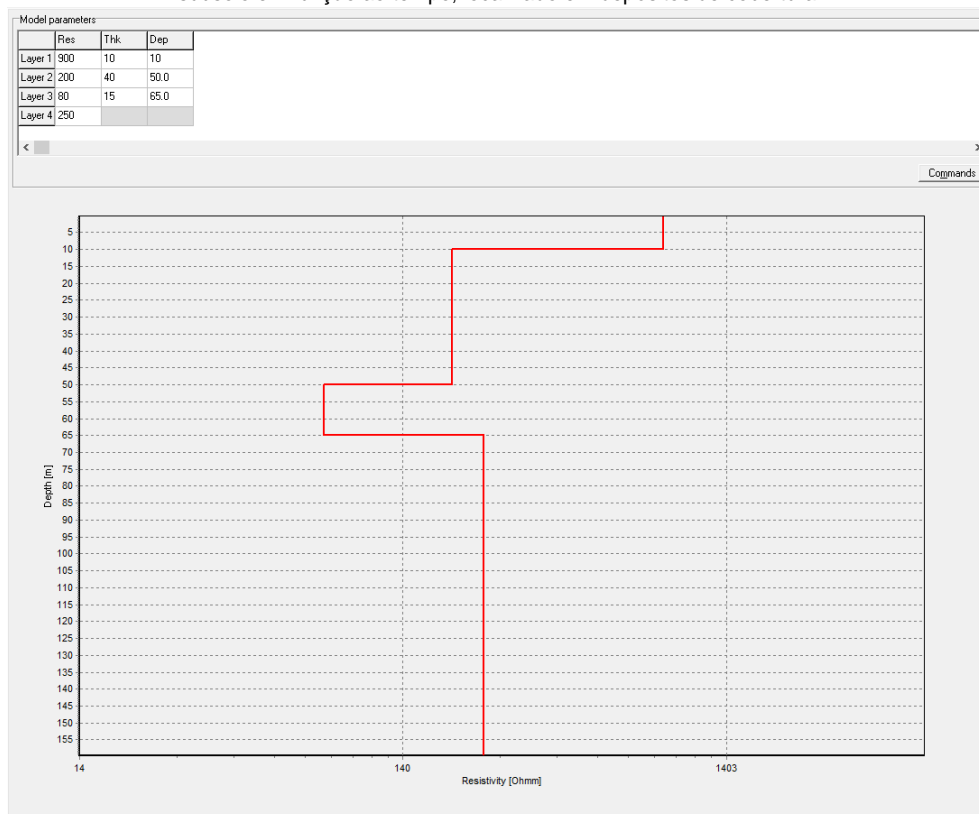


Figura 64: Modelo 5, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura.

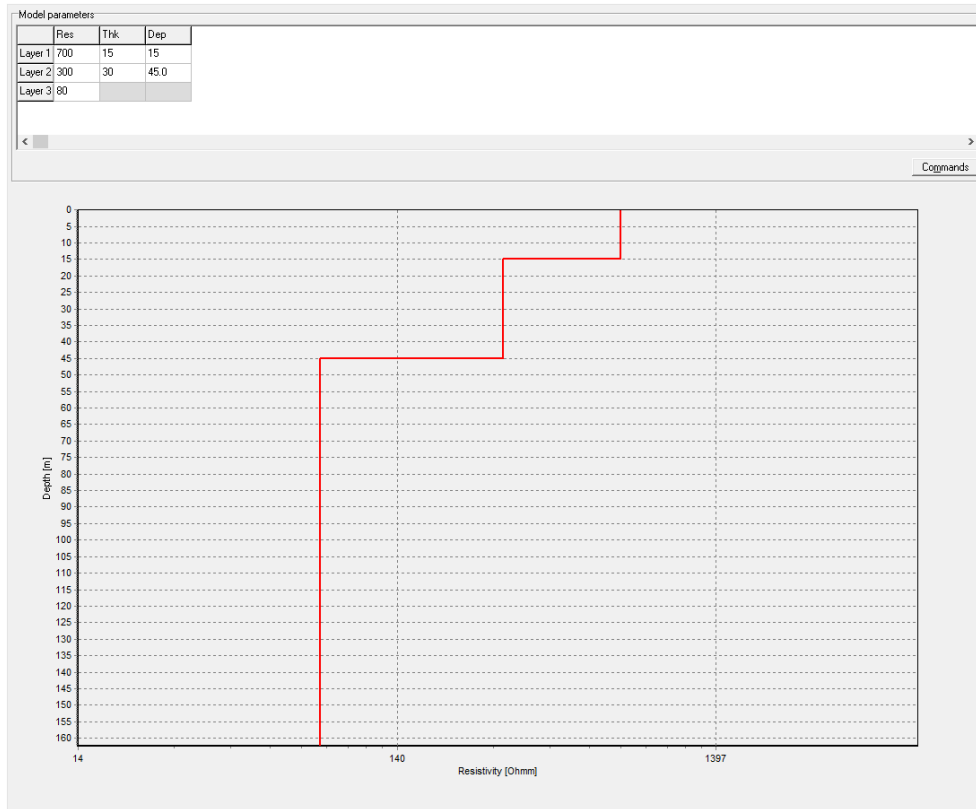


Figura 65: Modelo 6, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura.

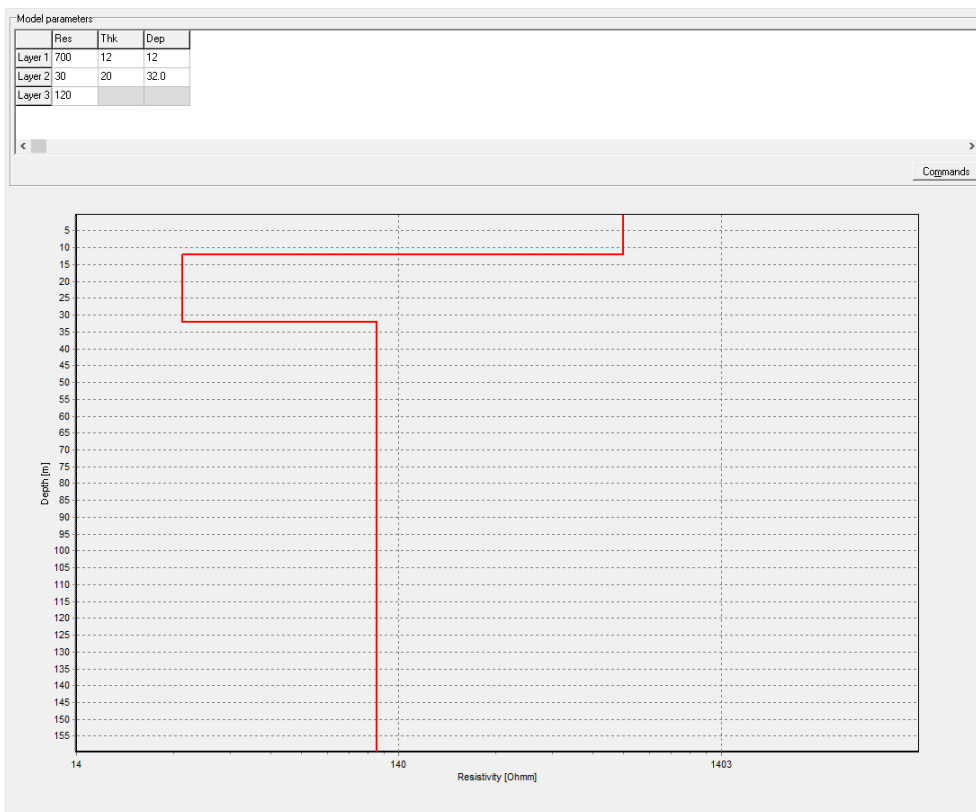


Figura 66: Modelo 7, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura.

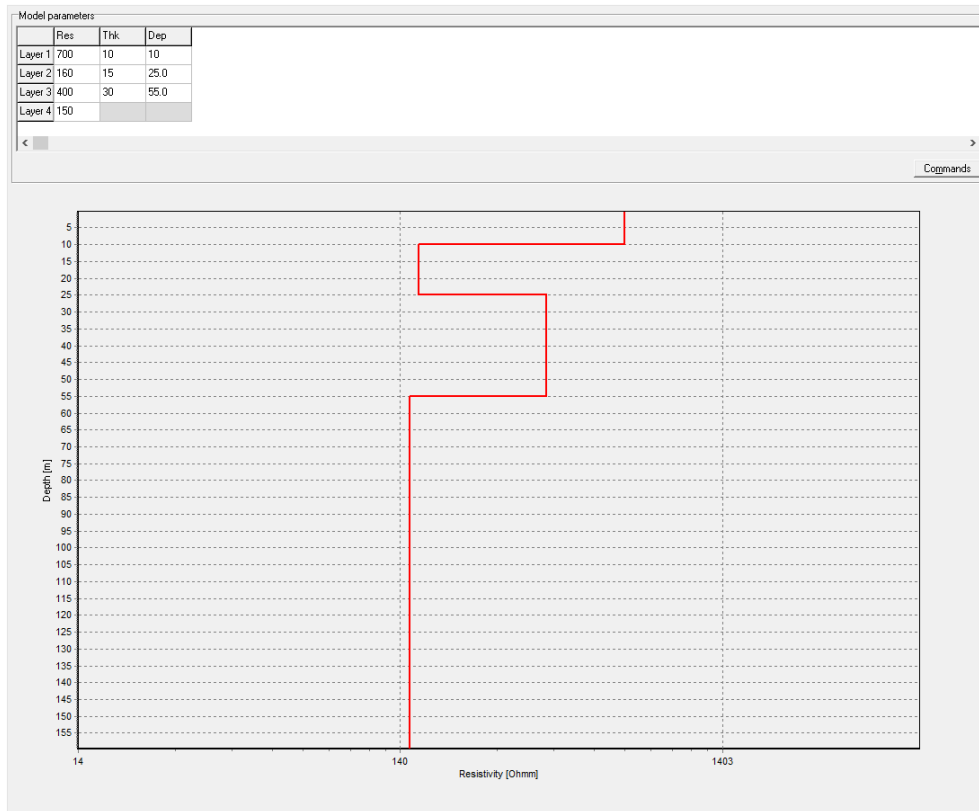


Figura 67: Modelo 8, representativo da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo em função ao tempo, localizado em depósitos de cobertura.

## 9.2.2 - Modelação dos dados obtidos no campo por TDEM

Após a aquisição de dados *in situ* pelo método TDEM, realizou-se o tratamento dos mesmos de maneira a obter informação acerca das propriedades físicas do subsolo. Foram utilizados dois *softwares* para tal tratamento, sendo eles o TEMBIN e o ZONDTEM1D. O primeiro é utilizado devido ao facto de determinados programas, como é o exemplo do TEMIMAGE, não importar *BEM files* (\*.bem), obtidos pelo *software* de campo, requerendo uma alteração desse tipo de ficheiro, por exemplo, para *AMIRA standart files* (\*.tem), com o objetivo de possibilitar a utilização dos ficheiros em diversos programas.

O programa TEMBIN tem como principal função a criação de um ficheiro final com a junção de dados provenientes de uma linha de levantamento ou de uma área de pesquisa prospectada por uma sondagem eletromagnética, baseado em um ou vários ficheiros com dados primários TEM num formato binário. Este programa possibilita a exibição e o processamento primário de dados TEM obtidos anteriormente na área de estudo através do sistema AIE-2. Para a realização do levantamento recorre-se ao *software* de medição Meas\_TEM que cria um ficheiro de dados primários com um formato binário e extensão “\*.bem”, designados por ficheiros BEM, que são posteriormente introduzidos no programa TEMBIN. Os resultados do pré-processamento dos dados com o TEMBIN são escritos num arquivo de texto, sendo esta uma versão virtual do ficheiro obtido no campo pelo sistema de medição AIE-2 com informação acerca das configurações e principais parâmetros utilizados na medição de campo. O ficheiro final obtido pelo programa TEMBIN apresenta um formato claro e conveniente, possibilitando a sua utilização em diferentes programas Tem disponíveis para futuras visualizações e interpretação dos dados (Manual de utilizador do programa TEMBIN).

O ZONDTEM1D é um *software* de interpretação a uma dimensão de dados obtidos no terreno pelo método *Time-Domain Electromagnetic*, através da utilização de diversos sistemas, independentemente da sua aplicação no subsolo, marinha ou aérea, apresentando amplas oportunidades para a exibição de dados, com o objetivo de solucionar problemas geológicos com máxima eficiência. O programa permite o tratamento de dados obtidos através da utilização de configurações de campo convencionais, como é o exemplo de *loop* único, *loop* coincidente, entre outros, assim como a utilização de configurações exóticas com orientações arbitrárias (Manual de utilizador do programa ZONDTEM1D).

Os trabalhos realizados usufruíram da inversão de dados obtidos no campo para a construção de modelos individuais e perfis resultantes da junção desses modelos, assim como a obtenção das respetivas curvas de resistividade aparente, voltagem recebida no recetor em função ao tempo e resistividade.

### 9.2.2.1 – Procedimento do programa *TEMBIN* e *ZONDTEM1D*

Assim como foi referido anteriormente, após a aquisição de dados existe um tratamento dos mesmos, até ser possível obter o resultado final representativo da distribuição da resistividade elétrica no subsolo. No caso de se utilizar um programa que não importe ficheiros BEM, é necessário fazer essa transformação recorrendo ao *TEMBIN*. Esse procedimento inicia-se com a determinação da localização dos ficheiros BEM, selecionando a opção destacada na figura 68. Depois de definir o diretório onde os ficheiros estão localizados, confirma-se o preenchimento automático, representado na figura 69, de maneira a que seja possível aceder a todos os ficheiros presentes no diretório selecionado previamente.

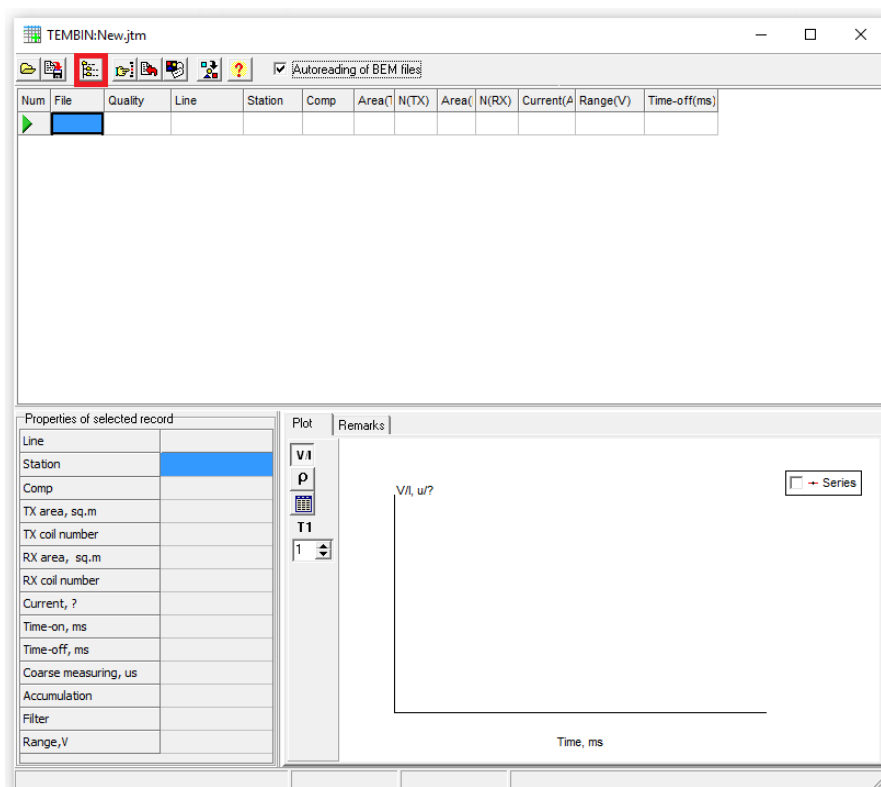


Figura 68: Interface inicial do programa *TEMBIN*.

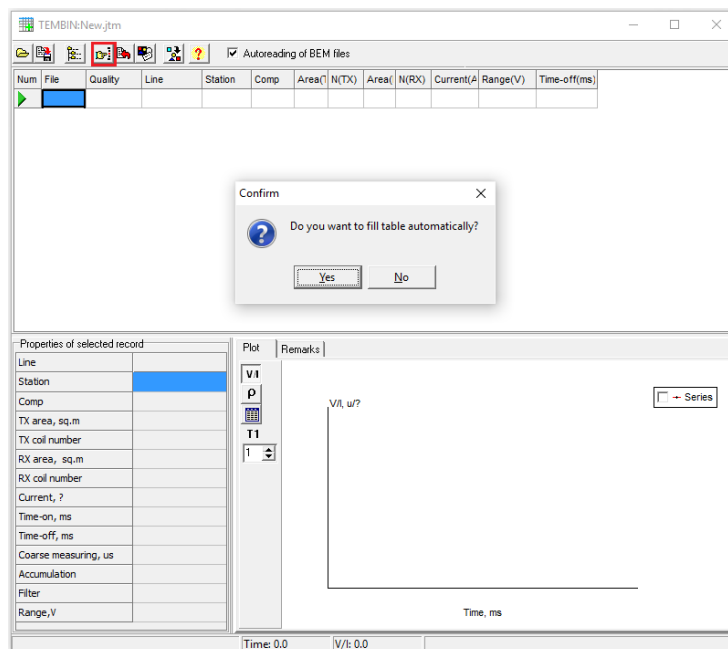


Figura 69: Seleção para o preenchimento da tabela com ficheiros BEM.

