

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



**METODOLOGIAS DE PROSPECÇÃO  
GEOFÍSICA APLICADAS A PROBLEMAS  
AMBIENTAIS E GEOTÉCNICOS. APLICAÇÃO  
CONJUNTA DE MÉTODOS ELÉCTRICOS E  
SÍSMICOS**

**Rogério Paulo Vigário Mota**

DOUTORAMENTO EM FÍSICA  
(Especialização em Geofísica Interna)

**2006**



UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



**METODOLOGIAS DE PROSPECÇÃO**  
**GEOFÍSICA APLICADAS A PROBLEMAS**  
**AMBIENTAIS E GEOTÉCNICOS. APLICAÇÃO**  
**CONJUNTA DE MÉTODOS ELÉCTRICOS E**  
**SÍSMICOS**

**Rogério Paulo Vigário Mota**

DOUTORAMENTO EM FÍSICA  
(Especialização em Geofísica Interna)

Tese orientada pelo Prof. Doutor Fernando Acácio Monteiro dos Santos

**2006**



# Índice de texto

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>2. PROSPECÇÃO GEOFÍSICA POR MÉTODOS ELÉCTRICOS .....</b>	<b>5</b>
<b>2.1 Fundamentos teóricos.....</b>	<b>6</b>
2.1.1 Conceitos básicos.....	6
2.1.2 A anisotropia do meio.....	9
2.1.3 A porosidade e o grau de saturação do meio.....	10
2.1.4 O conteúdo em argila e a condução da corrente eléctrica.....	11
2.1.5 Perfis de resistividade/Tomografias de Resistividade Eléctrica .....	15
<b>2.2 Aplicações ao ambiente .....</b>	<b>18</b>
2.2.1 Aterro sanitário .....	20
2.2.1.1 Enquadramento geológico.....	20
2.2.1.2 Trabalhos realizados .....	21
2.2.1.2.1 Perfis de resistividade eléctrica (Campanha de 2000) .....	22
2.2.1.2.2 SEV azimutais.....	24
2.2.1.2.3 Perfis de potencial espontâneo.....	25
2.2.1.3 Resultados.....	25
2.2.1.3.1 Perfis de resistividade eléctrica (Campanha de 2000) .....	25
2.2.1.3.2 SEV azimutais.....	27
2.2.1.3.3 Perfis de potencial espontâneo.....	29
2.2.1.3.4 Campanhas de 2001, 2004 e 2006. Evolução da resistividade com o tempo...30	
2.2.1.4 Interpretações e discussão dos resultados .....	32
2.2.1.5 Conclusões .....	36
2.2.2 Lixeira da Patã .....	36
2.2.2.1 Trabalhos realizados .....	36
2.2.2.2 Resultados obtidos e sua interpretação .....	38
2.2.2.3 Conclusões .....	43
<b>2.3 Aplicações à geotecnia .....</b>	<b>43</b>
2.3.1 Alvo resistivo em meio resistivo.....	44
2.3.1.1 Trabalhos realizados .....	44
2.3.1.2 Resultados obtidos. Discussão e conclusões.....	45

2.3.2	Alvo resistivo em meio condutor .....	48
2.3.2.1	Trabalhos realizados.....	48
2.3.2.2	Resultados obtidos .....	49
2.3.2.3	Conclusões .....	50
2.3.3	Detecção de alvos resistivos de pequena espessura e identificação de interfaces inclinadas. Aterro experimental executado no LNEC .....	51
2.3.3.1	Descrição dos trabalhos realizados e respectivos resultados.....	51
2.3.3.2	Conclusões .....	58
<b>2.4</b>	<b>Conclusões .....</b>	<b>58</b>
<b>3</b>	<b>PROSPECÇÃO GEOFÍSICA POR MÉTODOS SÍSMICOS .....</b>	<b>61</b>
<b>3.1</b>	<b>Generalidades.....</b>	<b>61</b>
<b>3.2</b>	<b>Propriedades elásticas e velocidade de propagação das ondas sísmicas .....</b>	<b>63</b>
<b>3.3</b>	<b>A relação entre <math>V_P</math> e <math>V_S</math> e a estimativa de <math>V_S</math>.....</b>	<b>64</b>
<b>3.4</b>	<b>A influência da porosidade e da argila nas velocidades de propagação das ondas sísmicas.....</b>	<b>70</b>
<b>3.5</b>	<b>O método de refração sísmica .....</b>	<b>75</b>
3.5.1	Introdução .....	75
3.5.2	Métodos de interpretação e processamento dos dados.....	77
3.5.2.1	O método dos tempos de atraso (“ <i>delay-time</i> ”) .....	77
3.5.2.2	O método “ <i>plus-minus</i> ” de Hagedoorn .....	79
3.5.2.3	O método recíproco generalizado (“ <i>Generalised Reciprocal Method</i> ”, ou <i>GRM</i> ) .....	80
3.5.2.4	O método “ <i>ray-tracing</i> ” .....	80
3.5.2.5	O método “ <i>Waveform Eikonal Traveltime (WET)</i> ” .....	81
3.5.3	Aquisição dos dados de refração sísmica .....	82
3.5.4	Ensaio para avaliação da sensibilidade do método da refração sísmica à variação da porosidade e do grau de saturação.....	82
<b>3.6</b>	<b>Ensaio sísmicos entre furos de sondagem.....</b>	<b>87</b>
3.6.1	Técnica do ensaio.....	88
3.6.2	Fontes de energia e receptores .....	89
3.6.2.1	Ondas S .....	89
3.6.2.2	Ondas P .....	90

---

3.6.3	Resultados de ensaios sísmicos entre furos realizados em Portugal .....	90
3.6.3.1	Breve enquadramento geológico dos vários locais .....	91
3.6.3.2	Resultados dos ensaios entre furos.....	93
<b>3.7</b>	<b>O programa Poisson2D .....</b>	<b>96</b>
3.7.1	Aplicação do programa Poisson2D a locais de estudo.....	96
3.7.1.1	Pedrógão .....	96
3.7.1.1.1	Enquadramento geológico.....	97
3.7.1.1.2	Trabalhos realizados e resultados obtidos.....	98
3.7.1.2	Sabor .....	100
3.7.1.2.1	Breve enquadramento geológico.....	100
3.7.1.2.2	Trabalhos realizados e resultados obtidos.....	101
3.7.1.3	Ota.....	103
3.7.1.3.1	Enquadramento geológico.....	104
3.7.1.3.2	Trabalhos realizados e resultados obtidos.....	104
3.7.1.4	Alcácer do Sal .....	107
3.7.1.4.1	Enquadramento geológico.....	107
3.7.1.4.2	Trabalhos realizados e resultados obtidos.....	107
3.7.2	Conclusões .....	111
<b>3.8</b>	<b>Conclusões .....</b>	<b>111</b>
<b>4</b>	<b>APLICAÇÃO CONJUNTA DOS MÉTODOS DE RESISTIVIDADE ELÉCTRICA E DE REFRACÇÃO SÍSMICA NA CARACTERIZAÇÃO DO SUBSOLO.....</b>	<b>113</b>
4.1	Conjugação de métodos de prospecção geofísica. Estado da arte .....	115
4.2	Simulated Annealing (SA).....	120
4.3	Aplicação do SA para obtenção de secções de porosidade e grau de saturação.....	121
4.4	Exemplos de aplicação prática.....	127
4.4.1	Zona aluvionar (Ota).....	128
4.4.1.1	Enquadramento geológico e resultados laboratoriais.....	128
4.4.1.2	Trabalhos realizados e resultados obtidos.....	129
4.4.1.3	Discussão dos resultados.....	133
4.4.2	Local de aterro ( <i>Campus</i> do LNEC) .....	133

4.4.2.1	Trabalhos realizados.....	133
4.4.2.2	Resultados obtidos .....	135
4.4.3	Depósito aluvionar sobre substrato granítico (Pedrógão) .....	139
4.4.3.1	Trabalhos realizados.....	140
4.4.3.2	Resultados obtidos .....	141
4.4.4	Solo residual sobre substrato de granito alterado (Sabor).....	143
4.4.4.1	Trabalhos realizados.....	144
4.4.4.2	Resultados obtidos .....	145
<b>4.5</b>	<b>Notas finais e conclusões.....</b>	<b>148</b>
<b>5</b>	<b>CASO DE ESTUDO, DE APLICAÇÃO DE DIVERSOS MÉTODOS DE PROSPECÇÃO GEOFÍSICA .....</b>	<b>151</b>
<b>5.1</b>	<b>Enquadramento geológico.....</b>	<b>152</b>
<b>5.2</b>	<b>Trabalhos realizados.....</b>	<b>156</b>
5.2.1	Refracção sísmica.....	157
5.2.2	Tomografia sísmica.....	157
5.2.3	Resistividade eléctrica.....	159
5.2.4	Potencial espontâneo.....	159
<b>5.3</b>	<b>Resultados obtidos .....</b>	<b>159</b>
5.3.1	Refracção sísmica.....	159
5.3.2	Tomografia sísmica.....	160
5.3.3	Resistividade eléctrica.....	162
5.3.4	Potencial espontâneo.....	164
<b>5.4</b>	<b>Interpretações e discussão dos resultados.....</b>	<b>164</b>
<b>5.5</b>	<b>Conclusões .....</b>	<b>169</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES FINAIS .....</b>	<b>171</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>175</b>

# Índice de Figuras

## Capítulo 2

Figura 2.1 – Dispositivo tetraelectrónico .....	7
Figura 2.2 – Dispositivos de Wenner e Dipolo-Dipolo .....	8
Figura 2.3 – Meio anisotrópico com laminação segundo um ângulo $\alpha$ com a horizontal, onde $\rho_t = \rho_x = \rho_z$ e $\rho_t = \rho_y > \rho_x$ (adaptado de (Masne, 1979)) .....	9
Figura 2.4 - Tetraedro de sílica ( <i>esquerda</i> ) e octaedro de alumínio, magnésio, etc. ( <i>direita</i> ) (adaptado de (Mitchell, 1993)) .....	12
Figura 2.5 - Mecanismos possíveis para a interacção entre a argila e a água. (a) Acoplamento por Hidrogénio. (b) Hidratação iónica (importante na presença de baixo conteúdo em água). (c) Atracção por osmose (importante quando o conteúdo em água é superior àquele que as primeiras camadas de moléculas necessitam). (d) Atracção dipolar (Adaptado de (Mitchell, 1993)) .....	13
Figura 2.6 – Esquema explicativo do movimento de cargas eléctricas na superfície da argila segundo o conceito de difusão de dupla camada (adaptado de (Mitchell, 1993)) .....	13
Figura 2.7 – <i>Esquerda</i> - Esquema do equipamento de multi-eléctrodos ( <i>ABEM Terrameter SAS 4000 e Sistema Lund</i> ). <i>Direita</i> – Aspecto do equipamento .....	16
Figura 2.8 - Exemplo da cobertura dos pontos de leitura, com utilização de todas as saídas das bobinas centrais .....	17
Figura 2.9 - Técnica do "roll-along" .....	17
Figura 2.10 – Esquema de injeções de corrente e leitura de potenciais do dispositivo Dipolo-Dipolo .....	17
Figura 2.11 – Esquema de injeções de corrente e leitura de potenciais do dispositivo Wenner e construção de uma pseudo-secção (adaptado de (Loke e Barker, 1995)) .....	18
Figura 2.12 - Distribuição das maiores fracturas à volta do aterro (Mota et al., 2004) .....	21
Figura 2.13 - Localização dos trabalhos. (Locais 1 e 2 – SEV azimutais; W I a WIII e DD I – perfis de resistividade; SP-1 a SP-4 – perfis de potencial espontâneo) (Mota et al., 2004) .....	22
Figura 2.14 - Vista aérea do aterro sanitário, com os perfis marcados a branco. Imagem retirada do Google Earth e datada de 03-06-2004 .....	22
Figura 2.15 - Vista do perfil W I, assinalado a tracejado, de Este para Oeste (Maio de 2006) .....	23
Figura 2.16 – <b>A</b> - Panorâmica da célula de lixo e do local do perfil W II, no sentido W-E (Junho de 2004) ; <b>B</b> – perfil W II, assinalado a tracejado, visto no sentido E-W (Junho de 2000) .....	23
Figura 2.17 - Perfil W III (Maio de 2006). Vista da coordenada 100 para Este. A seta assinala o centro do perfil .....	24
Figura 2.18 - Modelos de resistividade considerando os efeitos da topografia, obtidos a partir da inversão de dados obtidos com o dispositivo de Wenner – Perfis W I a W III ( <b>A</b> ) e Dipolo-Dipolo ( <b>B</b> ). Inversão realizada com a versão 3.4 do programa Res2DInv. Os modelos W I a W III encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha N-S no mapa da Figura 2.13. O exagero vertical para todos os modelos é de 1,23. A distância dipolar é de 3 m para todos os perfis, excepto no perfil W III, onde ela é 4 m (Mota et al., 2004) .....	26
Figura 2.19 - ( <b>A, C</b> ) Curvas de resistividade aparente ortogonais obtidas nos locais 1 e 2 (pontos), resposta dos modelos (linhas) e modelos (linhas a tracejado). ( <b>B, D</b> ) valores de resistividade aparente a distâncias AB/2 seleccionadas obtidas com as SEV azimutais (Mota et al., 2004) .....	28
Figura 2.20 - Coeficiente de anisotropia versus AB/2 nos locais 1 e 2 (Mota et al., 2004) .....	29
Figura 2.21 - Perfis de potencial espontâneo realizados na vizinhança do aterro (Mota et al., 2004) .....	29

Figura 2.22 – Modelos de resistividade eléctrica obtidos nos perfis W I a W III, para as campanhas realizadas em Junho de 2000, Fevereiro de 2001, Junho de 2004 e Maio de 2006. Inversão realizada com a versão 3.51 do programa Res2DInv.....	31
Figura 2.23 - <i>Esquerda</i> - Precipitação anual (Fonte: INAG e exploração do aterro). <i>Direita</i> - Precipitação mensal entre 2003 e 2006 (até Abril) no local do aterro (Fonte: Exploração do aterro).....	32
Figura 2.24 - Planta de localização da lixeira e dos perfis realizados.....	37
Figura 2.25- Vista da face Norte da lixeira e do local de realização do Perfil I (assinalado a tracejado). A seta assinala o local onde corre lixiviado a céu aberto (cerca da coordenada 160 do perfil).....	37
Figura 2.26 - Vista do vale a Sul da lixeira, a partir da extremidade Oeste do Perfil II. A seta indica o local da lixeira.....	38
Figura 2.27 - Vista da lixeira a partir de Sul, no local de realização do Perfil IV.....	38
Figura 2.28 - Resultados obtidos no Perfil I, com ambos os dispositivos.....	39
Figura 2.29 - Modelos obtidos para o Perfil I.....	40
Figura 2.30 - Modelo obtido para o Perfil II.....	41
Figura 2.31 - Modelo obtido para o Perfil III.....	41
Figura 2.32 - Modelos obtidos para o Perfil IV.....	42
Figura 2.33 – a) Diagrama com a posição do tubo, localização dos perfis (assinalados por <b>A</b> e <b>B</b> ) e espessuras de terreno entre estes e o tubo. b) Secção geológica (W-E) a meio da via de circulação (posição do separador central). Neste local – cerca de 10 m do local do ensaio – o tubo (indicado pela seta) encontra-se a 10 m de profundidade.....	45
Figura 2.34 - Resultados obtidos no Local A, com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, para a distância dipolar de 0,5 m.....	46
Figura 2.35 – Modelos obtidos para o local <b>A</b> ( <i>Esquerda</i> – Dipolo-Dipolo. <i>Direita</i> – dispositivo de Wenner).....	47
Figura 2.36 – Modelos obtidos para o local <b>B</b> ( <i>Esquerda</i> – Dipolo-Dipolo. <i>Direita</i> – dispositivo de Wenner).....	47
Figura 2.37 - Panorâmica da implantação do perfil B. Encontra-se marcada a tracejado a posição em que se estimava que passaria o tubo.....	48
Figura 2.38 – Modelos obtidos. O traço vertical a encarnado identifica a posição, comum aos modelos, onde se encontra o tubo. Os traços horizontais identificam a profundidade a que foi encontrado o topo do tubo.....	49
Figura 2.39 A) Profundidade a que se encontra o tubo. B) Tubo delimitado pelas linhas a tracejado. (Fotos cedidas pela Optimus, S.A.).....	50
Figura 2.40 – Esquema da escavação executada no <i>campus</i> do LNEC, em corte e planta, com a implantação dos alvos inseridos ( <b>A</b> – geotêxtil não tecido; <b>B</b> – pedras e <b>C</b> – geocompósito bentonítico) (o local assinalado com O, corresponde ao ponto médio dos perfis (coordenada 0,0 dos modelos)).....	52
Figura 2.41 - <i>Esquerda</i> – Início da escavação. São visíveis a estaca indicativa do centro dos perfis (assinalada com a seta encarnada), correspondente ao local O da Figura 2.40, e a estaca colocada num dos limites laterais da escavação (assinalada com a seta azul). <i>Direita</i> – Aspecto dos ensaios realizados a meio da escavação.....	53
Figura 2.42 – Aspecto final da escavação executada vista de Oeste para Este, após o encharcamento da sua base, sendo identificável a caixa posteriormente cheia com pedras.....	53
Figura 2.43 – <i>Esquerda</i> - implantação do geotêxtil não tecido. <i>Direita</i> – Geossintético bentonítico. O perfil encontra-se assinalado a tracejado.....	53
Figura 2.44 – Modelos obtidos para os perfis realizados antes da escavação (situação de referência). Os modelos encontram-se dispostos à escala entre si, correspondendo os três de cima, às três distâncias dipolares do dispositivo Dipolo-Dipolo (dd=0,25, 0,50 e 1,00 m) e, os três de baixo, os correspondentes modelos para o dispositivo de Wenner.....	54

Figura 2.45 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 0,25 m. <b>A</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). <b>B</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). <b>C</b> – Dispositivo de Wenner (situação de referência). <b>D</b> – Dispositivo de Wenner (após o aterro). .....	55
Figura 2.46 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 0,50 m. <b>A</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). <b>B</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). <b>C</b> – Dispositivo de Wenner (situação de referência). <b>D</b> – Dispositivo de Wenner (após o aterro). .....	56
Figura 2.47 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 1,00 m. <b>A</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). <b>B</b> – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). <b>C</b> – Dispositivo de Wenner (situação de referência). <b>D</b> – Dispositivo de Wenner (após o aterro). .....	57

### Capítulo 3

Figura 3.1 - Valores obtidos em laboratório por Pickett (1963) em Calcários, Dolomitos e Areias ((Pickett, 1963) in (Castagna et al., 1985)). .....	66
Figura 3.2 - Velocidades da onda de compressão e da onda de corte em rochas argilosas. Dados obtidos <i>in situ</i> , através de diagrfias em diversos locais constantes na literatura (Castagna et al., 1985). .....	66
Figura 3.3 - Significado físico do conceito de porosidade crítica (adaptado de (Nur et al., 1998)). A medida que a diagénese progride os grãos de areia vão-se cimentando e compactando e a porosidade vai decrescendo. O suporte das tensões aplicadas deixa de ser o fluido onde se encontram suspensos os grãos, para passar a ser a estrutura do composto final. ....	71
Figura 3.4 - $V_p$ em função da porosidade para amostras de arenitos. As curvas designadas por RHG, WGG e GGG, correspondem aos valores teóricos obtidos com as equações de Raymer, Wyllie e Gardner, respectivamente (Dvorkin e Nur, 1998). .....	72
Figura 3.5 – Valores da velocidade de compressão calculada versus velocidade medida, em arenitos consolidados saturados. Na linha diagonal os valores calculados são iguais aos medidos. A) Cálculos efectuados com a equação de Raymer et al. B) Cálculos efectuados com a equação de Wyllie et al. (Dvorkin e Nur, 1998). .....	73
Figura 3.6 - Refracção de um raio através de uma interface entre dois meios de diferentes velocidades de propagação das ondas sísmicas (Adaptado de (Redpath, 1973)). .....	76
Figura 3.7 – Exemplo de um meio estratificado horizontalmente, composto por três camadas de velocidades de propagação crescentes com a profundidade ( $V_3 > V_2 > V_1$ ), e respectivo gráfico tempo-distância. ....	77
Figura 3.8 – <b>A</b> ) Sismógrafo <i>Bison Instruments Inc.</i> , modelo 9000. <b>B</b> ) Geofone da <i>Mark Products</i> . <b>C</b> ) Execução de um “tiro” com explosivo. <b>D</b> ) Execução de um “tiro” com marreta. ....	82
Figura 3.9 - <i>Esquerda</i> - Densímetro – ensaio <i>in situ</i> no início da escavação (profundidades: 0,00, 0,10, 0,20 e 0,30 m). <i>Direita</i> – recolha de amostra pelo método da garrafa de areia (prof. 0,65 m), para ensaio em laboratório. ....	83
Figura 3.10 - Curvas granulométricas referentes às amostras colhidas. Devido à elevada heterogeneidade verificada a 0,65 m de profundidade, procedeu-se à colheita de duas amostras a esta profundidade. A curva referente a 0,5 m de profundidade corresponde à amostra colhida na fase de enchimento. ....	84
Figura 3.11 - Corte lateral do terreno. É visível a heterogeneidade do material de aterro. ....	84
Figura 3.12 - Esquema da disposição dos tiros (*) e das duas linhas de 24 geofones. ....	85
Figura 3.13 - Modelos da velocidade de propagação da onda P, obtidos com o programa Rayfract para cada distância entre geofones (de cima para baixo: 0,25 m; 0,50 m e 1,00 m), antes da movimentação do terreno (esquerda) e após o encerramento da escavação (direita). A seta assinala a posição onde foram colhidas as amostras de solos e executados os ensaios <i>in situ</i> . ....	86