Nesta fase, assim como se visualiza na figura 70, já é possível observar o comportamento das curvas obtidas nos levantamentos realizados *in situ* e as propriedades utilizadas para a execução do mesmo. Através da opção evidenciada na figura 70 cria-se o ficheiro de dados num determinado formato que poderá posteriormente ser utilizado em diversos programas de maneira a realizar a inversão dos mesmos.

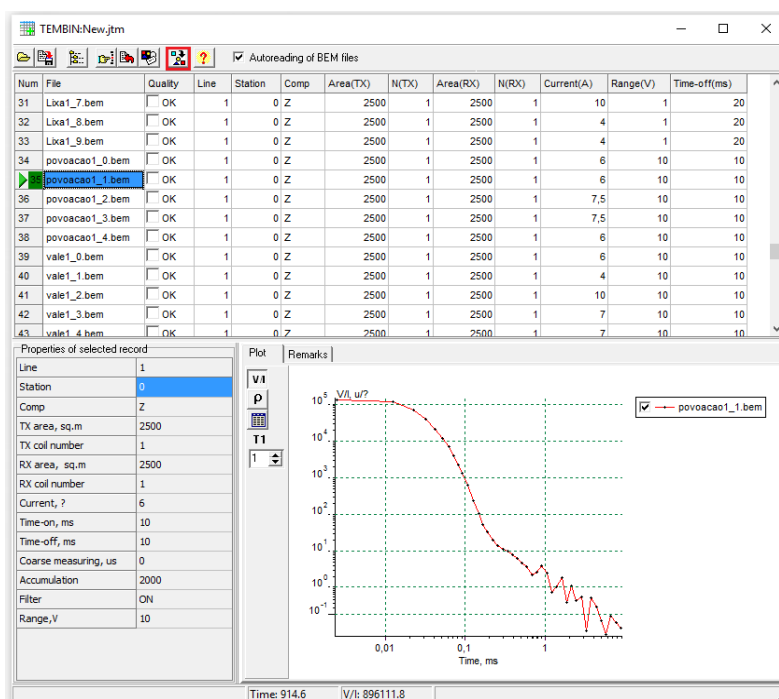


Figura 70: Extração dos ficheiros para a sua posterior utilização.

Devido ao facto do programa ZONDTEM1D permitir a leitura de ficheiros BEM, não é necessariamente obrigatório recorrer à utilização do programa TEMBIN.

A sua utilização inicia-se pela abertura dos ficheiros que irão ser processados, através da opção destacada pelo quadrado vermelho presente na figura 71, selecionando o tipo de ficheiro e o diretório onde estão armazenados.

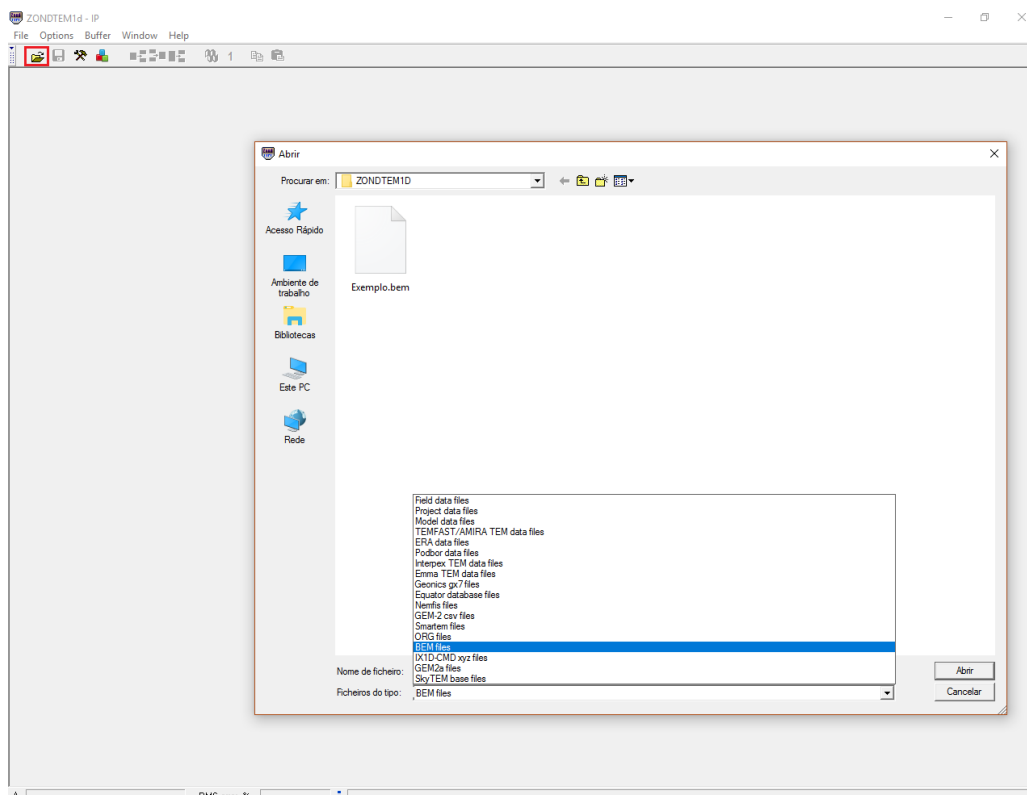


Figura 71: Interface inicial do programa e seleção dos ficheiros a serem processados.

Na figura 72 visualiza-se a opção que permite orientar as sondagens importadas. Esta determinação é mais benéfica quando se introduzem vários ficheiros, uma vez que os permite orientar, estabelecer distâncias entre os mesmos, assim como definir diferentes valores de cota. Posteriormente, define-se através do procedimento destacado na figura 73, os valores mínimos e máximos de resistividade para o modelo final. Através da opção *Window - Editing Style* é possível eliminar os dados com ruído e ainda aplicar *smooth* na curva de maneira a facilitar um melhor ajuste entre a curva de campo e a curva teórica. Por fim, a figura 74 evidencia a opção que permite realizar a inversão de dados, ajustando as curvas práticas e teóricas de maneira a ser possível obter um modelo de variação da resistividade elétrica no subsolo com menor erro possível.

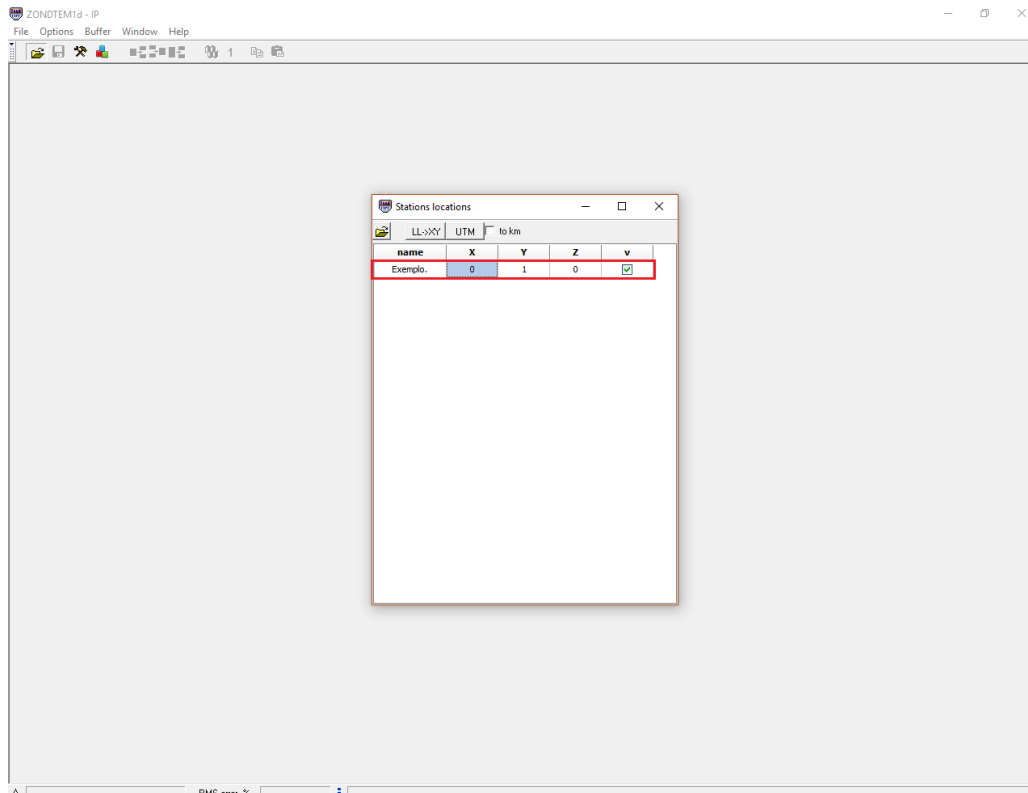


Figura 72: Determinação dos parâmetros da localização das estações de levantamento.

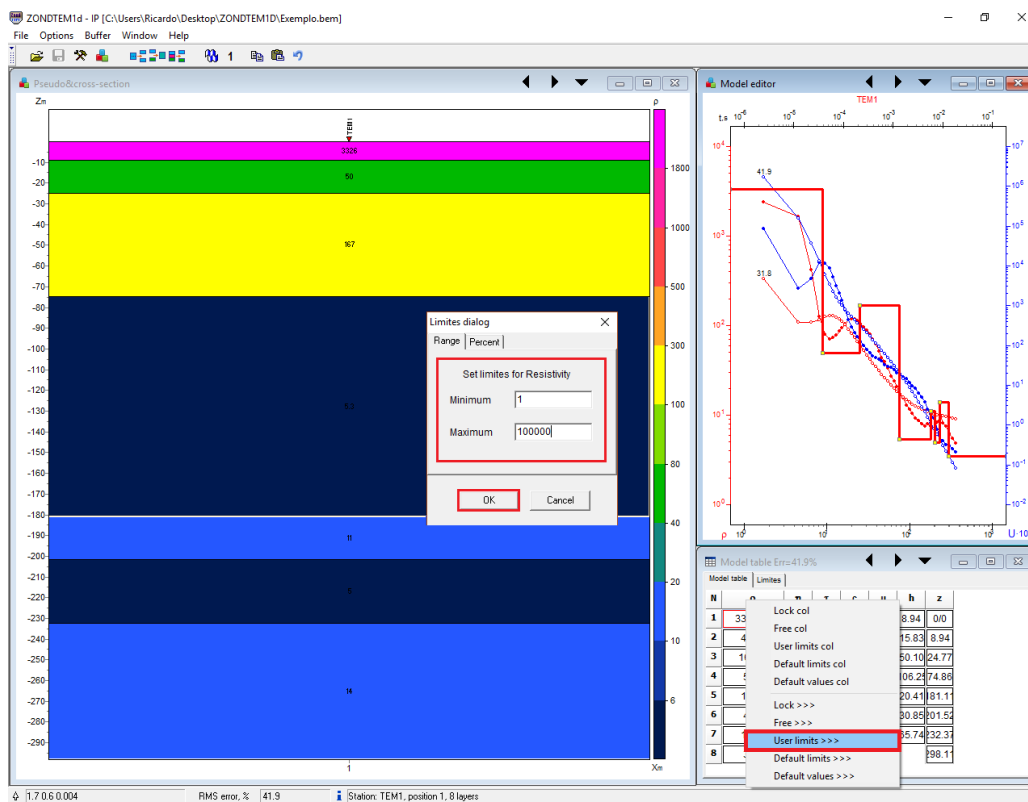


Figura 73: Ajuste dos valores limite de resistividade elétrica do modelo.



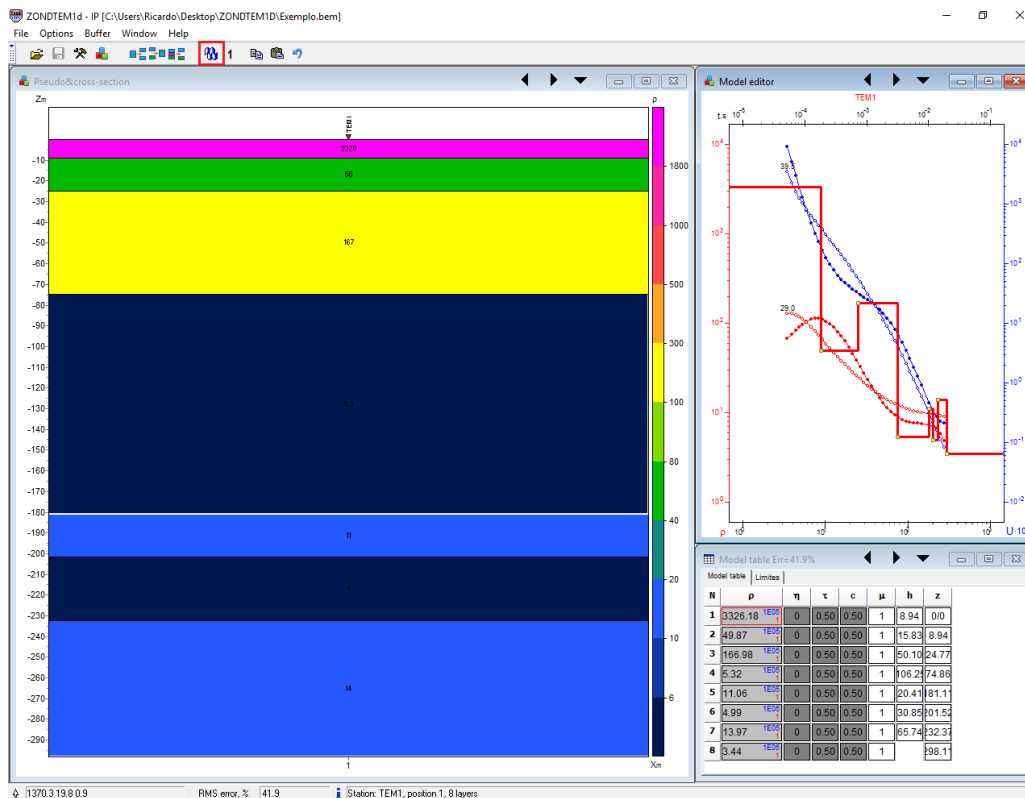


Figura 74: Opção de inversão que permite o ajuste das curvas teóricas e práticas.

### 9.2.2.2 – Perfis obtidos

As figuras 75, 76 e 77 ilustram o perfil de orientação WNW-ESE, constituído pelas sondagens “Lixa”, “Povoação”, “Colonia”, “Futebol” e “Vpag\_1”. Por outro lado, as figuras 78, 79 e 80 demonstram a variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo, no perfil NNE-SSW, constituído pelas sondagens “Vale\_1”, “Vale\_2”, “Vpag\_1”, “Vpag\_2” e “Tabopan”. As três imagens de cada perfil refletem as mesmas características físicas, mas devido à sua diferente forma de exibição, permitem observar mais detalhadamente diferentes aspetos. No anexo 2 estão disponíveis as sondagens individuais. De salientar que essas sondagens não são exatamente iguais às utilizadas nos perfis, uma vez que foram realizadas separadamente. Contudo, apresentam valores muito semelhantes e descrevem a mesma tendência de variação da resistividade elétrica em profundidade.