Figura 3.14 - Perfil realizado com a distância entre geofones de 1 m antes da escavação. <b>Topo</b> – Registos obtidos nos geofones colocados nas posições 18 a 41 (parte oriental do perfil), provenientes de tiro executado na posição 14. <b>Baixo</b> – Curvas tempo-distância (a azul as curvas resultantes da inversão e a preto as de campo) dos 14 tiros executados para a materialização do perfil.....	87
Figura 3.15 - Esquema da técnica utilizada para os ensaios sísmicos entre furos.....	88
Figura 3.16 – <i>Esquerda</i> - Martelo sísmico da <i>Bison Instruments, Inc.</i> <i>Direita</i> - Geofone triaxial.....	89
Figura 3.17 - Cápsula eléctrica instantânea (esquerda) e cabo de hidrofones (direita). ....	90
Figura 3.18 - Exemplos de registos de uma onda P (esquerda) e de uma onda S (direita).....	90
Figura 3.19 - Gráficos $V_P$ - $V_S$ para o conjunto de dados obtidos pelo LNEC em ensaios sísmicos entre furos (Fialho Rodrigues et al., 1993; Fialho Rodrigues e Mota, 1995a, b; Oliveira et al., 1995; Fialho Rodrigues e Mota, 1997b, a, 1998a, c, b; Fialho Rodrigues et al., 1998; Fialho Rodrigues e Mota, 1999; Mota, 1999; Mota e Fialho Rodrigues, 2000; Mota e Oliveira, 2001; Oliveira, 2001, 2003; Oliveira, , 2006a, b, d).....	94
Figura 3.20 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 43B - Moura). O perfil utilizado neste capítulo encontra-se marcado a preto no centro do círculo encarnado. Com o círculo azul assinala-se o local onde decorreram os trabalhos descritos no Capítulo 5.....	97
Figura 3.21 – Pedrogão. Resultados obtidos com aplicação de diversas equações $V_P$ - $V_S$ . <b>A</b> - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. <b>B</b> – Variação de $V_P$ com a profundidade, obtida num dos ensaios sísmicos entre furos em Sines. Coluna da <i>esquerda</i> : secções de $V_S$ , obtidas com o programa Poisson2D. Coluna da <i>direita</i> : secções do coeficiente de Poisson, obtidas com o programa Poisson2D. <i>Conjunto superior</i> – desenhados com utilização do método de vizinhança mais próxima ( <i>nearest neighbor</i> ) do <i>Surfer</i> . <i>Conjunto inferior</i> – desenhados com utilização do método de <i>kriging</i> do <i>Surfer</i> . <b>C</b> – Aplicação da equação $V_P$ - $V_S$ de Sines. <b>D</b> – Aplicação da equação 3.10 (Castagna et. al (1985)). <b>E</b> – Aplicação da equação 3.11 (Han et. al (1986)). <b>F</b> – Aplicação da equação 3.12 (Han, 1986) ( $P_{cl}<25\%$ ). <b>G</b> – Aplicação da equação 3.13 (Han, 1986) ( $P_{cl}>25\%$ ). ....	99
Figura 3.22 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 11C – Torre de Moncorvo). O local onde foi realizado o perfil utilizado neste capítulo e no Capítulo 5 encontra-se assinalado com um círculo azul. O perfil está marcado a preto no interior do círculo. ....	100
Figura 3.23 - Esquema da disposição dos tiros (*) e das duas linhas de 24 geofones.....	101
Figura 3.24 – Sabor. Resultados obtidos com aplicação de diversas equações $V_P$ - $V_S$ . <b>A</b> - Modelo de $V_P$ (Rayfract). <i>Coluna da esquerda</i> : secções de $V_S$ , obtidas com o programa Poisson2D. <i>Coluna da direita</i> : secções do coeficiente de Poisson, obtidas com o programa Poisson2D. <i>Conjunto superior</i> – desenhados com utilização do método de vizinhança mais próxima ( <i>nearest neighbor</i> ) do <i>Surfer</i> . <i>Conjunto inferior</i> – desenhados com utilização do método de <i>kriging</i> do <i>Surfer</i> . <b>B</b> – Aplicação da equação $V_P$ - $V_S$ de Sines. <b>C</b> – Aplicação da equação 3.10 (Castagna et. al, 1985). <b>D</b> – Aplicação da equação 3.11 (Han et. al, 1986). <b>E</b> – Aplicação da equação 3.12 (Han, 1986) ( $P_{cl}<25\%$ ). <b>F</b> – Aplicação da equação 3.13 (Han, 1986) ( $P_{cl}>25\%$ ).....	102
Figura 3.25 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 30D – Alenquer). Os perfis utilizados neste local encontram-se marcados a encarnado no centro dos círculos. ....	103

Figura 3.26 - Ota. Resultados obtidos com aplicação ao perfil de refração sísmica <b>PS1</b> , das equações $V_P$ - $V_S$ respeitantes a cada um dos quatro ensaios entre furos, e ao conjunto dos quatro ensaios. A seta assinala a localização do ensaio <b>CH1</b> . <b>A</b> - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. <b>B</b> - Evolução de $V_P$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos <b>CH1</b> . <b>C</b> - Perfis de $V_S$ ( <i>esquerda</i> ) e coeficiente de Poisson ( <i>direita</i> ) obtidos com o programa Poisson2D, com a aplicação das equações $V_P$ - $V_S$ obtidas com <b>CH1</b> - as curvas apresentadas lateralmente a estas secções, correspondem à evolução de $V_S$ ( <i>esquerda</i> ) e $\sigma$ ( <i>direita</i> ) com a profundidade, obtidas a partir do ensaio sísmico entre furos <b>CH1</b> . <b>D</b> - Idem com <b>CH2</b> . <b>E</b> - Idem com <b>CH3</b> . <b>F</b> - Idem com <b>CH4</b> . <b>G</b> - Idem com o conjunto dos quatro ensaios entre furos ( <b>CH1</b> a <b>CH2</b> )......	105
Figura 3.27 - Ota. Resultados obtidos com aplicação ao perfil de refração sísmica <b>PS2</b> , das equações $V_P$ - $V_S$ respeitantes a cada um dos quatro ensaios entre furos, e ao conjunto dos quatro ensaios. A seta assinala a localização do ensaio <b>CH2</b> . <b>A</b> - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. <b>B</b> - Evolução de $V_P$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos <b>CH2</b> . <b>C</b> - Perfis de $V_S$ ( <i>esquerda</i> ) e coeficiente de Poisson ( <i>direita</i> ) obtidos com o programa Poisson2D, com a aplicação das equações $V_P$ - $V_S$ obtidas com <b>CH1</b> . <b>D</b> - Idem com <b>CH2</b> - as curvas apresentadas lateralmente a estas secções, correspondem à evolução de $V_S$ ( <i>esquerda</i> ) e $\sigma$ ( <i>direita</i> ) com a profundidade, obtidas a partir do ensaio sísmico entre furos <b>CH2</b> . <b>E</b> - Idem com <b>CH3</b> . <b>F</b> - Idem com <b>CH4</b> . <b>G</b> - Idem com o conjunto dos quatro ensaios entre furos ( <b>CH1</b> a <b>CH2</b> )......	106
Figura 3.28 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 39A - Águas de Moura). O perfil realizado neste local encontra-se marcado a encarnado no centro do círculo. ....	107
Figura 3.29 - <b>Topo</b> - Secção sísmica respeitante ao tiro efectuado junto ao geofone 24. <b>Baixo</b> - Curvas tempo--distância (a azul as curvas resultantes da inversão e a preto as de campo - encontra-se em destaque o tiro dado junto ao geofone 24).....	108
Figura 3.30 - Alcácer do Sal. Resultados obtidos com a aplicação das equações deduzidas a partir dos ensaios sísmicos entre furos executados no centro do perfil de refração sísmica ( <b>CH22</b> ). <b>A</b> - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. <b>B</b> - Evolução de $V_P$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos. <b>C</b> - Perfil de $V_S$ , obtido com o programa Poisson2D. <b>D</b> - Evolução de $V_S$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos. <b>E</b> - Perfil do coeficiente de Poisson, obtido com o programa Poisson2D. <b>F</b> - Evolução do coeficiente de Poisson com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos.....	109
Figura 3.31 - Alcácer do Sal. Resultados obtidos com a aplicação das equações deduzidas a partir da conjugação de todos os ensaios sísmicos entre furos executados neste local. <b>A</b> - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. <b>B</b> - Evolução de $V_P$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos ( <b>CH22</b> ). <b>C</b> - Perfil de $V_S$ , obtido com o programa Poisson2D. <b>D</b> - Evolução de $V_S$ com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos ( <b>CH22</b> ). <b>E</b> - Perfil do coeficiente de Poisson, obtido com o programa Poisson2D. <b>F</b> - Evolução do coeficiente de Poisson com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos ( <b>CH22</b> ). .....	110

## Capítulo 4

Figura 4.1 - Cobertura dos resultados das inversões de resistividade eléctrica ( <b>A</b> ) e refração sísmica ( <b>B</b> ). .....	122
Figura 4.2 - Esquema de identificação dos pontos do modelo de refração sísmica pertencentes ao perímetro do modelo de resistividade eléctrica.....	122