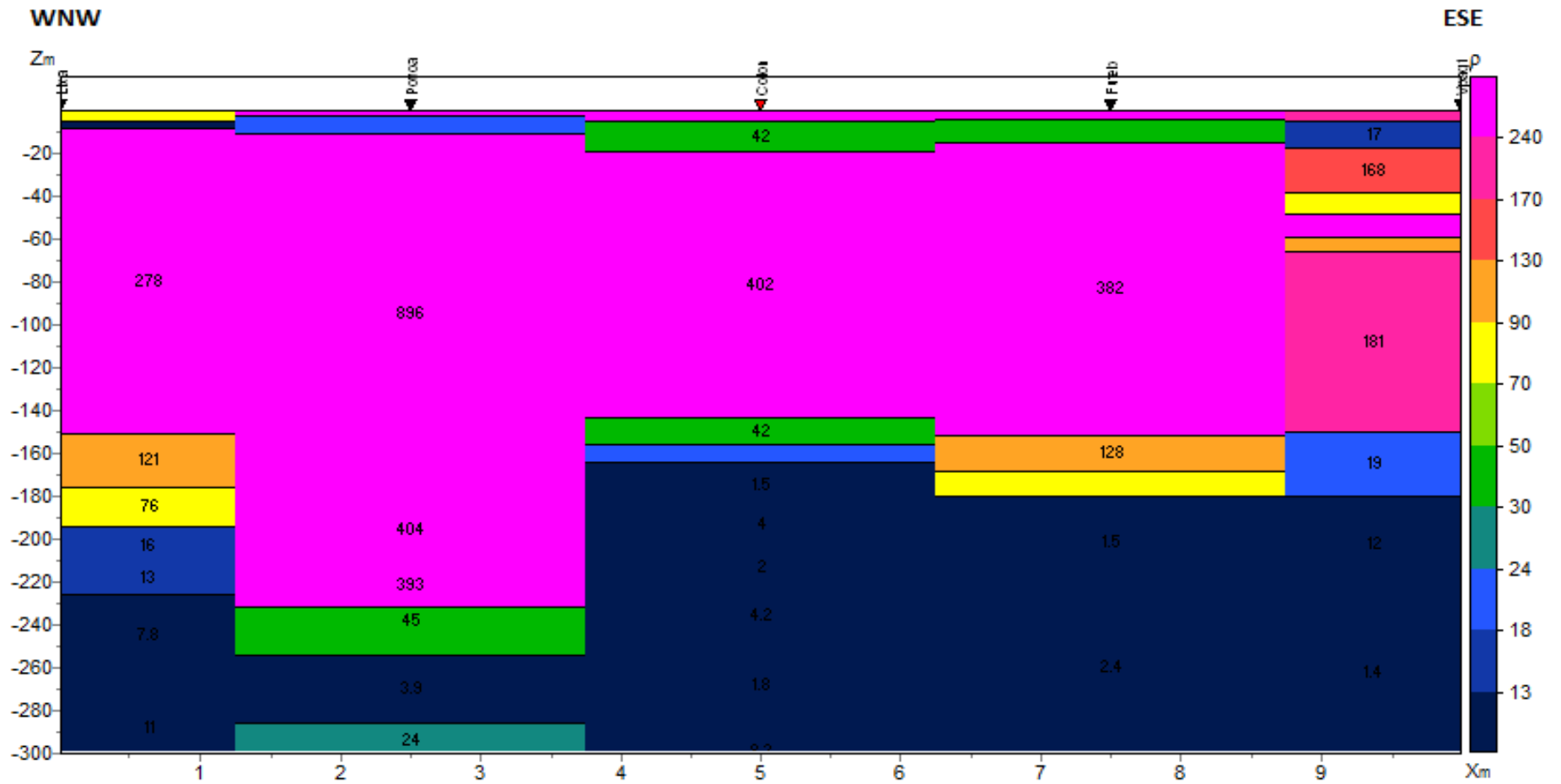


Figura 75: Perfil WNW-ESE, com a opção *layered section*.

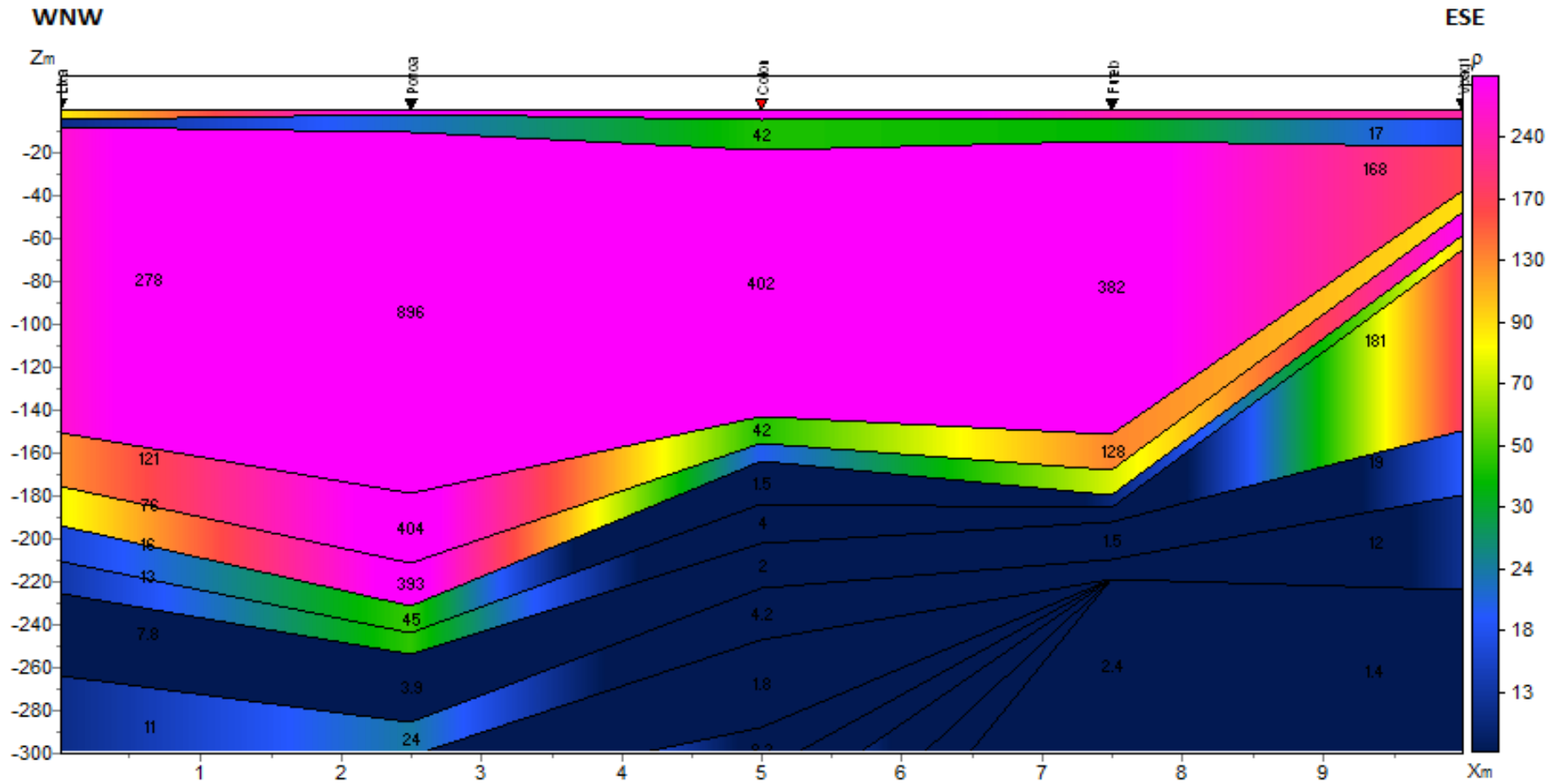


Figura 76: Perfil WNW-ESE, com a opção *smooth section*.

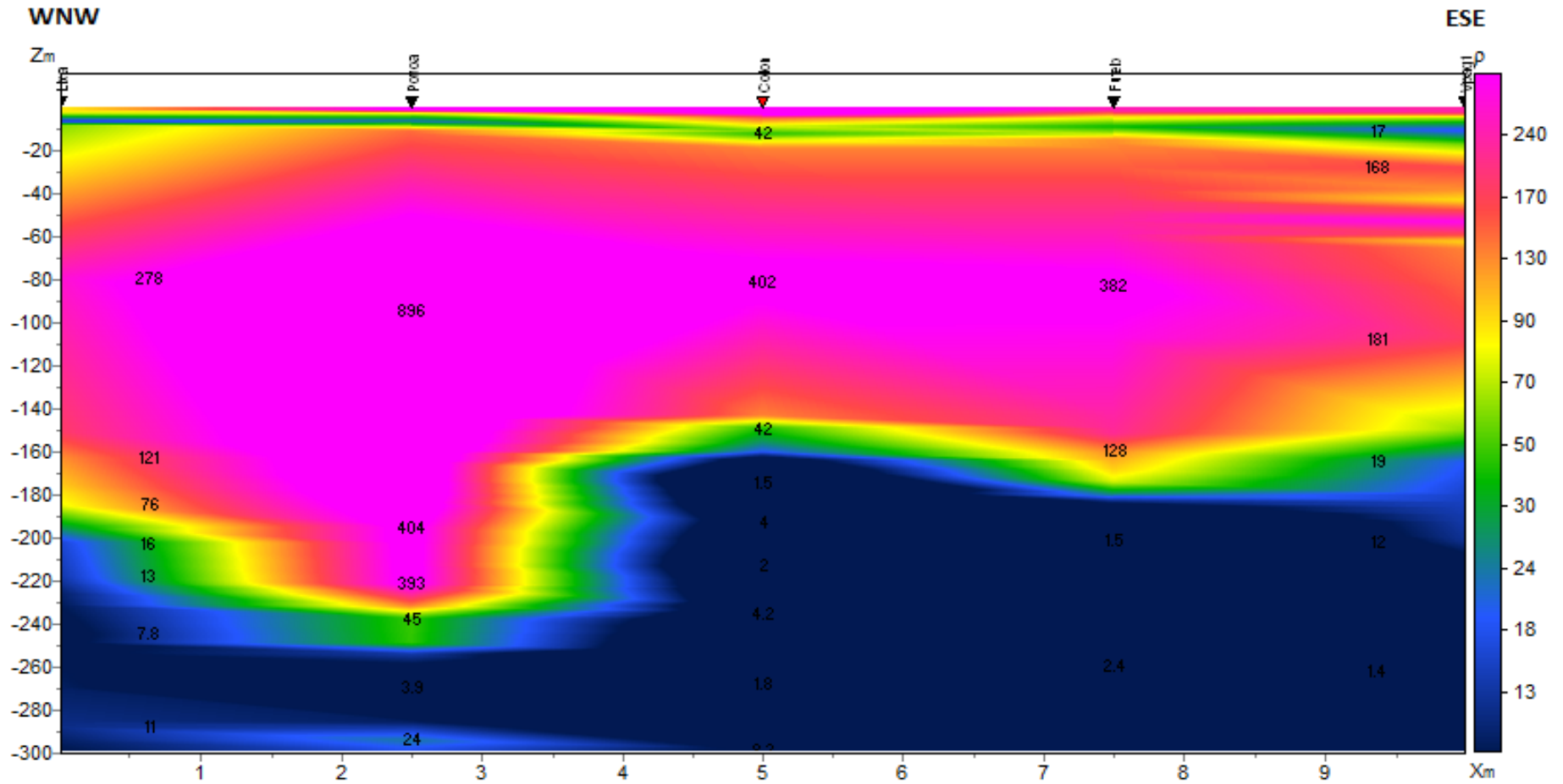


Figura 77: Perfil WNW-ESE, com a opção *contour section*.

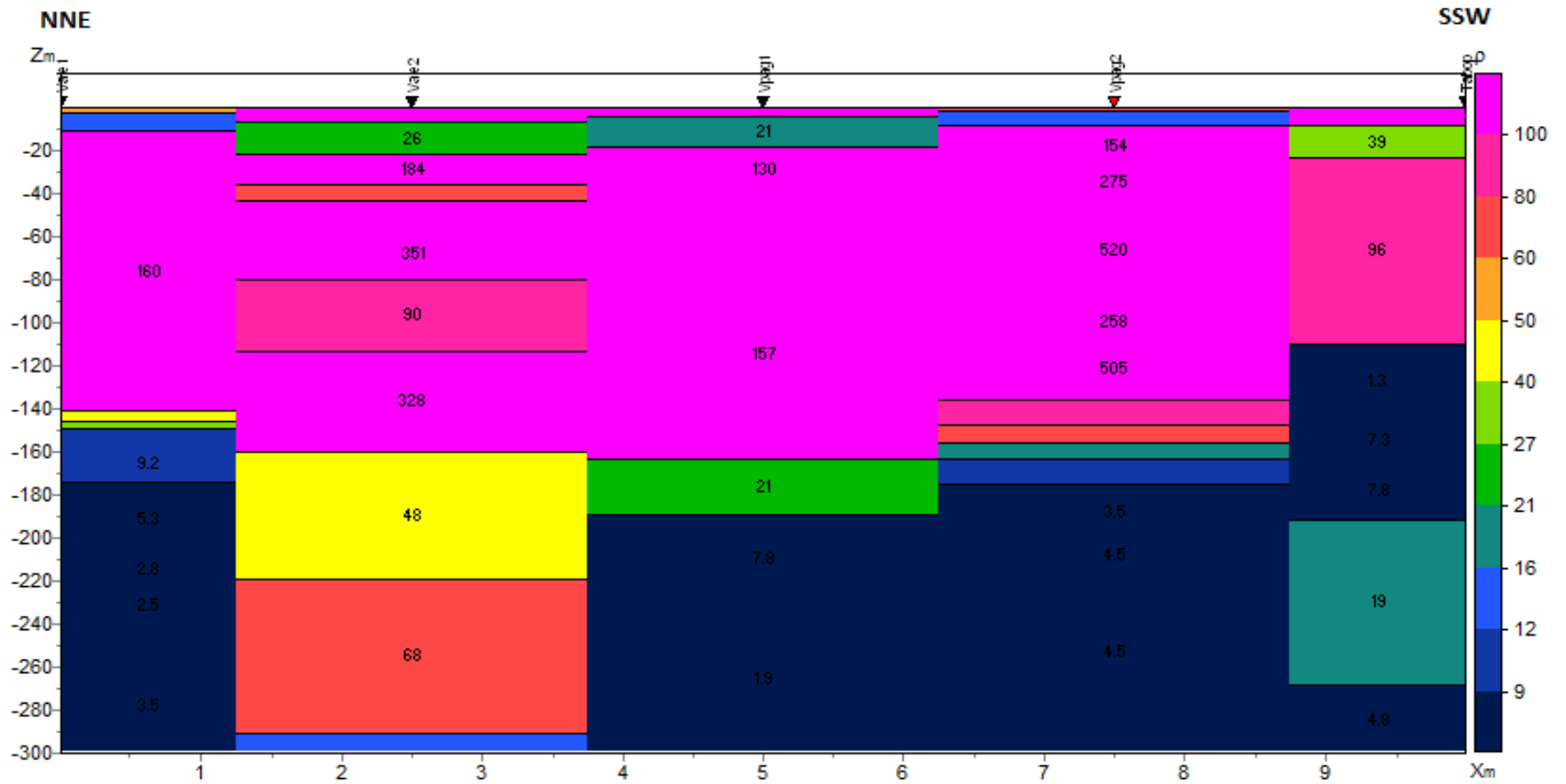


Figura 78: Perfil NNE-SSW, com a opção *layered section*.

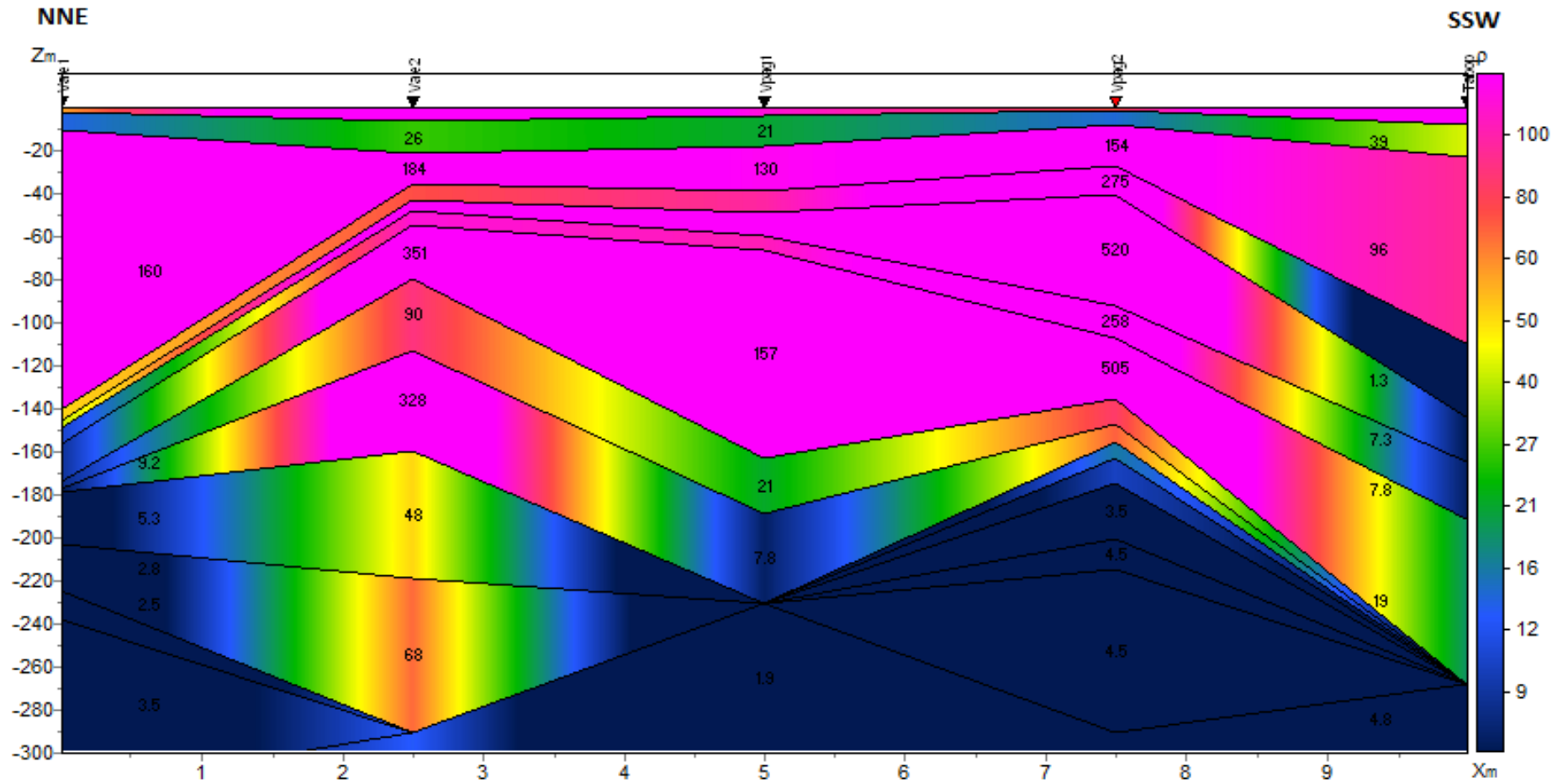


Figura 79: Perfil NNE-SSW, com a opção *smooth section*.

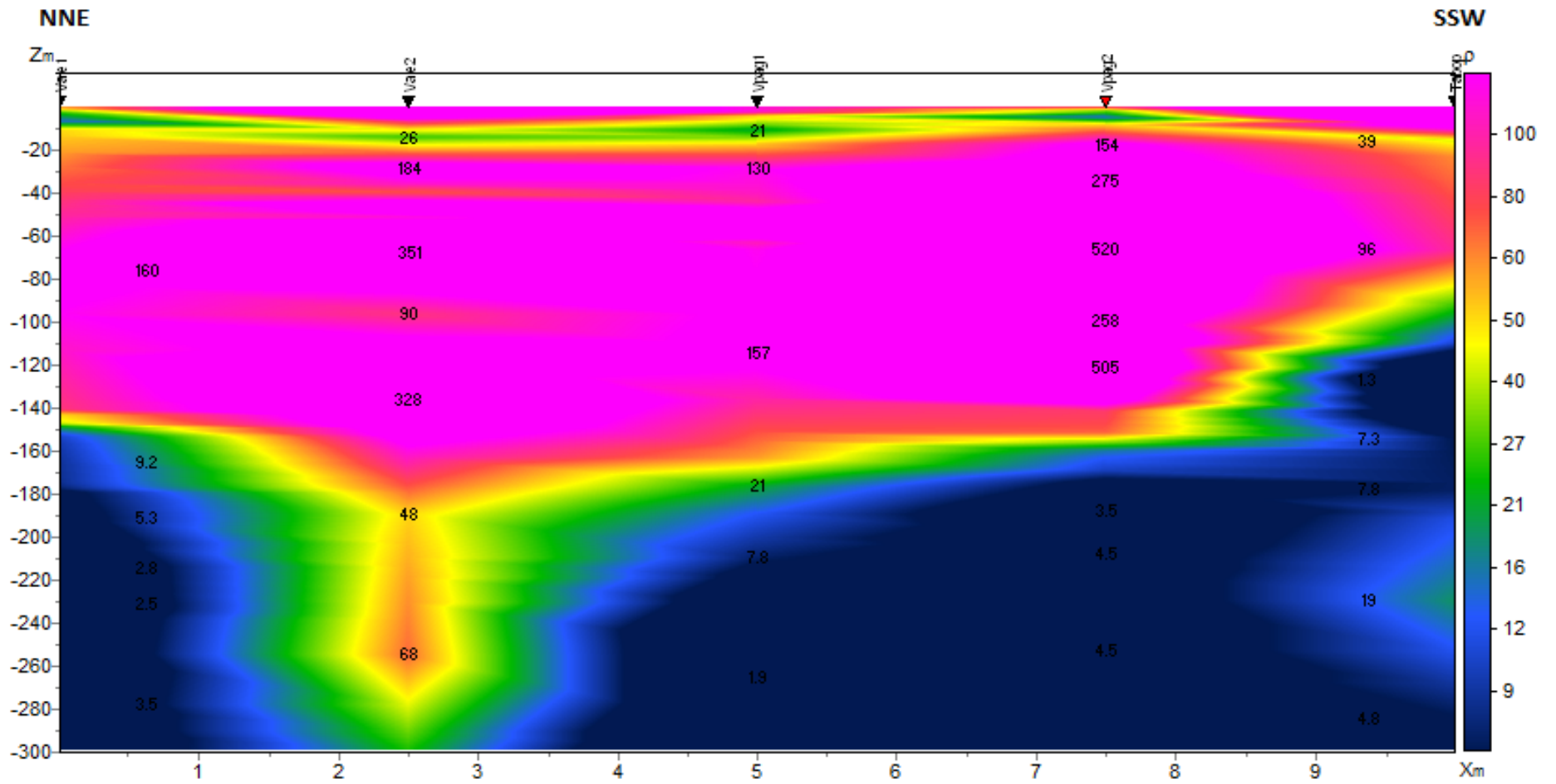


Figura 80: Perfil NNE-SSW, com a opção *contour section*.

## CAPÍTULO 10: INTERPRETAÇÃO DE DADOS



A análise de ambos os perfis permitiu identificar de maneira geral e independentemente das diferenças particulares na variação da resistividade de cada perfil, três blocos principais. Interpreta-se o bloco mais superficial como sendo constituído por material sujeito a alteração, com fina espessura, sempre inferior a 9 m. Prossegue-se um bloco com baixa resistividade característico pela presença do nível freático com valores inferiores a 50 ohm.m ( $\Omega$ .m) e espessura variável entre poucos metros e 15 m. O bloco mais diferenciador entre as distintas litologias é o terceiro bloco, que apesar de apresentar particularidades específicas, caracteriza-se por ser claramente o bloco mais espesso. Em profundidades superiores a este bloco verifica-se uma descida dos valores da resistividade elétrica.

Tal como foi evidenciado no capítulo 9.1.2, o perfil WNW-ESE representado na figura 75, é constituído por cinco sondagens, sendo quatro delas localizadas em granito, para além da sondagem “*Vpag\_1*” situada a este, que está inserida em depósitos de Cobertura, mais propriamente, num aluvião. Mais pormenorizadamente, a sondagem “*Lixa*”, disposta a oeste, encontra-se no Granito de Gouvães da Serra, enquanto que as sondagens “*Povoação*”, “*Colonia*” e “*Futebol*” estão posicionadas no Granito de Vila Pouca de Aguiar.

Analisando o perfil de WNW para ESE, a sondagem “*Lixa*” apresenta um bloco superficial com cerca de 6 metros (m) de espessura com uma resistividade de 85  $\Omega$ .m, seguindo-se um bloco menos espesso, com aproximadamente 4 m e 12  $\Omega$ .m, identificado como possivelmente o nível freático. Mais profundamente identifica-se um bloco muito espesso e com alta resistividade que representará o corpo granito identificado previamente, designado por Granito de Gouvães da Serra. Este bloco apresenta uma espessura de 140 m com cerca de 278  $\Omega$ .m. Posteriormente aos 150 m de profundidade é possível identificar um decréscimo contínuo de resistividade, desde os 121  $\Omega$ .m.

A sondagem “*Povoação*” evidencia um bloco fino na superfície com cerca de 4 m de espessura e uma resistividade aproximada de 400  $\Omega$ .m. Sensivelmente idêntico à variação de resistividade da zona anterior, após o primeiro bloco, identifica-se um bloco de baixa resistividade, representando possivelmente o nível freático com 20  $\Omega$ .m e 7 m de espessura. Posteriormente visualiza-se novamente um bloco com altos valores de resistividade à semelhança do identificado à superfície, representando o Granito de Vila Pouca de Aguiar. Por sua vez, este bloco tem uma espessura de 220 m com uma resistividade a variar, sensivelmente, entre 400 e 900  $\Omega$ .m. Em níveis mais profundos, identifica-se um decréscimo da resistividade com valores inferiores a 45  $\Omega$ .m.

O levantamento “*Colonia*” apresenta um bloco de 430  $\Omega$ .m e espessura de 5 m, seguindo-se um bloco representativo do nível freático com espessura aproximada de 15 m e 42  $\Omega$ .m. O Granito de Vila Pouca de Aguiar é novamente identificado em profundidade por um bloco com 125 m de possança e 400  $\Omega$ .m, com características semelhantes ao primeiro bloco reconhecido nesta sondagem. A profundidades superiores visualiza-se um decréscimo da resistividade dos materiais com valores semelhantes à sondagem anteriores, não atingindo resistividades superiores a 42  $\Omega$ .m.

A seguinte sondagem, designada por “*Futebol*”, inicia-se com um bloco representativo do Granito de Vila Pouca de Aguiar sem a presença de água e com uma resistividade aproximada de 250  $\Omega$ .m e 6 m de espessura. Posteriormente verifica-se uma zona de 10 m de espessura e 40  $\Omega$ .m devido à possível presença de área nesta profundidade. Um bloco de 382  $\Omega$ .m e 130 m de espessura é identificado no prolongamento em profundidade desta sondagem, representando o Granito de Vila Pouca de Aguiar, seguindo-se uma atenuação da resistividade em profundidades superiores a 150 m.

Por fim, este perfil contempla ainda a sondagem “*Vpag\_1*” que está inserida em aluviões, demonstrando uma variação da resistividade em função do tempo diferente, comparativamente às sondagens anteriores. Apesar disso, distingue-se um bloco superficial com alta resistividade, 150  $\Omega$ .m, seguindo-se um bloco com 15 m de espessura e cerca de 20  $\Omega$ .m devido à presença do nível freático nesta litologia. Com uma tendência diferente às sondagens anteriores, o terceiro bloco foi dividido em duas partes. A primeira situa-se entre os 20 e os 50 m, com resistividade ligeiramente inferior, enquanto que a parte mais profunda, desde os 50 até aos 160 m apresenta uma resistividade aproximada de 200  $\Omega$ .m. Em profundidades superiores aos 160 m visualiza-se, em conformidade com sondagens anteriores, uma diminuição da resistividade dos blocos identificáveis.

Numa abordagem geral acerca deste perfil, é possível concluir a presença de um bloco superficial com espessura sempre inferior a 8 m e com altos valores de resistividade. De seguida identifica-se um bloco com valores mais baixos de resistividade, muito provavelmente resultante da presença de água nesta profundidade, devido à presença do nível freático. Posteriormente e principalmente nas sondagens inseridas no Granito de Gouvães da Serra e no Granito de Vila Pouca de Aguiar identifica-se um bloco de grande espessura e resistividade variável entre 250 e 900  $\Omega$ .m. Na sondagem localizada no aluvião, este bloco evidencia menores resistividades e uma variação ligeiramente diferente. Num computo geral, em profundidades superiores ao

bloco descrito anteriormente, representativo do granito local, verifica-se um decréscimo da resistividade elétrica dos materiais.

Relativamente ao perfil realizado ao longo da falha, com orientação NNE-SSW, este é constituído por cinco sondagens, organizadas de norte para sul, denominadas de “Vale\_1”, “Vale\_2”, “Vpag\_1”, “Vpag\_2” e “Tabopan”, sendo que a sondagem “Vale\_1” situa-se no Granito de Vila Pouca de Aguiar, enquanto que as outras quatro intercetam os Depósitos de Cobertura. Mais pormenorizadamente, as sondagens “Vale\_2”, “Vpag\_1” e “Tabopan” estão em aluviões, enquanto a sondagem “Vpag\_2” está inserida em terraços.

Interpretando o perfil de NNE para SSW, a sondagem “Vale\_1” inicia-se com um bloco de 3 m com valores de resistividade inferiores aos 60  $\Omega$ .m, prosseguindo-se uma camada de 8 m com baixa resistividade, aproximadamente, 15  $\Omega$ .m, representando o nível freático. O terceiro bloco apresenta uma resistividade de 160  $\Omega$ .m, com 130 m de espessura. Para valores mais profundos que o terceiro bloco é possível verificar uma descida dos valores de resistividade.

O levantamento “Vale\_2” apresenta um bloco superior com 8 m de espessura e 40  $\Omega$ .m. O nível freático ocorre entre os 8 e 21 m de profundidade com uma resistividade aproximada de 26  $\Omega$ .m. O terceiro bloco desta sondagem apresenta uma variação da resistividade elétrica em profundidade diferente das tendências descritas anteriormente, sendo possível dividir este bloco principal em duas partes. A parte superior situa-se aproximadamente entre os 20 e 50 m, com valores de resistividade inferiores a 200  $\Omega$ .m, enquanto que a parte inferior apresenta uma espessura de 110 m e resistividade inferior a 351  $\Omega$ .m. Entre os 160 e 270 m a resistividade baixa para valores inferiores a 70  $\Omega$ .m, sendo que para maiores profundes se verifica a continuação da tendência decrescente desta característica.

A terceira sondagem, “Vpag\_1”, tem um bloco superficial com sensivelmente 150  $\Omega$ .m e 5 m de espessura, enquanto que o segundo bloco, com a influência da presença de água, apresenta uma resistividade aproximada de 20  $\Omega$ .m com 15 m de possança. Com um comportamento semelhante à sondagem anterior, o terceiro bloco foi dividido em duas partes. A primeira, com uma espessura de 30 m e resistividade ligeiramente inferior, enquanto que a parte mais profunda desse bloco apresenta uma resistividade aproximadamente de 200  $\Omega$ .m, prolongando-se sensivelmente até aos 160 m. Em maiores profundidades verifica-se uma tendência decrescente da resistividade elétrica dos materiais.

A sondagem “*Vpag\_2*” inicia-se com uma fina camada de sensivelmente 85  $\Omega$ .m, seguido do bloco representativo do nível freático, com 15  $\Omega$ .m e 6 m de espessura. A tendência do terceiro bloco é semelhante à observada nas duas sondagens anteriores, uma vez que se verifica até aos 50 m de profundidade valores de resistividade na ordem dos 200  $\Omega$ .m e em maiores profundidades, até aos 135 m verificam-se resistividades aproximadas de 500  $\Omega$ .m. Posteriormente, com o aumento da profundidade verifica-se uma diminuição da resistividade dos materiais.

A última sondagem designada por “*Tabopan*” apresenta um bloco superficial mais espesso, com cerca de 10 m e com altos valores em resistividade, enquanto o segundo bloco, normaliza de acordo com os parâmetros que têm sido identificados nas sondagens anteriores, com valores de resistividade inferiores a 40  $\Omega$ .m e cerca de 13 m de espessura. Ao contrário do primeiro bloco que apresenta os valores mais altos de resistividade comparativamente às restantes sondagens para esta profundidade, o terceiro bloco evidencia valores de resistividade mais baixos, na ordem dos 100  $\Omega$ .m com uma espessura de cerca de 85 m. Verifica-se uma brusca descida dos valores de resistividade para valores mais profundos, identificando-se uma camada com aproximadamente 20  $\Omega$ .m e 80 m de espessura a uma profundidade de 190 m.

Analisando a variação da resistividade numa perspetiva geral do perfil conclui-se, de maneira semelhante ao perfil WNW-ESE, a presença de um bloco superior com alta resistividade e espessura igual ou inferior a 10 m. A profundidades superiores ao primeiro bloco, identifica-se um segundo com características diferentes devido à presença do nível freático. Esse bloco exhibe resistividades inferiores a 40  $\Omega$ .m e uma profundidade máxima de 25 m. Ambos blocos apresentam um comportamento semelhante ao longo do perfil, refletindo-se nas tendências da variação da resistividade de cada sondagem. O terceiro bloco tem um comportamento mais complexo. A sondagem “*Vale\_1*” situa-se no Granito de Vila Pouca de Aguiar e por isso apresenta uma tendência semelhante à generalidade das sondagens que compõem o perfil WNW-ESE, com um terceiro bloco aproximadamente homogéneo e sem variações bruscas de resistividade elétrica. Por outro lado, salienta-se o facto de comparativamente a essas sondagens, apresentar valores inferiores de resistividade para este bloco.

Como foi evidenciado anteriormente, as sondagens restantes deste perfil situam-se em depósitos de cobertura, sendo que as sondagens “*Vale\_2*”, “*Vpag\_1*” e “*Vpag\_2*” exibem tendências do terceiro bloco diferentes às identificadas anteriormente, uma vez que é possível dividir o bloco em duas partes. Destaca-se o facto de a parte superior do bloco apresentar resistividade inferiores, enquanto que a parte mais profunda exhibe

valores mais elevados de resistividade e uma maior espessura. Esta interface entre ambas as partes ocorre sensivelmente aos 50 m de profundidade. A sondagem “*Tabopan*” não obedece a esta tendência, uma vez que apresenta um bloco homogéneo, mas com baixa resistividade e espessura inferior aos blocos descritos anteriormente.

De forma aproximada, a partir dos 160 m verifica-se uma descida dos valores de resistividade elétrica dos matérias.