Figura 4.3 - Variação da resistividade eléctrica com a porosidade ( <b>A</b> ) e da velocidade de propagação da onda P com a porosidade ( <b>B</b> ), para diferentes níveis de saturação, calculadas com base nas equações (4.14) e (4.15), considerando 50% de argila na fase sólida.....	124
Figura 4.4 - Exemplo de alguns testes realizados, para selecção da equação de redução da temperatura a utilizar. À esquerda apresenta-se a evolução da temperatura com o número de iterações, e à direita a evolução da energia. Todos estes testes foram realizados com $\alpha=\beta=0,5$ em (4.12), e com $a=1$ , $m=2$ , $n=2$ , na Lei d'Archie, com excepção do caso indicado (curva a encarnado). Indica-se para cada situação a percentagem de pontos do universo que constitui a pseudo-secção que serão alterados em cada tentativa.....	126
Figura 4.5 – Exemplo da evolução da energia em função dos pesos $\alpha$ e $\beta$ na equação (4.12).....	126
Figura 4.6 - Secção do corte geológico obtido a partir das sondagens mecânicas, onde se insere a secção do perfil de resistividade eléctrica utilizado neste local de aplicação (Adaptado de (Jeremias et al., 2002)).....	128
Figura 4.7 - <b>A</b> - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). <b>B</b> – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract).....	130
Figura 4.8 – Resultados obtidos com a Lei d'Archie e com a equação de Bussian, com utilização dos parâmetros constantes na Tabela 4.3. ....	131
Figura 4.9 – <i>Esquerda</i> - Variação relativa absoluta entre os dados obtidos pelo programa RSAnn e os modelos de resistividade (conjunto do lado esquerdo) e velocidade de propagação da onda P (conjunto do lado direito). <i>Direita</i> – Evolução da energia ao longo do processo de <i>Annealing</i> para cada um dos modelos. ....	132
Figura 4.10 - <b>A</b> – Esquema da disposição dos tiros (*), geofones (linhas 1 a 24) e eléctrodos (linha 1 a 41). <b>B</b> - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). <b>C</b> – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract). ....	134
Figura 4.11 - Resultados obtidos após 104 iterações, para a <b>resistividade eléctrica</b> (nove secções superiores) e para a <b>velocidade de propagação da onda P</b> (nove secções inferiores). Na coluna da esquerda apresentam-se os resultados obtidos com 15 % de argila e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila. No topo do conjunto correspondente à resistividade eléctrica figura a secção respeitante ao modelo produzido pelo programa Res2DInv. No topo do conjunto correspondente à velocidade de propagação da onda P figura a secção respeitante ao modelo obtido com o programa Rayfract. Parâmetros na lei d'Archie: $a=0,88$ ; $m=1,2$ e $n=2$ . A energia final atingida foi 14,07 com 15 % de argila e 14,99 com 25 % de argila, em cada uma das quatro situações apresentadas. DVS corresponde a <i>Divisão na Velocidade dos Solos</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a <i>Divisão na Velocidade das Argilas</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. ....	136
Figura 4.12 – <i>Esquerda</i> - Variação absoluta relativa face aos modelos provenientes dos programas Res2DInv e Rayfract, da <b>resistividade eléctrica</b> (secções superiores) e da <b>velocidade de propagação da onda P</b> (secções inferiores), para a situação DVS=DVA=0. <i>Direita</i> – Evolução da energia ao longo do processo, para cada uma das percentagens de argila consideradas. ....	137
Figura 4.13 - Resultados obtidos após 110 iterações, para o <b>conteúdo em água</b> (a seta assinala a posição onde se procedeu à colheita de amostras e à determinação in situ dos parâmetros constantes na Tabela 4.5). Tal como nas figuras anteriores, na coluna da esquerda apresentam-se os resultados obtidos com 15 % de argila (energia final: 14,07) e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila (energia final 14,99). Parâmetros na lei d'Archie: $a=0,88$ ; $m=1,2$ e $n=2$ . DVS corresponde a <i>Divisão na Velocidade dos Solos</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a <i>Divisão na Velocidade das Argilas</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. ....	137

Figura 4.14 - Resultados obtidos após 110 iterações, para a <b>porosidade</b> (oito secções superiores) e <b>grau de saturação</b> (oito secções inferiores). Tal como na figura anterior, apresentam-se na coluna da esquerda os resultados obtidos com 15 % de argila (energia final: 14,07) e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila (energia final 14,99). Parâmetros na lei d'Archie: $a=0,88$ ; $m=1,2$ e $n=2$ . DVS corresponde a <i>Divisão na Velocidade dos Solos</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a <i>Divisão na Velocidade das Argilas</i> : 1 se houve divisão e 0 se não houve. ....	138
Figura 4.15 - Imagem obtida a partir do Google Earth (2006). O perfil considerado para este local, encontra-se assinalado a branco, com os extremos marcados a encarnado. ....	139
Figura 4.16 - Panorâmica do perfil, de NE para SW. ....	139
Figura 4.17 - <b>A</b> - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). <b>B</b> – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract). ....	140
Figura 4.18 – Modelos de <b>resistividade eléctrica</b> (esquerda) e de <b>velocidade de propagação da Onda P</b> (direita). Secções originais, resultantes dos respectivos programas de inversão - Res2DInv e Rayfract. Assinalam-se em ambos os modelos as posições de tiro do perfil de refração sísmica. ....	141
Figura 4.19 – Evolução da energia ao longo do processo, para cada um dos modelos apresentados. ....	142
Figura 4.20 - Secções de <b>resistividade eléctrica</b> (coluna da esquerda) e <b>velocidade de propagação da onda P</b> (terceira coluna) e respectivas variações absolutas relativas ao modelo original. As secções originais (modelos obtidos com os programas Res2DInv e Rayfract) encontram-se no topo de cada conjunto. ....	143
Figura 4.21 - Secções de grau de saturação, porosidade e conteúdo em água, obtidas com o programa RSAnn, para os quatro conjuntos de parâmetros constantes na Tabela 4.6. ....	143
Figura 4.22 - Vista do vale do rio Sabor, de Montante para Jusante (foto da esquerda). São visíveis na Margem Direita as trincheiras abertas para a primeira fase dos trabalhos de prospecção da barragem, encontrando-se assinalada na Margem Esquerda o local onde foi realizado o perfil aqui apresentado, e documentado na figura da direita, obtida de Jusante para Montante. ....	144
Figura 4.23 - <b>A</b> – Esquema da disposição dos tiros (*), geofones (linhas 1 a 24) e eléctrodos (linha 1 a 41). <b>B</b> - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). <b>C</b> – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract). ....	145
Figura 4.24 - Secções de <b>resistividade eléctrica</b> (esquerda) e <b>velocidade de propagação da onda P</b> (direita). As secções originais (modelos obtidos com os programas Res2DInv e Rayfract) encontram-se no topo. As restantes secções ilustram diferentes modelos resultantes de variações dos parâmetros de entrada (Tabela 4.7) e respectivas variações absolutas relativas ao modelo original. ....	146
Figura 4.25 - Secções de grau de saturação, porosidade e conteúdo em água, obtidas com o programa RSAnn, para os seis conjuntos de parâmetros constantes na Tabela 4.7. ....	147
Figura 4.26 – Evolução da energia ao longo do processo, para cada um dos modelos apresentados. ....	147

## Capítulo 5

Figura 5.1 - Vista geral do local da barragem na fase de estudo (de Montante para Jusante), sendo visível o antigo Açude e o moinho desactivado. O perfil executado no eixo da barragem encontra-se marcado a encarnado (Maio 1999). ....	153
Figura 5.2 - Vista geral do local da obra em Junho de 2004 (Neves, 2004). ....	153
Figura 5.3 - Corte geológico pelo eixo da barragem ( - limites aproximados do perfil de refração sísmica; - limites aproximados do perfil de resistividade eléctrica (Neves et al., 2000). ....	154

Figura 5.4 – Extracto, fora de escala, do desenho 0243/P0964/04 do Relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004), com identificação em planta das várias zonas geotécnicas (ZG). <b>A a D</b> – Zonas de falha e de fracturação atravessadas pelos perfis realizados.....	154
Figura 5.5 – Vista de falhas cruzadas pelos trabalhos de prospecção geofísica. A foto da esquerda corresponde ao ponto assinalado com a letra <b>A</b> na Figura 5.4. A foto da direita corresponde ao limite jusante (letra <b>C</b> ) da zona de falha assinalada com as letras <b>B</b> e <b>C</b> na Figura 5.4 (Fotos retiradas de Neves (2004)). .....	155
Figura 5.6 - Localização dos trabalhos realizados na Margem Direita do rio Guadiana.....	156
Figura 5.7 - Dromocrónicas obtidas no perfil de refração realizado segundo o eixo da barragem. ....	157
Figura 5.8 - Esquema dos leques sísmicos entre furos e entre furo e a superfície, para a produção de uma tomografia sísmica (adaptado de Yamaguchi e Satoh (2004)). .....	158
Figura 5.9 - Modelos de refração sísmica. <b>A</b> – Perfil realizado a montante. <b>B</b> – Perfil realizado no eixo da barragem. <b>C</b> – Perfil realizado a jusante. <b>D</b> – Localização aproximada dos perfis, no extracto da cartografia geológico-geotécnica de Neves (2004). Os modelos encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem. ....	160
Figura 5.10 – <b>Topo</b> - Extracto do corte geológico segundo o eixo da barragem (Neves et al., 2000). <b>Centro</b> – Extracto do perfil de tomografia sísmica obtido entre as duas Margens do rio Guadiana, correspondente ao local onde foram realizados os restantes trabalhos de prospecção (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). <b>Baixo e esquerda</b> – Tomografia sísmica entre o furo <b>PD1</b> e a superfície (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). <b>Baixo e direita</b> – Tomografia sísmica entre o furo <b>PD4</b> e a superfície (Mota e Fialho Rodrigues, 1999).....	161
Figura 5.11 - Modelos obtidos com o programa Res2DInv: <i>De cima para baixo</i> : perfil realizado a montante; perfil realizado no eixo da barragem, perfil realizado a jusante e perfil normal aos anteriores. Os modelos respeitantes aos perfis normais ao rio, encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem. Os pontos assinalados com as letras <b>D</b> e <b>B</b> correspondem aos locais assinalados do mesmo modo na Figura 5.4 As setas negras indicam os pontos onde o perfil realizado paralelamente ao rio cruza com os restantes.....	163
Figura 5.12 - Carta de potencial espontâneo. ....	164
Figura 5.13 – <b>A</b> – Modelo obtido para o perfil de resistividade eléctrica realizado no eixo da barragem. <b>B</b> - Extracto, fora de escala, do desenho 0243/P0964/04 do Relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004), correspondente ao local da Margem Direita onde tiveram lugar os trabalhos, ao qual foram sobrepostas as isolinhas do mapa de potencial espontâneo. <b>C</b> – Modelo obtido para o perfil de refração sísmica realizado no eixo da barragem. <b>D</b> – Extracto da tomografia sísmica realizada entre as duas margens (adaptado de (Mota e Fialho Rodrigues, 1999)).....	166
Figura 5.14 - Carta de potencial espontâneo, com integração da topografia.....	167
Figura 5.15 – <b>Esquerda</b> - Estimativas de $S_w$ , $\phi$ e $w$ , obtidas com o programa RSAnn a partir dos modelos obtidos com os métodos de refração sísmica e de resistividade eléctrica no perfil executado no eixo da barragem. <b>Direita</b> – Evolução da energia ao longo do processo de <i>Annealing</i> .....	168
Figura 5.16 - Resultados obtidos para o coeficiente de Poisson, com a aplicação do programa Poisson2D ao modelo de refração sísmica obtido no eixo da barragem. <b>Esquerda</b> - Aplicação da equação 3.12 ((Han, 1986), $P_{cl} < 25\%$ ). <b>Direita</b> - Aplicação da equação 3.13 ((Han, 1986), $P_{cl} > 25\%$ ). .....	169