Comparando os dois perfis evidencia-se que o perfil NNE-SSW apresenta uma variação de valores inferior comparativamente ao WNW-ESE, sendo que tal facto pode ser constatado pela legenda da variação das resistividades em ambas as figuras, devido às litologias intercetadas pelas sondagens de cada perfil. Visualiza-se no perfil WNW-ESE o facto do terceiro bloco, de forma geral, ser mais homogeneizado relativamente à variação da resistividade elétrica do material presente em profundidade, enquanto que no perfil NNE-SSW, esse bloco é mais heterogéneo, possibilitando a sua divisão em duas partes, sendo que a superior apresenta, em média, valores de resistividade ligeiramente inferiores, comparativamente à parte mais profunda deste bloco. Em todas as sondagens constituintes de ambos os perfis é possível identificar que o segundo bloco em profundidade é constituído por materiais com valores de resistividade inferior, comparativamente aos blocos adjacentes a este, representando o nível freático. Como seria de esperar, os blocos com maiores resistividades encontram-se, normalmente, a profundidades superiores a 25 m, procedendo blocos sujeitos a alteração e ao nível freático localizados, em média, acima deste limite. Evidencia-se o facto de a camada representativa pela presença do nível freático ser ligeiramente mais espessa no perfil NNE-SSW, possivelmente devido ao facto deste se localizar na zona de falha e intercetar os depósitos de cobertura.

Através da visualização dos modelos obtidos pelo programa EMMA é possível concluir que de forma geral, os valores de resistividade são mais elevados comparativamente aos valores obtidos pelo TDEM, podendo esta ser uma ocorrência normal, uma vez que os levantamentos foram realizados com uma grande separação geográfica. Apesar desta ocorrência e excluindo os Modelos 5 e 6, que demonstram uma tendência ligeiramente diferente, visualiza-se nos restantes modelos 3 blocos principais, sendo que o segundo bloco em profundidade apresenta valores de resistividade inferiores aos restantes devido à influência do nível freático, estando de acordo com os dados obtidos pelo TDEM. Salienta-se o facto de em alguns modelos esse bloco se encontrar a profundidades superiores, comparativamente aos dados adquiridos pela presente Dissertação. Para profundidades superiores aos 3 blocos

verifica-se uma diminuição dos valores de resistividade elétrica, de forma semelhante aos dados TDEM.

## CAPÍTULO 11: **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Os perfis de resistividade elétrica realizados ao longo da Falha Penacova-Régua-Verin, com orientação NNE-SSW e perpendicularmente a esta, com orientação WNW-ESE, no sector Ocidental de Vila Pouca de Aguiar, permitiram visualizar a tendência da variação da resistividade elétrica dos materiais presentes no subsolo e a variação de valores de cada bloco.

A interpretação destes perfis evidencia três blocos principais, numa análise realizada até sensivelmente 200 m de profundidade. O bloco mais superficial apresenta características muito semelhantes ao longo de toda a área, destacando-se a sua alta resistividade e baixa espessura. De forma similar, o segundo bloco não evidencia bruscas alterações das suas propriedades entre as diferentes sondagens, porém é característico por uma maior espessura e valores de resistividade inferiores comparativamente ao bloco mencionado anteriormente. Salienta-se o facto desses baixos valores de resistividade serem consequência da presença do nível freático naquela profundidade e desta camada apresentar uma espessura ligeiramente superior nas sondagens realizadas ao longo da falha, que intercetam os depósitos de cobertura. O terceiro bloco apresenta características mais diferenciadoras nas diferentes litologias. Em termos gerais, as sondagens que intercetam o Granito de Gouvães da Serra e o Granito de Vila Pouca de Aguiar destacam um terceiro bloco homogéneo, com elevada espessura e altos valores de resistividade. Por outro lado, as sondagens que intercetam os depósitos de cobertura, evidenciam uma tendência diferente neste bloco, uma vez que é possível dividi-lo em duas partes. A parte superior, mais fina e com resistividades mais baixas. E a parte inferior, mais espessa e com altos valores de resistividade elétrica. Para profundidades superiores ao terceiro bloco, verifica-se um decréscimo da resistividade elétrica dos materiais.

Os modelos obtidos pelo programa EMMA, com dados recolhidos por outros autores, demonstram a mesma tendência da variação da resistividade e determinam uma profundidade do nível freático semelhante. Contudo, apresentam valores globalmente mais elevados e uma maior espessura do segundo bloco. De salientar, que estes dados foram retirados nas mesmas litologias, mas em locais geograficamente distantes, o que pode justificar tal facto.

O método apresentou uma boa resposta do modelo conceptual previsto, permitindo ainda a distinção adicional entre zonas de alteração e litologias aparentemente idênticas. Esta foi a primeira tentativa de aplicação do TDEM na região e para além da presença de parques eólicos no Norte de Portugal, pontes, cercas metálicas, assim como linhas e postes de alta tensão que produzem ruído



eletromagnético que interfere com as leituras obtidas, salienta-se o facto de que próximos trabalhos que utilizem um *loop* transmissor e recetor com dimensões superiores a 2500 metros de área, possam ter alguma dificuldade, devido às limitações em termos de terreno disponível para executar os levantamentos.

## REFERÊNCIAS

## Bibliografia

Al-Amoush, H., Al-Tarazi, E., Rajab, J., Al-Dwyek, Y., Al-Atrash, M. & Shudiefat, A. (2015). Geophysical Investigation using time domain electromagnetic method (TDEM) at Wadi Deir Al-Kahaf area/Jordan for groundwater artificial recharge purposes. *Journal of Water Resource and Protection*. Scientific Research Publishing.

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Mining Met. Eng.*, 146, 54–62.

Auken, E., Breiner, M., Nebel, L., Pellerin, L., Thomsen, P., Sorensen, K. (2001). EMMA - Electromagnetic modelling and analysis. *EEGS Birmingham Proceedings*. Anonymous. Anonymous. Birmingham, U.K.:EEGS. 114-115, 2001. JED.

Auken, E., Nebel, L., Sorensen, K., Breiner, M., Pellerin, L., Christensen, N. (2002). EMMA - A Geophysical Training and Education Tool for Electromagnetic Modeling and Analysis. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. V. 7, Issue 2, 57 - 68.

Barrocu, G. & Ranieri, G. (2000). TDEM: A useful tool for identifying and monitoring the fresh-saltwater interface. Department of Territorial Engineering. Faculty of Engineering – University of Cagliari, Italy.

Batista, J. (1998). Estudo neotectónico da zona de falha Penacova-Régua-Verin. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (Dissertação de Doutoramento).

Bortolozo, C. (2011). Inversão conjunta 1D de dados de SEV e TDEM: Aplicações em hidrogeologia. Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Geofísica (Dissertação de Mestrado).

Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting: *Geophysics*, 18, 605–635, doi: 10.1190/1.1437915.

Christiansen, A., Auken, E., Sorensen, K. (2009). *Groundwater Geophysics, A Tool for Hydrogeology*. 2<sup>nd</sup> ed: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-540-88404-0. The transient electromagnetic method, 179-225.

Cox, C. S. (1981). On the electrical conductivity of the oceanic lithosphere: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, no. 3, 196–201, doi: 10.1016/0031-9201\_81\_90061-3.

Danielsen, J., Auken, E., Jørgensen, F., Søndegaard, V., Sørensen, K. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 181-198.

Dentith, M. & Mudge, S. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. 1<sup>st</sup> ed: Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-80951-1.

Fantaye, T. (2010). Magnetotelluric and transient electromagnetic methods in geothermal exploration with examples from the Krýsuvík area, SW-Iceland. Report 12. United Nations University. Geothermal training programme.

Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L. (1987). Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In: Geologia de lo Granitoides y Rocas associadas del Macizo Hespérico*, Bea, *et al.* (eds) Editorial Rueda, Madrid (Libro Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola), 37-51.

Filippini, R., Ottonello, C., Pagnan, S., Tacconi, G. (2003). TDEM for Martian *in situ* resource prospecting missions. *Annals of geophysics*, V. 46, N. 3.

Filloux, J. H. (1979). Magnetotelluric and related electromagnetic investigations in geophysics: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 17, no. 2, 282–294, doi: 10.1029/RG017i002p00282.

Fountain, D. (1998). Airborne electromagnetic systems—50 years of development: *Exploration Geophysics*, 29, 1–11, Doi: 10.1071/EG998001.

Fox, R. W. (1820). On the electro-magnetic properties of metalliferous veins in the mines of Cornwall: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 120, no. 0, 399–414.

Georgsson, L. (2009). Geophysical methods used in geothermal exploration. United Nations University Geothermal Training Programme. Orkustofnun, Reykjavik, Iceland.

Gish, O. H. & Rooney, W. J. (1925). Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth: *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 30, 161–188.

Goldman, M., Gvirtzman, H., Hurwitz, S. (2004). Mapping saline groundwater beneath the Sea of Galilee and its vicinity using time domain electromagnetic (TDEM) geophysical technique. *Israel Journal of Earth Sciences*, V. 53, 187-197.

Gonçalves, R. (2012). Hydrochemical water prediction (water quality) with transient electromagnetic soundings (TEM). Universidade de Lisboa, Faculdade de

Ciências, Departamento de engenharia geográfica, geofísica e energia (Dissertação de Doutoramento).

Heiland, C. A. (1926). Instruments and methods for the discovery of useful mineral deposits: *Engineering and Mining Journal*, 121, no. 9, 47–49, 56–57.

Hurwitz, S., Goldman, M., Ezersky, M., Gvirtzman, H. (1999). Geophysical (Time Domain Electromagnetic Model) delineation of a shallow brine beneath a freshwater lake, the Sea of Galilee, Israel. *Water resources research*, V. 35, N. 12, 3631-3638.

Jakosky, J. J. (1940). *Exploration geophysics*, 2nd ed: Times-Mirror Press.

Kazlauskas, E. (2010). Multi-fold TDEM experiment design for the near-surface conductivity mapping. Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University (Dissertação de Mestrado).

Kearey, P., Brook, M. & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*, 3rd ed: Blackwell Science Ltd.

Lourenço, J. (2006). Contribuição para o conhecimento do modelo geológico-estrutural da Bacia de Telões por métodos geofísicos integrados. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. (Dissertação de Doutoramento).

Lundberg, H. (1922). *Practical experience in electrical prospecting*: Geological Survey of Sweden.

McNeill, J. D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies, *in Geotechnical and Environmental Geophysics*, 5<sup>th</sup> ed: Stanley H. Ward, Society of Exploration Geophysicists. ISBN 978-0931830990.

McNeill, J. D. (1994). Principles and application of the Time Domain Electromagnetic techniques for resistivity sounding. Technical Notes TN-27. Geonics Limited, Mississauga, Ontário.

Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M., Evans, L. (1988). Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California. *Ground Water*, Vol. 26, Nº 6, Doi: 10.1111/j.1745-6584.1988.tb00428.x.

Nabighian, M. N. (1979). Quasi-static transient response of a conducting half-space – an approximate representation. *Geophysics*. V. 44, 1700-1706.

Nabighian, M. N. & Mcnae, J. C. (1991). Time domain electromagnetic prospecting methods, in Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 2A, Society of Exploration Geophysics, 427-520.

Noronha, F., Ribeiro, M. A., Martins, H. C., Lima, J. (1998). Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50000. Folha 6-D, Vila Pouca de Aguiar. Instituto geológico e mineiro, Lisboa.

Novysh, V. V. & Fonarev G. A. (1966). The results of the electromagnetic study in the Arctic Ocean: *Geomagnetizm i Aeronomia*, 6, 406–409.

Oldenborger, G., Pugin, A., Hinton, M., Pullan, S., Russell, H., Sharpe, D. (2010). Airborne time-domain electromagnetic data for mapping and characterization of the Spiritwood Valley aquifer, Manitoba, Canada. Geological Survey of Canada, Current Research 2010-11.

Parker, R.L. (1977). Understanding inverse theory. *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, 5, 35–64.

Rikitake, T. (1950). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior. 2: Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 28, 263–283.

Rodriguez, B. D., Deszcz-Pan, M. & Sawyer, D. A. (2006). Electromagnetic Studies and subsurface mapping of electrical resistivity in the La Bajada Constriction area, New Mexico. Chapter F of "The Cerrillos uplift, the La Bajada Constriction, and hydrogeologic framework of the Santo Domingo Basin, Rio Grande rift, New Mexico." Professional paper 1720-F.

Rowland, B. (2002). A discussion of geophysical techniques: Time-domain electromagnetic explotation. Northwest Geophysical Associates, Inc.

Sant'Ovaia, H. (2000). O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar. Estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação (Dissertação de Doutoramento).

Sant'Ovaia, H., Ribeiro, M. A., Martins, H. & Noronha, F. (2011). Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50000. Notícia Explicativa da Folha 6-D, Vila Pouca de Aguiar. Laboratório nacional de energia e geologia (LNEG), Lisboa.

Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J. & Descloîtres, M. (2000). Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the super sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics* 21: 371-390.

Sharma, P. V. (1997). Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics, 2<sup>nd</sup> ed: Cambridge University Press. ISBN 0-521-32693-1 – ISBN 0-521-33938-3.

Tikhonov, A. N. (1950). On the determination of electrical characteristics of deep layers of the earth's crust \_in Russian\_: Doklady, 73, 295–297.

Trofimov, I. L., & Fonarev G. A. (1972). Some results of the magnetotelluric profiling in the Arctic Ocean: Izvestia, Physics of the Earth, 2, 81–92.

Tscherrig, P. (2005). A sensitivity study for time domain electromagnetic surveys. Institute of Geophysics, ETH-Hönggerberg, Zurich, Switzerland.

Wenner, F. (1928). A method of measuring earth resistivity: U. S. Bureau of Standards Bulletin 258.

Zhdanov, M. S. (2010). Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead, Geophysics, 75, no.5, 75A49-75A66, doi: 10.1190/1.3483901.

## **Manuais de utilizador**

Manual de utilizador do programa TEMBIN. Primary processing of TEM data with the AIE-2 system. Version 4.0. Elgeo Ltd. Research and Production Company. Reference Manual. Saint-Petersburg. 2015.

Manual de utilizador do programa ZONDTEM1D. Program for one-dimensional data interpretation of transient electromagnetic method using arbitrary source-receiver configuration (loop/line/dipole). Zond geophysical software. Saint Petersburg 2001-2015.

## **Webgrafia**

<http://geoportal.lneg.pt/geoportal>

Unsworth, M. (2014). Geophysics 424 - Electromagnetic and potential field methods. Aulas lecionadas na Universidade de Alberta, Canada. Última atualização, 8 de Agosto de 2015. Disponíveis online:

Capítulo A: <https://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/424/notes424/424A-Fall2014.pdf>

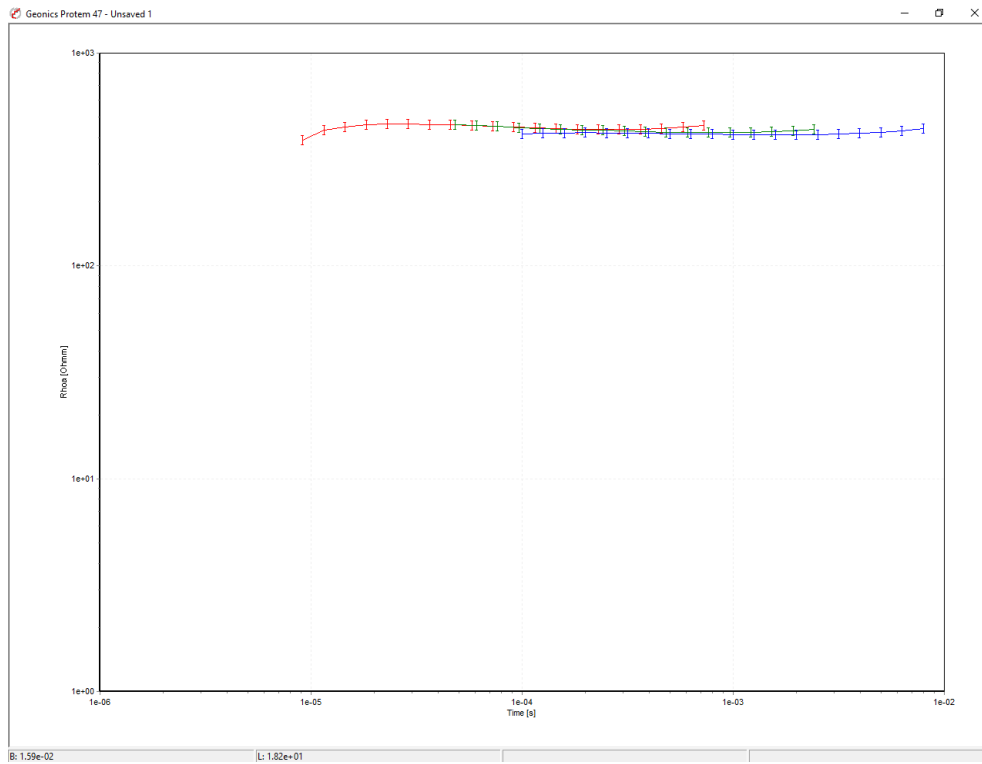
Capítulo B: <https://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/424/notes424/424B-Fall2014.pdf>

Capítulo F: <https://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/424/notes424/424F-Fall2014.pdf>

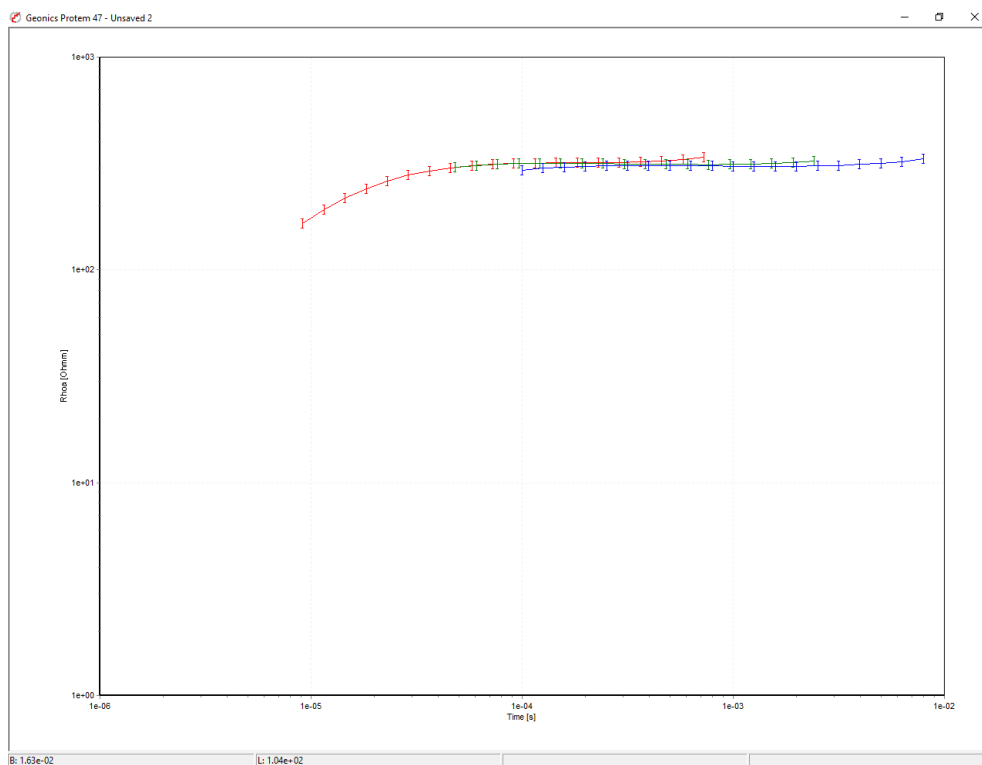


## **ANEXOS**

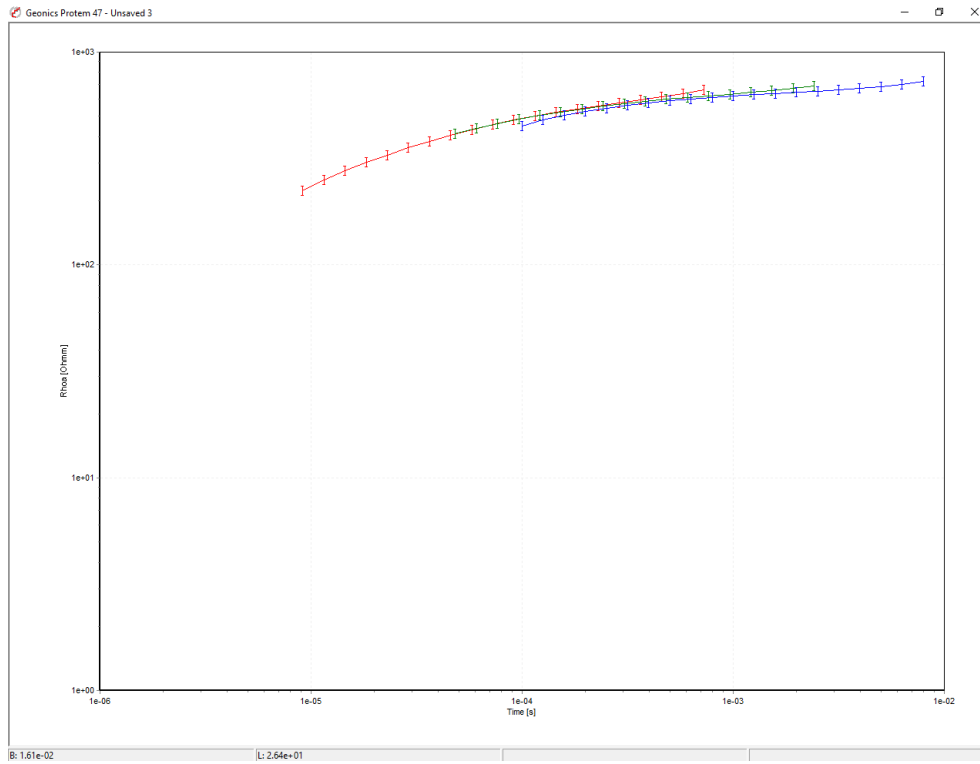
## Anexo 1



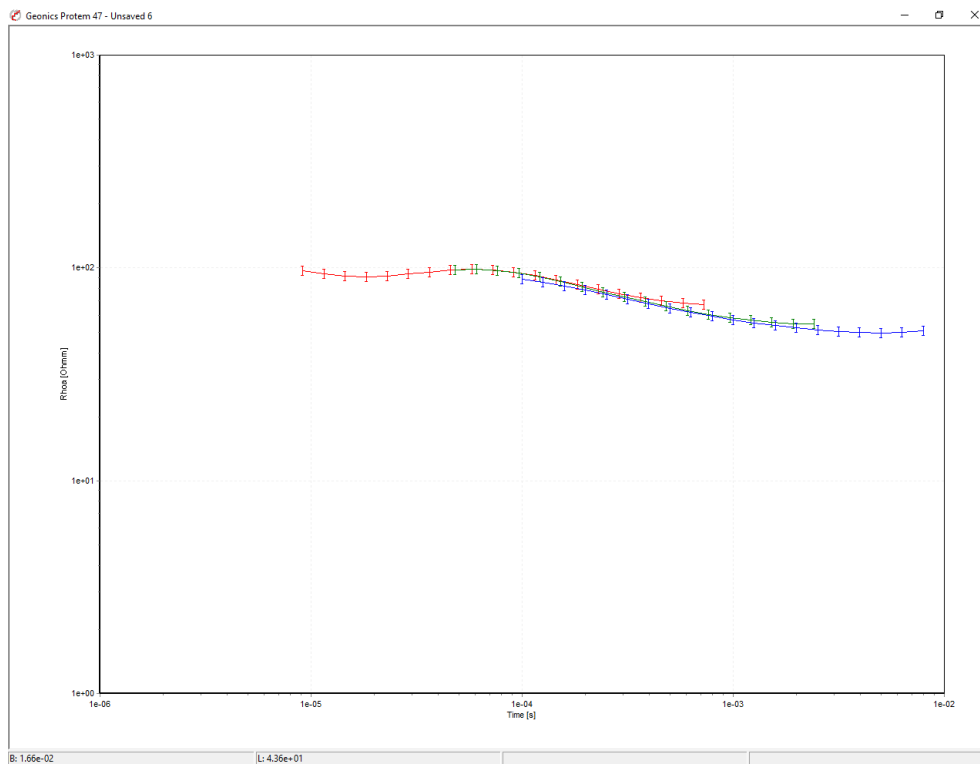
Anexo 1.1: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 1.



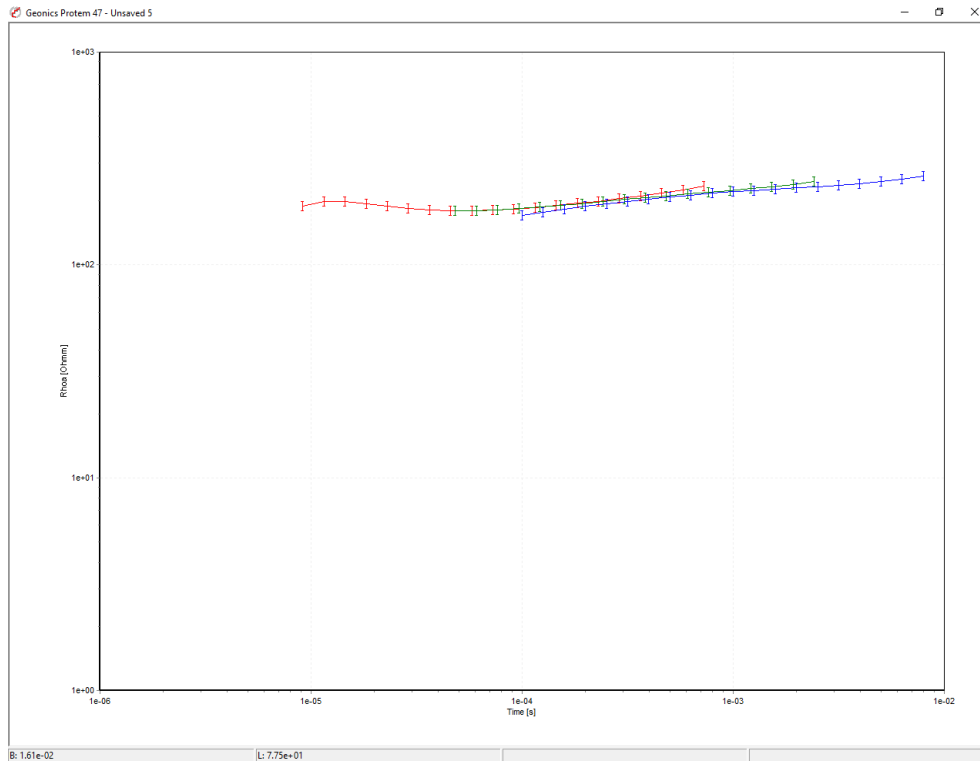
Anexo 1.2: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 2.



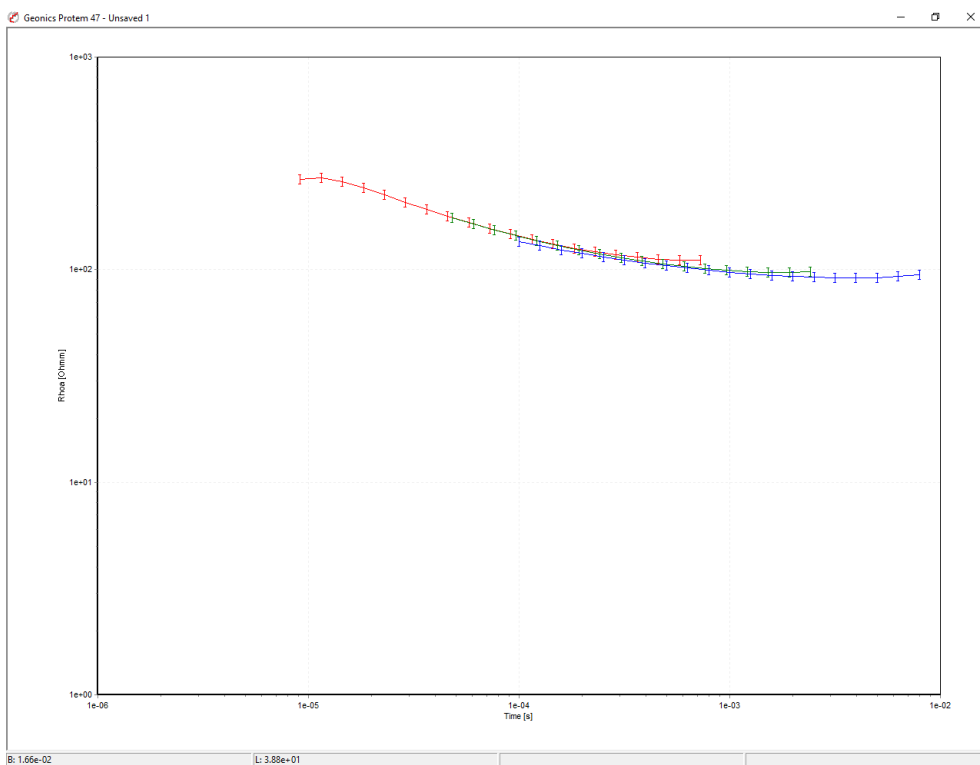
Anexo 1.3: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 3.



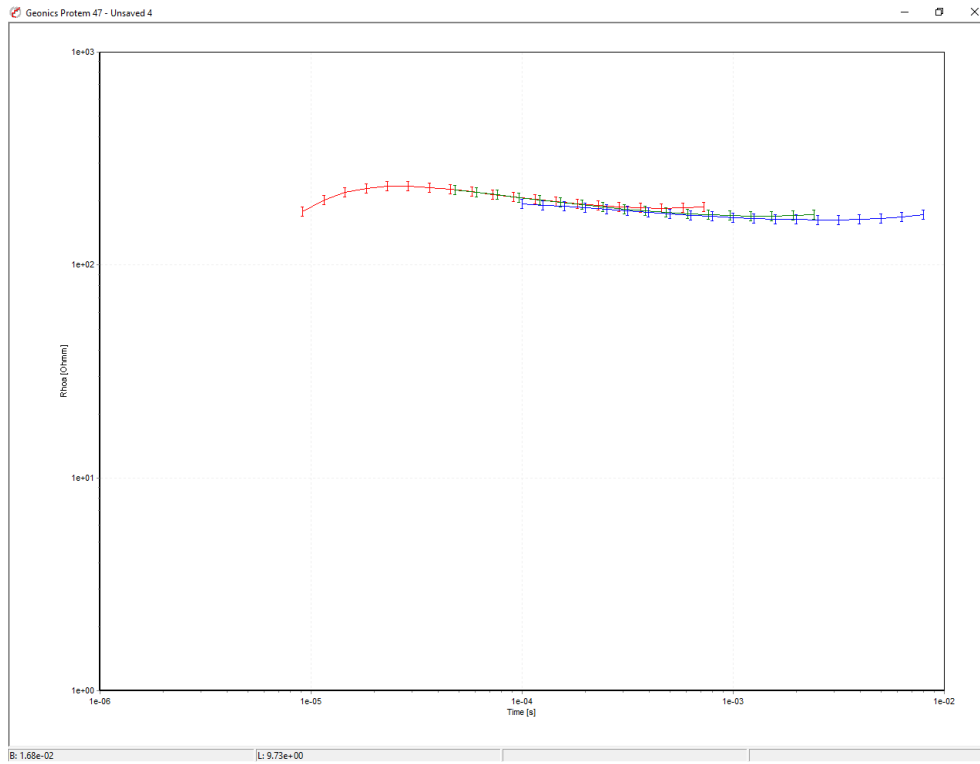
Anexo 1.4: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 4.



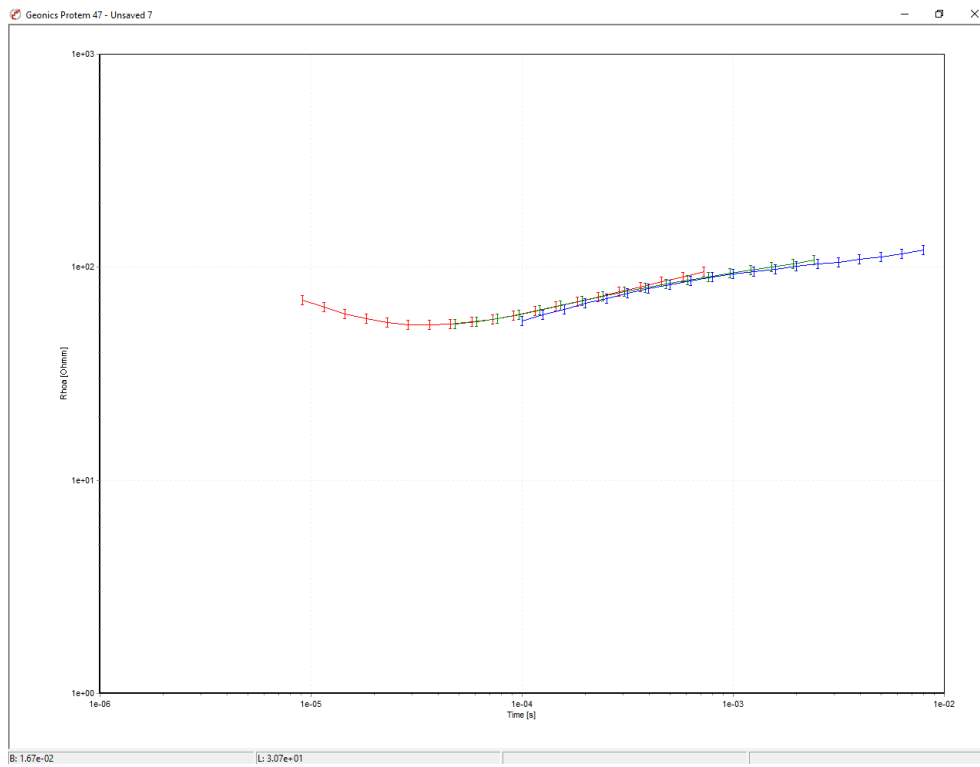
Anexo 1.5: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 5.



Anexo 1.6: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 6.