# Índice de Tabelas

## Capítulo 2

Tabela 2.1 - Resistividade da água e de alguns metais, minerais e rochas mais comuns.....	7
Tabela 2.2 - Concentrações médias dos principais cátions e aniões encontrados nas águas superficiais e subterrâneas. <i>Padrão</i> – amostras não contaminadas; <i>Amostra 1</i> – média das amostras colhidas a Norte do Aterro; <i>Amostra 2</i> – média das amostras colhidas na linha de água atravessada pelo perfil W III. A variação é calculada dividindo o valor da concentração da amostra pelo do padrão. (Adaptado de (Gonçalves, 2004)).....	35

## Capítulo 3

Tabela 3.1- Valores típicos para a velocidade da onda sísmica de compressão ( $V_p$ ) em alguns materiais (adaptado de Press (1966) in Darracott, 1976 e (Lavergne, 1989)).....	62
Tabela 3.2 - Resultados determinados in situ, em laboratório e calculados, a diversas profundidades, no <i>campus</i> do LNEC ( $e$ – índice de vazios; $\phi$ – porosidade, $w$ – conteúdo em água e $S_w$ – grau de saturação). .....	83
Tabela 3.3 – Rectas de regressão obtidas para cada gama de valores existente em cada local. ....	95

## Capítulo 4

Tabela 4.1- Valores considerados para a velocidade da onda sísmica de compressão da matriz ( $V_m$ ), a partir dos valores tabelados presentes na literatura (adaptado de (Dobrin, 1976; Folque, 1988; Lavergne, 1989) e Press, 1966 in (Darracott, 1976)).....	124
Tabela 4.2 - Resultados determinados em laboratório e calculados, a diversas profundidades, com base em amostras colhidas em dois furos de sondagem (S15 e S16). Dados coligidos a partir de (Bilé Serra, 2001). ....	129
Tabela 4.3 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.8. ....	132
Tabela 4.4 – Valores para $V_m$ nos solos e nas argilas, com divisão das respectivas gamas apresentadas na Tabela 4.1.....	132
Tabela 4.5 – Campus do LNEC – Principais parâmetros de entrada utilizados no programa RSAAnn.....	135
Tabela 4.6 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.8. ....	141
Tabela 4.7 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.24 ( $\rho$ e $V_p$ ) e Figura 4.25 ( $S_w$ , $\phi$ e $w$ ). ....	146

## Capítulo 5

Tabela 5.1 – Caracterização das zonas geotécnicas (adaptado do Quadro 3 de Neves (2004)). ....	154
Tabela 5.2 - Classificação da rocha quanto ao estado de alteração (W) e fracturação (F) segundo a ISRM (adaptado de Neves (2004)).....	154
Tabela 5.3 – Principais parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 5.15.....	167



# Nomenclatura

Embora o significado dos símbolos seja referido ao longo do texto, para facilidade de consulta apresenta-se aqui a sua listagem.

## Símbolo      Significado

$\beta$	- coeficiente de Biot
$\phi$	- porosidade
$\phi_c$	- porosidade crítica
$\gamma$	- massa volúmica total
$\gamma_a$	- massa volúmica do ar
$\gamma_f$	- massa volúmica do fluido
$\gamma_m$	- massa volúmica da matriz
$\gamma_s$	- massa volúmica dos grãos
$\gamma_w$	- massa volúmica da água/massa volúmica da rocha saturada
$\varphi(x)$	- função gradiente no método WET
$\rho$	- densidade do meio (métodos sísmicos)
$\rho$	- resistividade medida (métodos eléctricos)
$\rho_a$	- resistividade do ar
$\rho_{cal}$	- resistividade calculada pelo método de <i>Simulated Annealing</i>
$\rho_{cl}$	- resistividade da argila
$\rho_m$	- resistividade da matriz
$\rho_{obs}$	- resistividade obtida por inversão, com recurso a programa comercial
$\rho_w$	- resistividade da água (electrólito)
$\rho_m$	- densidade da matriz
$\sigma$	- coeficiente de Poisson dinâmico
$\lambda$	- coeficiente de Lamé

**Símbolo      Significado**

$\mu$	- módulo de corte, módulo de rigidez ou coeficiente de Lamé
$\mu_D$	- módulo de corte das rochas secas
$\mu_m$	- módulo de corte da matriz
$\mu_w$	- módulo de corte das rochas saturadas
$\omega$	- frequência, no método WET
$\Psi$	- função de onda
$a$	- constante empírica de proporcionalidade (Lei d' Archie)
$e$	- índice de vazios
$E$	- energia (Annealing)
$E$	- Módulo de Young
$F$	- factor da formação (Lei d' Archie)
$k$	- módulo de deformação volúmico
$k_D$	- módulo de deformação volúmico das rochas secas
$k_f$	- módulo de deformação volúmico do fluido
$k_f$	- módulo de deformação volúmico da matriz
$k_s$	- módulo de deformação volúmico dos grãos
$k_w$	- módulo de deformação volúmico das rochas saturadas
$m$	- constante empírica (coeficiente de cimentação) (Lei d' Archie)
$n$	- expoente de saturação (Lei d' Archie)
$P_{cl}$	- percentagem de argila na matriz
$S_w$	- grau de saturação do meio
$s(x)$	função distribuição de lentidão (método WET)
$T$	- temperatura
$T_D$	- tempo de chegada da onda sísmica
$V_P$	- velocidade de propagação da onda longitudinal, ou de compressão, ou onda P
$V_{Pa}$	- velocidade de propagação da onda de compressão no ar
$V_{Pcl}$	- velocidade de propagação da onda de compressão na argila
$V_{Pm}$	- velocidade de propagação da onda de compressão na matriz
$V_{Pf}$	- velocidade de propagação da onda de compressão no fluido
$V_{Pw}$	- velocidade de propagação da onda de compressão na água
$V_S$	- velocidade de propagação da onda de corte, ou onda S
$V_{Sm}$	- velocidade de propagação da onda de corte na matriz
$V_v$	- volume de vazios
$V_s$	- volume de partículas sólidas
$V_w$	- volume de água

**Símbolo    Significado**

$V_{cal}$	- velocidade da onda P, calculada pelo método de <i>Simulated Annealing</i>
$V_{obs}$	- velocidade da onda P, obtida por inversão, com recurso a programa comercial
$V_{cl}$	- velocidade de propagação da onda de compressão na argila
$Z_D$	- espessura de cada camada, no método dos tempos de atraso



# ACRÓNIMOS

- CSA - Classical Simulated Annealing
- FSA - Fast Simulated Annealing
- GRM -Generalized Reciprocal Method
- GSA - Generalized Simulated Annealing
- ISRM - Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas
- LNEC - Laboratório Nacional de Engenharia Civil
- SA - Simulated Annealing
- SEV - Sondagem Eléctrica Vertical



# Agradecimentos

Neste “cantinho” da tese, onde a escrita pode ser menos formal, cabe-me agradecer a todos os que possibilitaram a sua elaboração e a realização de todos os trabalhos que nela culminaram e, em particular às seguintes pessoas e entidades:

- ao meu orientador, Professor Doutor Fernando Monteiro dos Santos, do Departamento de Física da Faculdade de Ciências, pelo apoio sempre presente, para além da imprescindível ajuda a nível informático, não só no refrescamento da programação já esquecida, mas também na elaboração de algumas das ferramentas informáticas;
- ao Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), na pessoa do seu Presidente, pelas facilidades concedidas a todos os níveis para a realização dos trabalhos que conduziram à presente dissertação;
- tem sido no LNEC, e a partir do ano em que ingressei no então Núcleo de Prospecção – 1994 – que tenho vindo a aprofundar os conhecimentos de geofísica adquiridos na Faculdade e obter novas competências a este nível, sempre com o incentivo do Dr. Fialho Rodrigues, meu Chefe de Núcleo quando iniciei os trabalhos para a tese, e persistente responsável pela aquisição do equipamento de resistividade com multi-condutores, que à data deveria ser o único no país. Foi este equipamento que facilitou, e em parte permitiu, a realização da maior parte dos trabalhos de campo com o método da resistividade eléctrica por corrente contínua, apresentados na tese. Por tudo isso, e pelo seu espírito, um “Muito Obrigado, Dr. Fialho”;
- os trabalhos de campo de geofísica são feitos em equipa, e aqui quero expressar o meu agradecimento aos experimentadores do Núcleo de Geologia de Engenharia do LNEC, pela preciosa ajuda que cada um deu nos diversos trabalhos realizados no campo e em gabinete, e o companheirismo sempre presente: Adelino Bastos, Carlos Martins, Daniel Filipe, Henrique Graça, Luís Pinto e Rosado Fernandes. Cabe ainda aqui agradecer aos Experimentadores do Núcleo de Fundações, Aterros e Obras de Suporte do LNEC António Cardoso e Joaquim Timóteo pelo trabalho realizado no *campus* do LNEC e em laboratório;

- às entidades para as quais o LNEC realizou trabalhos por contrato, pela permissão para utilizar parte dos dados colhidos nesses trabalhos, em particular a EDIA – Empresa de Desenvolvimento Integrado do Alqueva, S.A.; NAER – Novo Aeroporto de Lisboa, S.A., CPPE – Companhia Portuguesa de Produção de Energia, S.A. e Optimus, S.A.. Agradeço ainda ao director do aterro sanitário onde foram realizados trabalhos de prospecção ao longo destes anos, por todas as facilidades concedidas e pelos elementos facultados;
- à colega Doutora Eng<sup>a</sup> Marília Oliveira, por ter assumido no decurso do período em que decorreu o doutoramento, os trabalhos que eu vinha a assegurar nos últimos anos no domínio do controle de integridade de estacas e de ensaios sísmicos entre furos;
- aos Professores Doutores António Mateus, Jorge Figueiras e Mário Gonçalves do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências, pelos ensinamentos a nível da geologia, decorrentes das discussões sobre os trabalhos realizados no aterro sanitário e os consequentes artigos e, ao primeiro destes, pela leitura crítica do segundo capítulo da tese;
- ao Dr. Jorge Neves, da EDP Produção, pela revisão do enquadramento geológico de Pedrógão (local de implantação da barragem), e pelos elementos disponibilizados relativamente a este local;
- ao colega de Licenciatura, actualmente no INETI, ex-IGM, Doutor João Carvalho (para mim será sempre o João Gameira), pela disponibilização de elementos sobre o método de refração sísmica, que me permitiram encontrar um rumo no desenvolvimento de diversas ferramentas e aptidões neste método;
- ao Professor Doutor Andrade Afonso pelo facto de, ainda na Licenciatura, me ter transmitido o “bichinho” dos trabalhos de campo, despertando-me para a geofísica aplicada.

Um agradecimento especial aos meus pais, pelas bases que me transmitiram e que me proporcionaram chegar a este ponto.

E *“last but not the least”* cabe-me ainda agradecer publicamente à Graça, à Mariana, ao Francisco e ao Bernardo, por tudo o que suportaram com a falta de paciência, tempo e disponibilidade para as brincadeiras e o acompanhamento nos estudos e no seu desenvolvimento nestes últimos anos.

# Resumo

Procurou-se, com o trabalho que aqui se apresenta, avaliar a eficácia da aplicação de métodos geoelectromagnéticos e sísmicos em problemas ambientais e geotécnicos concretos e em diferentes meios geológicos.

Num aterro sanitário efectuaram-se ao longo dos últimos seis anos quatro campanhas de prospecção, que permitiram avaliar o comportamento do fluxo de lixiviado que se infiltra nas fracturas do maciço granítico onde se encontra instalado o aterro. No que diz respeito às aplicações geotécnicas procurou-se ir de encontro ao que por vezes é solicitado ao geofísico: detectar eventuais estruturas enterradas e avaliar variações de compactação dos materiais, para fundação de estruturas a edificar. Pretendeu-se com os trabalhos efectuados avaliar os limites dos métodos e dos dispositivos utilizados. Recorreu-se para o efeito a uma estrutura, cujas características eram conhecidas e à execução, no *campus* do LNEC, de um desaterro e posterior aterro após instalação de corpos anómalos.

As velocidades de propagação das ondas de compressão ( $V_P$ ) e de corte ( $V_S$ ) desempenham um papel importante na caracterização dinâmica tanto de solos como de rochas, principalmente pelo facto de nos permitirem obter alguns parâmetros elásticos dos meios em estudo. Em Portugal o processo corrente de utilização de  $V_P$  e  $V_S$  para obtenção do coeficiente de Poisson ( $\sigma$ ) e módulo de Young consiste na execução de furos de sondagem e, através desses furos, obter como que uma sondagem destes parâmetros. O programa comercial utilizado para processamento dos perfis de refração sísmica permite obter perfis de  $\sigma$ . Contudo, para isso é necessário executar igualmente perfis de  $V_S$ , o que é de mais difícil implementação. Tendo em conta estes factos, testou-se, com dados de diferentes ambientes geológicos, a possibilidade de obter perfis de estimativas da variação bidimensional de  $\sigma$ , a partir de perfis de  $V_P$  e de relações entre  $V_P$  e  $V_S$ , tendo-se desenvolvido para o efeito o programa Poisson2D.

No decurso do presente trabalho foram utilizados diversos métodos de prospecção geofísica, tendo como fim por um lado, identificar o método que melhor se adaptasse a um determinado objectivo e, por outro, através da conjugação de diferentes métodos, diminuir a ambiguidade inerente aos modelos inversos obtidos, tendo em conta que é possível obter diferentes modelos da mesma grandeza física a partir dos mesmos dados colhidos.

Com recurso ao processo de *Simulated Annealing* desenvolveu-se um programa – RSAnn – para estimar a variação bidimensional da porosidade, do índice de vazios, do grau de saturação dos terrenos e do seu conteúdo em água, a partir da conjugação dos modelos obtidos por inversão independente de dados de resistividade eléctrica e de  $V_P$ . A metodologia foi testada com recurso a dados colhidos em diversos ambientes geológicos, confrontando-se os perfis obtidos com resultados pontuais obtidos em laboratório e/ou *in situ*.

**Palavras Chave:** Prospecção geofísica; ambiente; geotecnia; estimativas bidimensionais de parâmetros elásticos e geotécnicos



# Abstract

One of the objectives of the present work was to evaluate the efficacy of geoelectromagnetic and seismic methods applied to environmental and geotechnical specific problems in different geological environments.

In the past six years four surveys were performed at an active landfill location allowing the evaluation of leachate flux into granite massive.

Frequently geophysicists are asked to detect buried structures and to evaluate compaction variations at sites where future buildings foundations are to be implemented. This is the goal of this work in what concerns its geotechnical application.

Another goal was to evaluate methods and arrays limitations. A structure with known characteristics and an excavation in LNEC *campus* were used for this purpose after performing a survey with seismic and resistivity methods that were repeated after installing anomalous bodies and refilling the hole opened.

P and S seismic velocities play an important role in the dynamic characterization of both soil and rocks, once it allows obtaining some of the elastic parameters of the site. In Portugal the method currently used to get the Poisson ratio ( $\sigma$ ) and Young modulus requires seismic cross-hole tests, which gives a sort of a sounding of these parameters. The commercial software used to process seismic refraction profiles is prepared to give profiles of  $\sigma$ . However, it is necessary to perform a S-wave refraction profile, which is hard to implement. To avoid these procedures it was studied the possibility to have 2D estimations of  $\sigma$ , using P-wave refraction profiles combined with  $V_P$ - $V_S$  relations. Poisson2D software was developed and tested in different geological environments for this purpose.

During the present work several geophysical methods were used with the goal of identifying which one is the best for a certain objective and also to diminish the ambiguity of inverse models by combining different methods.

Using *Simulated Annealing*, a software was developed – RSAnn – to estimate 2D variations in porosity, void ratio, saturation and water content, by the combination of models obtained by independent inversion of resistivity and P-wave refraction data. The methodology was tested with data collected in different geological environments, and results were confronted with discrete data from laboratory tests of soil samples and from *in situ* soil tests.

**Keywords:** Geophysical prospecting; environment; geotechnics; 2D geotechnical and elastic parameters estimation



# 1. INTRODUÇÃO

A aplicação dos diversos métodos de prospecção geofísica a problemas geotécnicos e ambientais tem vindo a experimentar um considerável incremento nos últimos anos.

No caso do ambiente este incremento deve-se, em parte, ao facto de os métodos de prospecção geofísica serem indirectos e consequentemente não perturbadores do meio ambiente. Por outro lado, há situações que, hoje em dia, são consideradas problemas ambientais e que até há alguns anos não eram encaradas como tal, contribuindo assim para a aplicação dos métodos geofísicos, ou de uns métodos em detrimento de outros, potenciando assim o seu desenvolvimento.

Cada método de prospecção geofísica responde a diferentes propriedades físicas do meio em estudo, pelo que em cada situação selecciona-se a técnica mais adequada ao alvo em questão, como por exemplo a refração sísmica para avaliar a ripabilidade de um terreno; a resistividade eléctrica para detectar zonas de fracturação e/ou circulação de águas subterrâneas, ou identificação de plumas de poluição e o georadar para a detecção de pequenas cavidades no terreno, tubagens e armaduras de ferro que constituem a estrutura de obras de betão. Contudo, por vezes é necessário recorrer-se a mais do que uma técnica de prospecção para obter informação mais detalhada sobre o alvo em questão. O facto de haver mais do que um conjunto de dados, cada um deles respeitantes a diferentes propriedades físicas dos terrenos prospectados, permite diminuir a ambiguidade da interpretação final dos dados obtidos.

A interpretação destes dados é feita normalmente por meio de processos matemáticos de inversão. Através destes processos obtém-se, no caso da prospecção com recurso ao método da resistividade eléctrica, modelos das resistividades reais dos terrenos e sua distribuição em profundidade (sondagens eléctricas verticais), ou em profundidade e extensão (perfis e cartas de resistividade eléctrica). Nos métodos sísmicos, tanto de refração como de reflexão sísmica, obtém-se modelos das velocidades de propagação das ondas sísmicas, a partir dos tempos de percurso de ondas sísmicas geradas artificialmente, medidos entre a fonte e um conjunto de geofones instalados com igual espaçamento entre si ao longo de uma linha pré-definida. No caso dos métodos sísmicos que recorrem a furos de sondagem, obtém-se como que sondagens das velocidades das ondas de compressão e de corte, e de parâmetros elásticos do meio, normalmente do coeficiente de Poisson e do módulo de Young, calculados a partir da conjugação

daquelas propriedades físicas do meio. Com os furos de sondagem é ainda possível obter perfis de tomografia sísmica em profundidade, com fontes e receptores instalados nos furos de sondagem, e leques sísmicos, estes últimos resultantes da conjugação das posições de fontes e receptores em furos e na superfície.

A interpretação de mais do que um conjunto de dados (sísmicos e eléctricos, por exemplo), pode ser feita independentemente e posteriormente analisadas as características mais marcantes evidenciadas por cada método, ou então, pode-se realizar uma inversão conjunta ou sequencial dos dados obtidos por ambos os métodos.