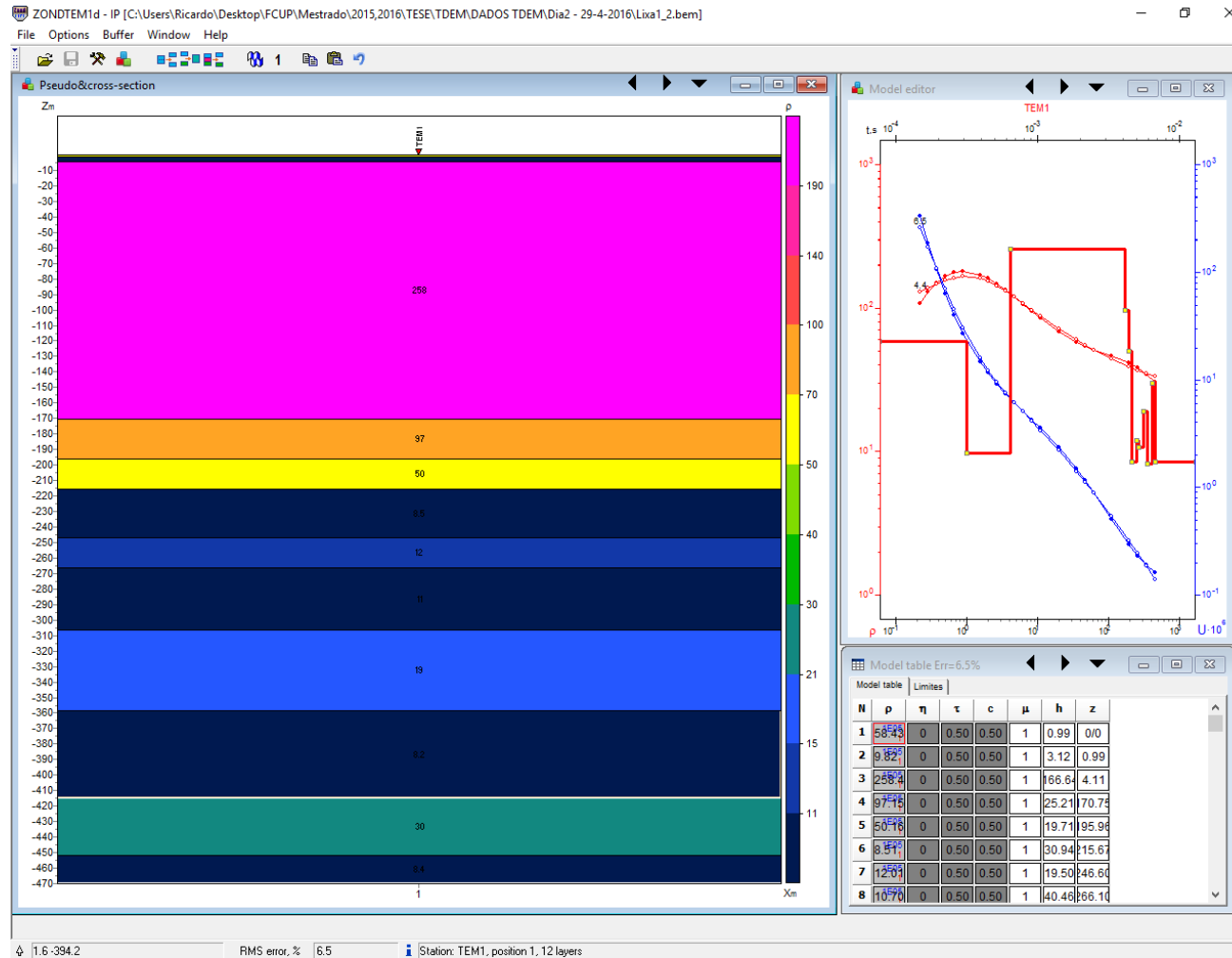


Anexo 1.7: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 7.

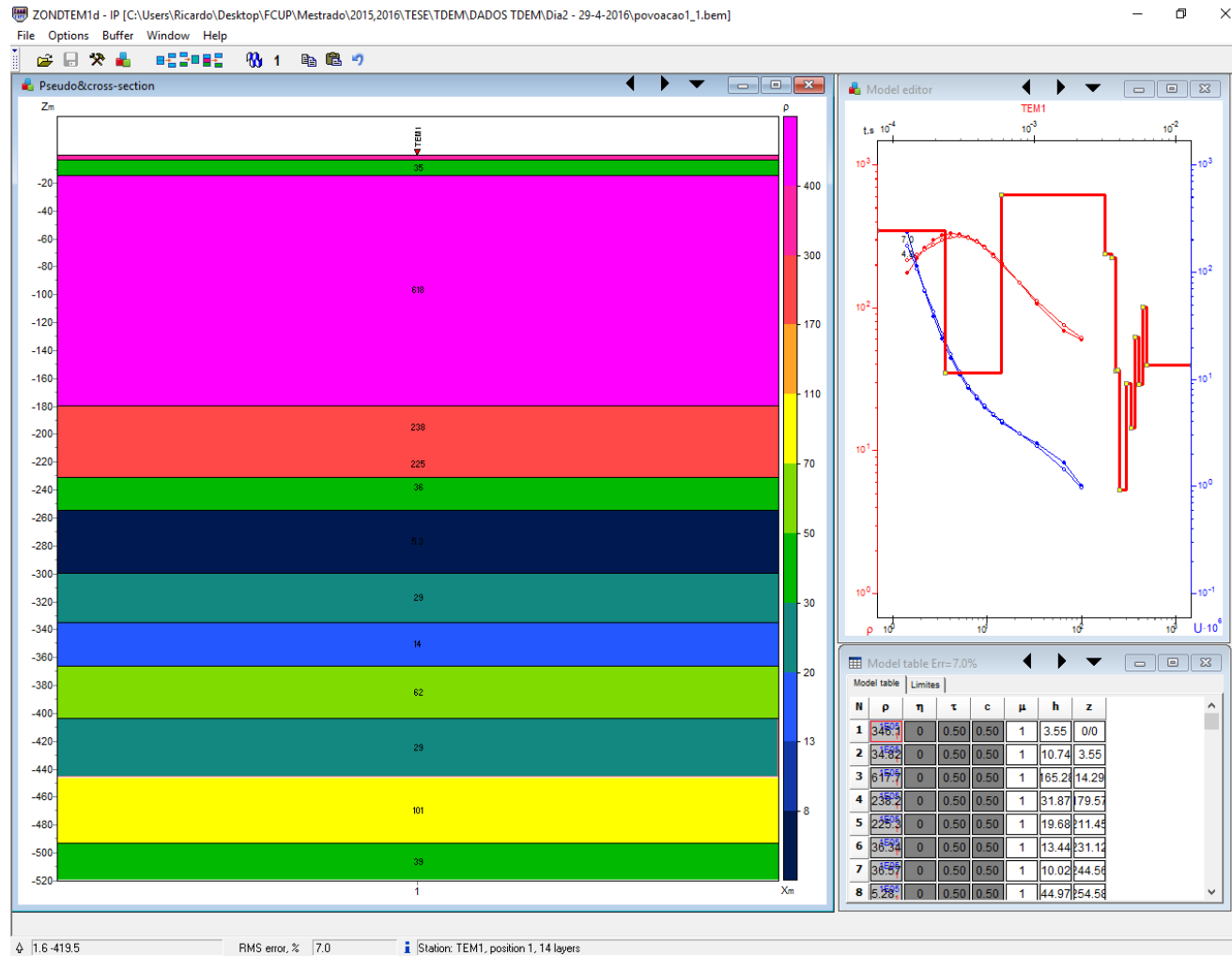


Anexo 1.8: Curva de variação da resistividade aparente em função ao tempo, correspondente ao modelo 8.

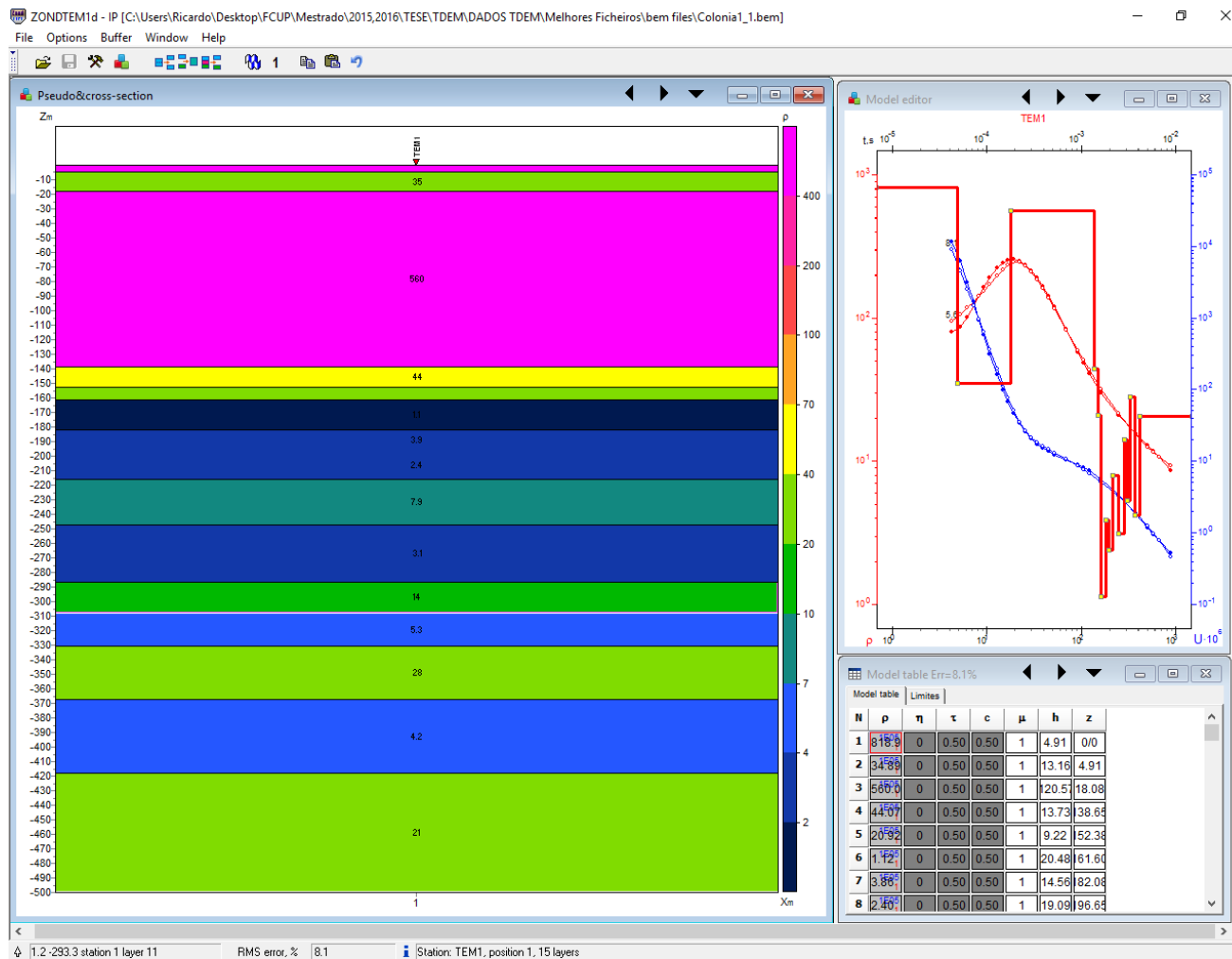
## Anexo 2



Anexo 2.1: Sondagem "Lixa".

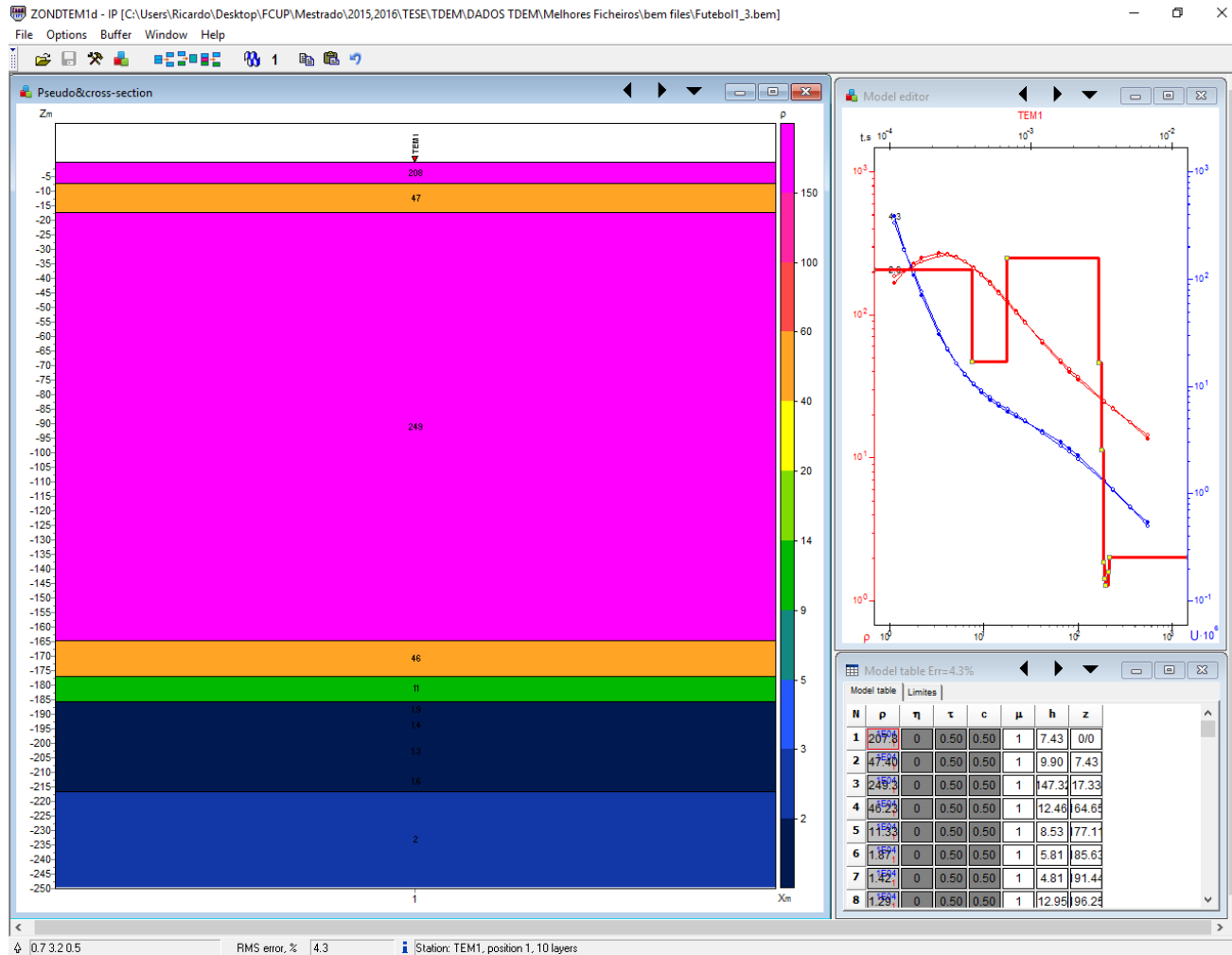


Anexo 2.2: Sondagem "Povoação".

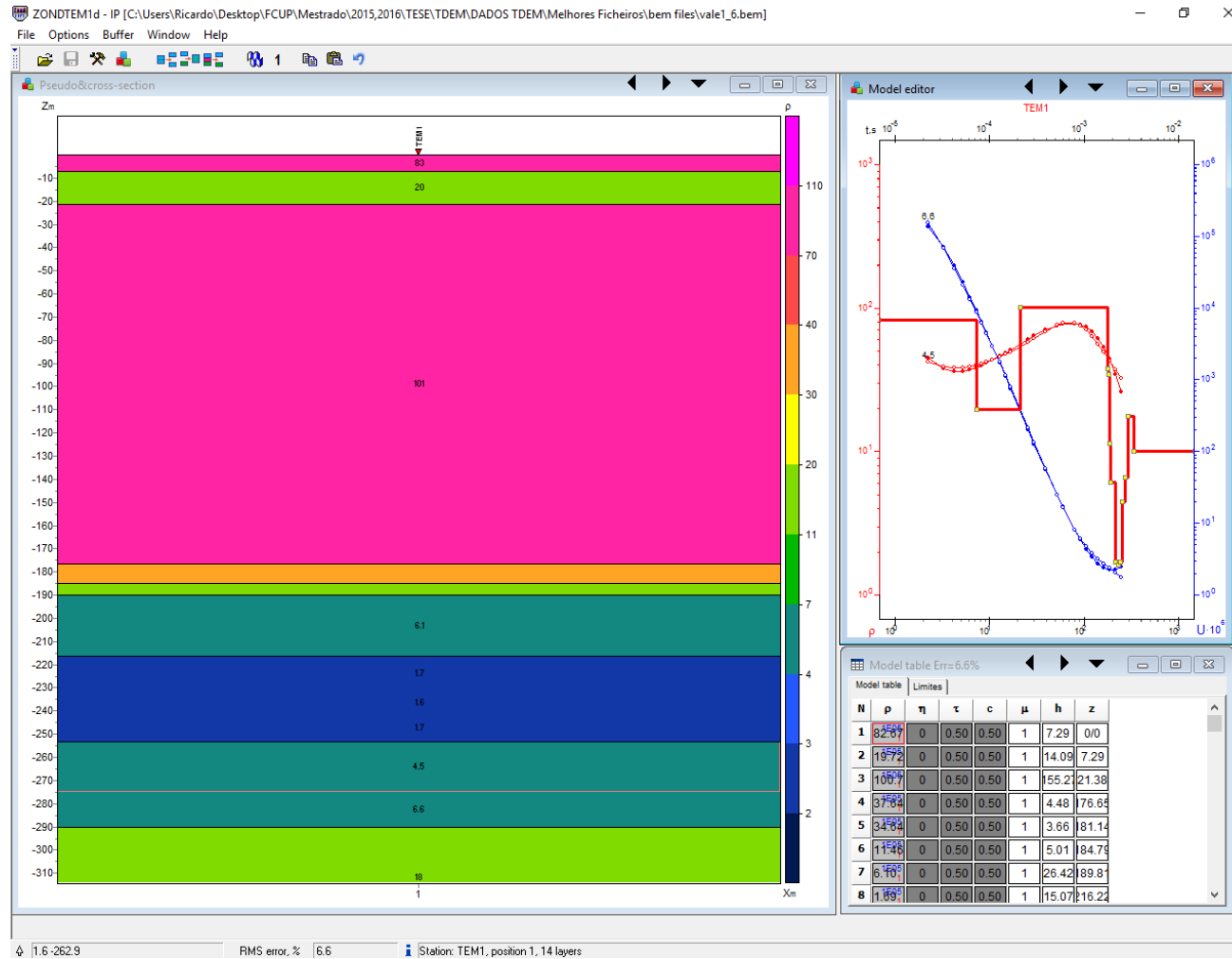


Anexo 2.3: Sondagem "Colonia".

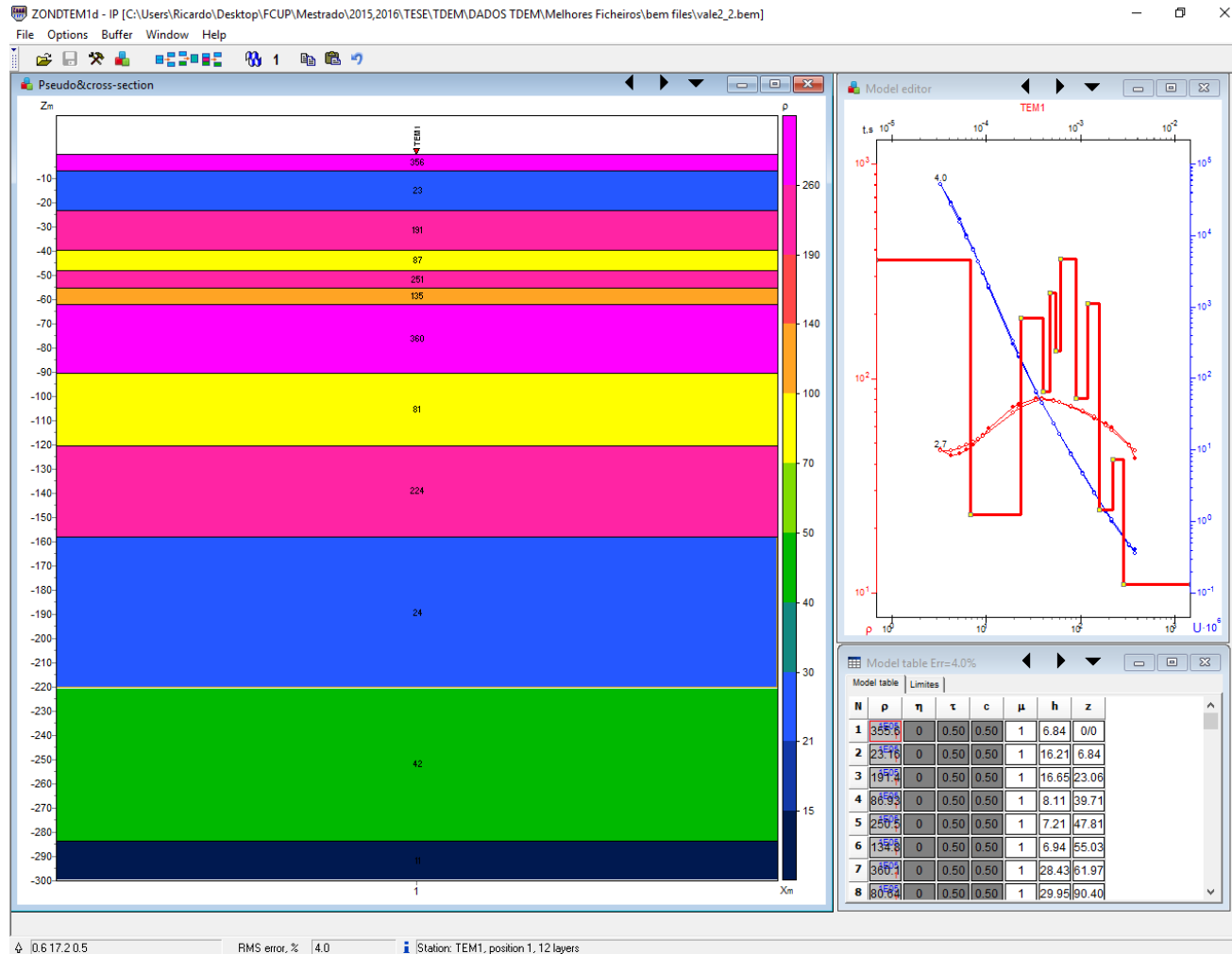




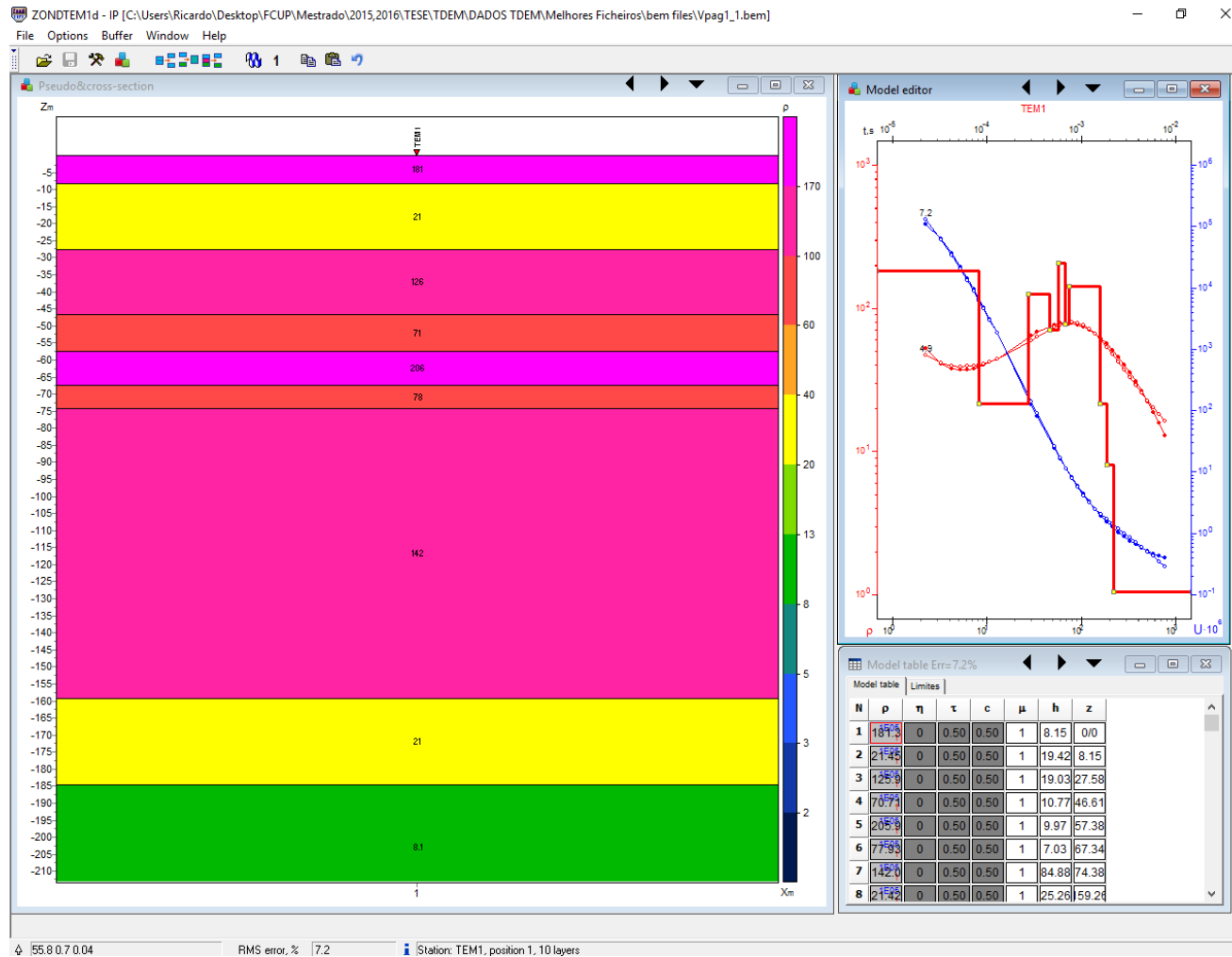
Anexo 2.4: Sondagem "Futebol".



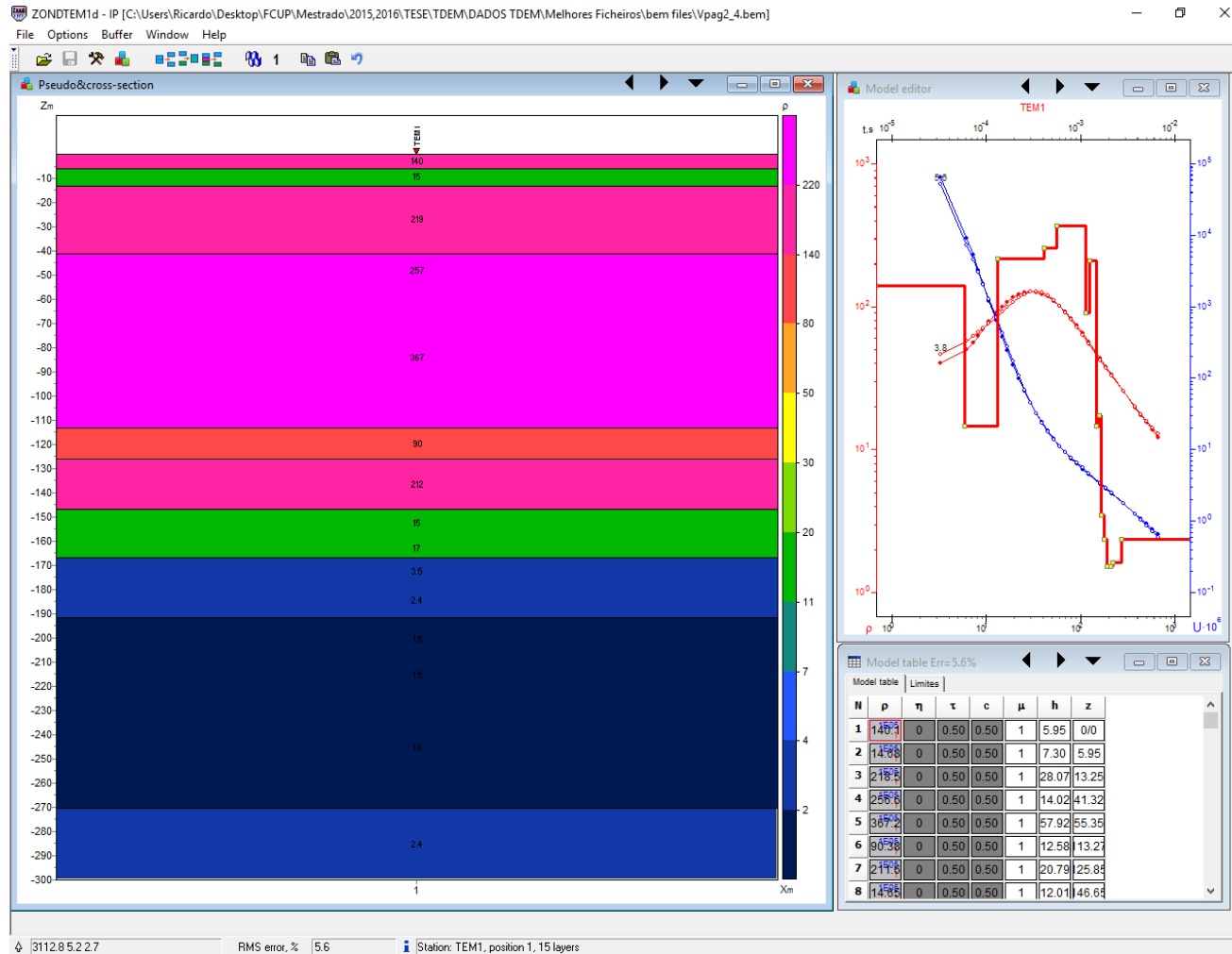
Anexo 2.5: Sondagem "Vale\_1".



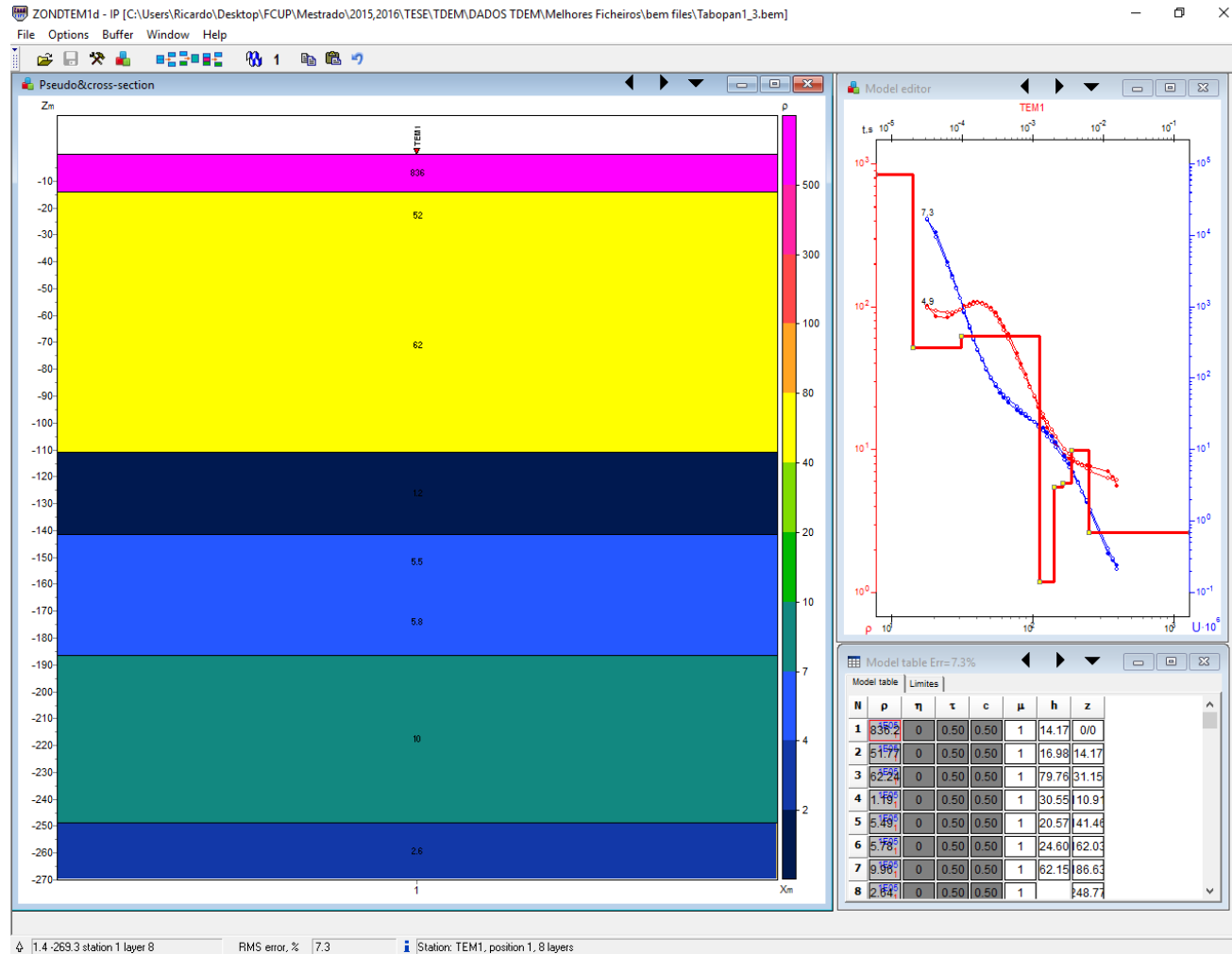
Anexo 2.6: Sondagem "Vale\_2".



Anexo 2.7: Sondagem "Vpag\_1".



Anexo 2.8: Sondagem "Vpag\_2".



Anexo 2.9: Sondagem "Tabopan".