Habitualmente utilizam-se sondagens mecânicas, poços e valas para a prospecção geotécnica de um local de construção. Este processo discreto de obtenção de informação não permite, por vezes, correlacionar esta de local para local, por forma a obter uma secção interpretativa. A combinação deste processo com métodos de prospecção geofísica, que permite obter secções bidimensionais das propriedades do subsolo, melhoraria significativamente o resultado final. Assim, para optimização de um estudo de local para edificação de uma estrutura de elevada importância, como por exemplo pontes, barragens, aeroportos ou linhas ferroviárias deve realizar-se um reconhecimento geológico conjugado com uma prospecção geofísica, finalizando com uma prospecção por meios mecânicos.

O reconhecimento geológico de superfície daria elementos à geofísica para uma melhor localização dos dispositivos no campo, face às principais estruturas geológicas presentes, e para a interpretação dos dados colhidos, os quais serviriam para melhor localizar as sondagens de prospecção que, por sua vez, podem optimizar os modelos do subsolo obtidos com os dados da geofísica.

A prospecção geofísica pode abarcar elevadas áreas a um baixo custo, localizando zonas críticas para um programa de sondagens mais localizadas, em vez de um estudo baseado numa malha de inúmeras sondagens.

Os métodos geoelectricos integram o conjunto de métodos geofísicos que têm tido um incremento considerável na sua aplicação em prospecção geotécnica. Constituem uma boa ferramenta de aplicação indirecta e não destrutiva, quer no reconhecimento de estruturas geológicas em maciços terrosos ou rochosos, quer na discriminação de camadas em bacias sedimentares. Para além do estudo deste tipo de situações pretendeu-se aplicar os métodos geoelectricos a casos de caracterização de locais eventualmente contaminados, nomeadamente, os que estejam relacionados com zonas de aterros de resíduos.

A variedade de problemas a estudar, a aplicação e análise de vários dispositivos electródicos com utilização de um sistema de medição portátil com cabo multicondutor e a interpretação dos resultados sob a forma de tomografia de resistividade eléctrica em secções bidimensionais, são alguns dos objectivos que faziam parte do presente trabalho. A conjugação de dados e resultados dos métodos geoelectricos com os de outros métodos geofísicos, em especial os sísmicos, de forma a integrar diferentes tipos de informação, era igualmente um dos objectivos a desenvolver.

Com o presente trabalho pretendeu-se, por um lado realizar uma diferente abordagem da conjugação de métodos de prospecção geofísica, tentando obter a partir dos dados geofísicos informação de relevo para estudos geotécnicos e ambientais e, por outro, testar diferentes técnicas em situações particulares de interesse ambiental e geotécnico. Numas situações apenas se utilizou um método ou dois, mas na maioria das situações foram utilizados mais do que um método, para aferir das respectivas sensibilidades ao problema em questão e ao meio geológico presente.

Na elaboração da presente dissertação procurou-se não aprofundar as bases teóricas dos métodos de prospecção utilizados, uma vez que são métodos já considerados clássicos e cujos fundamentos são plenamente conhecidos, apresentando-se apenas as bases fundamentais de cada um deles.

Na presente dissertação incorporaram-se resultados já publicados em congressos e revistas da especialidade, devidamente assinalados ao longo do texto, e encontra-se dividida em seis capítulos.

No **Capítulo 1**, faz-se o enquadramento dos objectivos a atingir.

No **Capítulo 2**, apresentam-se os fundamentos teóricos básicos do método da resistividade eléctrica por corrente contínua. Procurou-se avaliar as potencialidades e limitações deste método e de outros métodos globalmente classificados como métodos geoelectromagnéticos em estudos de carácter ambiental e em problemas geotécnicos correntes. Neste âmbito são apresentadas diversas aplicações práticas a nível ambiental e geotécnico.

No **Capítulo 3**, apresentam-se os princípios fundamentais do método da refacção sísmica, e procede-se à avaliação da influência da variação da porosidade na velocidade de propagação da onda sísmica. Apresenta-se ainda o método sísmico entre furos para obtenção de relações entre as velocidades de propagação das ondas P e S, necessárias para a produção de perfis bidimensionais de estimativa do coeficiente de Poisson. Para o efeito desenvolveu-se o programa Poisson2D, o qual foi aplicado a diversos locais de teste.

No **Capítulo 4**, analisa-se o estado da arte da conjugação de diversos métodos de prospecção geofísica, com especial ênfase nos métodos de resistividade eléctrica e de refacção sísmica. Ainda neste capítulo, introduz-se o método estocástico designado por *Simulated Annealing*, no qual se baseou a metodologia desenvolvida, representada pelo programa RSAnn, com o qual, a partir de dados geofísicos, se obtêm estimativas da variação bidimensional de parâmetros normalmente utilizados em estudos geotécnicos. Faz-se ainda uma apresentação sistemática de casos de aplicação prática.

No **Capítulo 5** apresenta-se um caso prático de aplicação de diversos métodos de prospecção geofísica num local de barragem, confrontando-se os modelos geofísicos com a cartografia geológico-geotécnica realizada após a escavação do seu maciço de fundação, e com os resultados das sondagens mecânicas. Como culminar do desenvolvimento dos programas RSAnn e Poisson2D, avaliou-se o resultado da sua aplicação neste local.

No **Capítulo 6** sintetizam-se e analisam-se os resultados obtidos ao longo do presente trabalho, apontando-se caminhos futuros para o desenvolvimento das metodologias apresentadas para obtenção de parâmetros geotécnicos a partir de dados geofísicos.

## 2. PROSPECÇÃO GEOFÍSICA POR MÉTODOS ELÉCTRICOS

Em primeiro lugar considera-se necessário distinguir claramente os conceitos de solo, rocha e terreno que, de ora em diante, serão referidos no texto. De acordo com a Especificação LNEC E219-1968 (Prospecção Geotécnica de Terrenos – Vocabulário), estes são definidos do seguinte modo:

**Solo** – *Conjunto natural de partículas minerais que podem ser separadas por agitação na água.*

*Os vazios entre as partículas contêm água e ar, separada ou conjuntamente;*

**Rocha** (*definição no sentido da Engenharia Civil*) – *Material resultante dum dado processo geológico, que apresenta para cada espécie certa constância de propriedades e modo de agrupamento dos seus componentes e que se distingue geralmente dos solos por não se desagregar quando agitado em água;*

**Terreno** – *Porção da crosta terrestre, quer se trate dum solo quer duma rocha.*

Existem solos que, de tão coesos se aproximam das rochas e rochas que, mercê de forte alteração, apresentam comportamento próximo ao dos seus solos residuais, constituindo assim uma zona de transição entre os solos e as rochas (LNEC, 1974).

As rochas *in situ* geralmente possuem uma macroestrutura, resultante da presença de fracturas e dobras. Nesta situação estamos perante um maciço rochoso, em que a rocha é o material, o qual é caracterizado por determinadas características físicas (LNEC, 1974).

A resistividade eléctrica é uma propriedade física dos materiais, e é no estudo desta propriedade que se baseiam os métodos geoeléctricos e electromagnéticos. Estes métodos têm tido nos últimos anos um incremento assinalável na sua aplicação em prospecção geotécnica e no domínio do ambiente, decorrentes em parte dos avanços tecnológicos dos sistemas automáticos de aquisição de dados e de programas de inversão mais rápidos. Incluem várias técnicas e constituem uma boa ferramenta de aplicação indirecta e não destrutiva, quer no reconhecimento de estruturas geológicas em maciços terrosos ou rochosos, quer na discriminação de camadas em bacias sedimentares, ou ainda na monitorização de instalações contendo resíduos (lixeiros encerradas e aterros sanitários, por exemplo) ou

de materiais contaminantes do ambiente (refinarias, estações de serviço, gasodutos, etc.). No domínio da Engenharia Civil, os métodos de resistividade eléctrica têm sido ainda utilizados, por exemplo, no estudo do corpo de barragens de betão (Karastathis et al., 2002) ou de aterro (Johansson et al., 2004) e, também, no estudo das paredes de túneis (Kruschwitz e Yaramanci, 2004). Para além destes campos de actuação também têm vindo a aparecer em Congressos e na literatura da especialidade trabalhos relacionados com novas áreas, como é o caso da influência das árvores no conteúdo de água dos terrenos, tendo em vista a crescente preocupação com a preservação do “ouro” do presente milénio - a água (Conein e Barker, 2002; Al Hagrey et al., 2004).

A rapidez associada à automatização dos sistemas de aquisição de dados de resistividade eléctrica e aos novos programas de inversão, permite uma nova área de estudo: a avaliação da evolução temporal da resistividade dos terrenos, principalmente associada a questões ambientais e hidrogeológicas (Barker e Moore, 1998; Moore e Barker, 2002).

## **2.1 Fundamentos teóricos**

### **2.1.1 Conceitos básicos**

A prospecção por métodos eléctricos baseia-se na geração de um campo eléctrico, através da injeção de corrente eléctrica no terreno por meio de dois eléctrodos, e medição da diferença de potencial eléctrico entre dois outros pontos.

A corrente eléctrica é transportada através dos terrenos por meio de movimentos de electrões livres ou de iões, no sólido, ou por movimentos de iões, na água. O primeiro tipo de transporte pode ser importante quando estamos perante grafite, magnetite ou pirite, por exemplo. Em estudos de hidrologia, ambiente e geotecnia o transporte de corrente ocorre principalmente através do electrólito aquoso existente nos intervalos entre as partículas do solo ou rocha. Assim, a resistividade depende não só da porosidade do material que compõe o terreno, como também do seu grau de saturação e da quantidade de iões dissolvidos no electrólito, especialmente em rochas sedimentares ou pouco consolidadas, em maciços terrosos e bacias sedimentares. A resistividade depende ainda, em maior ou menor grau, de outras propriedades dos solos e das rochas, como seja a pressão, a temperatura, o conteúdo em argila, o grau de cimentação das partículas do solo e o tipo de mineralização presente.

Não existem expressões matemáticas que relacionem a grandeza resistividade com todas estas propriedades; no entanto, existem algumas relações empíricas entre a resistividade e algumas delas, baseadas em modelos simples, dos quais se destacam as obtidas a partir dos estudos realizados por Archie (1942) com areias e arenitos, para a indústria do petróleo, e que relacionam a resistividade com a porosidade e a saturação do meio, e os modelos realizados por Bussian (1983) com areias argilosas.

As variações mais significativas do campo eléctrico podem corresponder a heterogeneidades

litológicas ou a anomalias de resistividade dos materiais. A detecção das anomalias de resistividade depende do contraste de resistividade entre as estruturas subsuperficiais anómalas e o meio envolvente, e da sua posição face ao dispositivo utilizado.

Na Tabela 2.1 apresentam-se os valores de resistividade eléctrica de alguns metais, minerais e rochas mais comuns, extraídos da literatura.

Tabela 2.1 - Resistividade da água e de alguns metais, minerais e rochas mais comuns (adaptado de (Reynolds, 1997), (Berkeley, 2004) e (Sheriff, 1991))

<b>Material</b>	<b>Resistividade (ohm.m)</b>
Água do mar	0,2 – 1
Água	2 - 100
Alumínio	$2,8 \times 10^{-8}$
Cobre	$1,7 \times 10^{-8}$
Prata	$1,6 \times 10^{-8}$
Aço	$15-90 \times 10^{-8}$
Calcopirite	$1,2 \times 10^{-5} - 0,3$
Pirite	$3,0 \times 10^{-5} - 1,5$
Hematite	$3,5 \times 10^{-3} - 10^7$
Magnetite	$5,0 \times 10^{-4} - 5,0 \times 10^4$
Granito	$300 - 1 \times 10^6$
Granito alterado	30 - 500
Basalto	$10 - 1,3 \times 10^7$
Xistos (calcário e mica)	20 - 10 000
Xistos (grafite)	10 - 100
Mármore	$100 - 2,5 \times 10^8$
Arenitos	$1 - 7,4 \times 10^8$
Calcário	$100 - 2,5 \times 10^8$
Argilas	1 - 100
Aluvião e areias	10 - 800
Solo (40 % argila)	8
Solo (20 % argila)	33
Cinzas	4
Argila (seca)	50 - 150

Existem diversos dispositivos de prospecção geoelectrica, pelo método da resistividade, todos eles tetraelectródicos, sendo dois eléctrodos de potencial (P1 e P2) e dois de corrente (C1 e C2), tal como se representa no esquema seguinte.

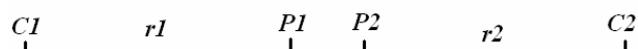


Figura 2.1– Dispositivo tetraelectródico.

Quando as distâncias C1P1, P1P2 e P2C2 são iguais, estamos perante o dispositivo de Wenner Figura 2.2. Designa-se esta distância comum por distância dipolar e representa-se normalmente por *a*. O

dispositivo de Dipolo-Dipolo é idêntico ao de Wenner em termos de disposição no terreno, uma vez que a distância dipolar também é sempre igual, com a diferença que o primeiro dipolo é de injeção e o segundo é de leitura.



Figura 2.2 – Dispositivos de Wenner e Dipolo-Dipolo.

Teoricamente, a diferença de potencial eléctrico  $\Delta V$  existente entre os pontos P1 e P2, respectivamente às distâncias  $r_1$  e  $r_2$  dos eléctrodos C1 e C2 onde é injectada a corrente eléctrica I, num semi-espaço de resistividade eléctrica  $\rho$ , homogéneo e isotrópico, é dada por:

$$\Delta V = G \frac{I \rho}{2\pi} \quad (2.1)$$

onde:

- $\Delta V$  - diferença de potencial eléctrico, entre os pontos P1 e P2 (V);
- $G$  - factor geométrico (depende da configuração electródica utilizada);
- $I$  - intensidade da corrente eléctrica injectada no terreno (A);
- $\rho$  - resistividade eléctrica do meio (ohm.m);
- $2\pi$  - constante correspondente ao semi-espaço considerado.

Uma vez que apenas teoricamente estamos perante um meio homogéneo e isotrópico, a resistividade eléctrica do meio que se obtém é uma resistividade eléctrica aparente ( $\rho_a$ ), cuja expressão de cálculo se obtém da equação anterior:

$$\rho_a = 2\pi G \frac{\Delta V}{I} \quad (2.2)$$

É plenamente conhecido que a Lei d'Ohm diz que a resistência de um material à passagem da corrente eléctrica é igual à razão entre a diferença de potencial (d.d.p.) aplicada entre dois pontos e a intensidade da corrente. Quando num terreno aplicamos este princípio para cálculo da resistividade, necessitamos de introduzir um factor multiplicativo que reflecta a distribuição espacial dos pontos de injeção de corrente e os de leitura da d.d.p. – é o chamado factor geométrico,  $G$ , que, para o dispositivo de Wenner é  $G = a$  e para o dispositivo dipolo-dipolo é  $G = a n(n+1)(n+2)/2$ . Obtemos assim a resistividade eléctrica do terreno, que pode então ser definida como a resistência do terreno à passagem da corrente por unidade de área e comprimento. Também é usual trabalhar-se com o inverso da resistividade – a condutividade. Não deverá constituir factor de confusão, no decurso do presente texto, recorrer-se ora a um ora a outro conceito, dependendo do contexto em que um esteja melhor enquadrado do que o outro.

## 2.1.2 A anisotropia do meio

Para além de, na natureza muito raramente estarmos perante um meio homogéneo e uniforme, também por vezes existe anisotropia, i.e. a resistividade varia de acordo com a direcção em que é disposto o dispositivo. Pode-se considerar como exemplo um meio xistento. Este conceito encontra-se descrito em diversos textos clássicos (e.g., Grant e West, 1965; Keller e Frischknecht, 1966; Zhdanov e Keller, 1994), pelo que aqui apenas será feita uma breve descrição do mesmo, como introdução à sua utilização numa das aplicações práticas do método da resistividade (parágrafo 2.2.1.2.2).

Se num determinado meio existe fracturação, então, tendo em conta que a condução da corrente eléctrica ocorre, principalmente, através do electrólito presente no meio, teoricamente a circulação dos fluxos do electrólito e, conseqüentemente, da corrente eléctrica seria mais fácil ao longo dos alinhamentos de fracturação. Assim, seria expectável que a resistividade eléctrica fosse menor paralelamente aos planos de fracturação e maior, na direcção normal a estes.

Num meio anisotrópico, constituído por fracturação ou xistosidade do material rochoso, o potencial eléctrico num determinado ponto é dado por (e.g., Keller e Frischknecht, 1966; Masne, 1979):

$$\Delta V = \frac{I \rho_m}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + \lambda^2 y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.3)$$

onde

$x, y$  e  $z$  são as coordenadas do ponto considerado;

$\rho_m = \sqrt{\rho_t \rho_l}$  é a resistividade média

$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}}$  é o coeficiente de anisotropia

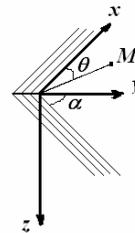


Figura 2.3 – Meio anisotrópico com laminação segundo um ângulo  $\alpha$  com a horizontal, onde  $\rho_l = \rho_x = \rho_z$  e  $\rho_t = \rho_y > \rho_x$  (adaptado de (Masne, 1979)).

A análise do denominador da equação (2.3) permite concluir que num meio anisotrópico as equipotenciais são elipses.

Considerando uma laminação segundo um ângulo  $\alpha$  com a horizontal (Figura 2.3), Masne (1979) demonstrou que o potencial num ponto  $M$  situado à superfície do terreno ( $z=0$ ) à distância  $r$  da origem ( $r^2=x^2+y^2$ ) é dado por:

$$\Delta V = \frac{I \rho_m}{2\pi r} \frac{1}{(1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \theta \sin^2 \alpha)^{3/2}} \quad (2.4)$$

Conjugando (2.2) com (2.4), e tendo em conta as definições de  $\lambda$  e  $\rho_m$ , a resistividade aparente medida num meio anisotrópico com um dispositivo orientado segundo a direcção de laminação, é dada pela seguinte expressão (Keller e Frischknecht, 1966):

$$\rho_a = \lambda \rho_l \quad (2.5)$$

Se o dispositivo estiver orientado segundo a normal à estratificação e se esta for vertical, então a resistividade aparente é dada por (Keller e Frischknecht, 1966):

$$\rho_a = \rho_l \quad (2.6)$$

Desta última expressão conclui-se que, quando o dispositivo está orientado normalmente à direcção de laminação, a resistividade medida não é a transversal mas sim a longitudinal. Esta conclusão constitui o paradoxo da anisotropia (Keller e Frischknecht, 1966; Zhdanov e Keller, 1994).

### 2.1.3 A porosidade e o grau de saturação do meio.

Há longos anos que têm vindo a ser realizados estudos para determinação da porosidade e grau de saturação das formações geológicas em ambientes de alta pressão (grandes profundidades), devido à grande importância que estes elementos possuem para a indústria petrolífera. O estudo clássico nesta área, elaborado para meios puramente arenosos – sem qualquer percentagem de argila - e que tem vindo a ser utilizado desde então, com adaptações a várias situações, é aquele realizado por Archie (1942), que relaciona a resistividade medida ( $\rho$ ) com a do electrólito presente nos poros do meio granular saturado ( $\rho_w$ ) e a sua porosidade ( $\phi$ ) (e.g., (Keller e Frischknecht, 1966)):

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} = a \phi^{-m} \quad (2.7)$$

onde

$F$  - Factor de formação;

$a$  - constante empírica de proporcionalidade que depende do tipo de rocha ( $0,6 < a < 1,5$ );

$m$  - constante empírica (coeficiente de cimentação) que depende do tipo de material – varia entre 1,3 para areias não consolidadas e 2,3 para rochas compactas, com baixa porosidade.

Esta relação é usualmente designada por Lei d'Archie, sendo válida para ambientes com porosidades entre 4 e 45 % (Zhdanov e Keller, 1994). Em meios saturados onde o electrólito possui elevado conteúdo em sais, a resistividade diminui, pelo que, para meios com igual estrutura granular e porosidade, o factor de formação vai depender do electrólito que preenche os poros. Isto deve-se ao facto de ocorrer um aumento da condutividade eléctrica do electrólito pelo efeito de ionização dos minerais de argila e, especialmente, em material rochoso, pela condutividade que ocorre na superfície dos materiais. Esta última deve-se ao processo de fracturação que ocorre nos minerais na fase de formação da rocha, em que alguns iões ficam mais próximo da superfície do que outros, o que facilita a condução da corrente eléctrica quando o electrólito entra em contacto com aquela.

Em muitas situações os poros não estão totalmente preenchidos pelo electrólito, ou seja o meio não está saturado. Nestas condições, a Lei d'Archie transforma-se em (Zhdanov e Keller, 1994):

$$\rho = a \phi^{-m} S_w^{-n} \rho_w \quad (2.8)$$

ou, em termos de condutividade

$$\sigma = a^{-1} \phi^m S_w^n \sigma_w \quad (2.9)$$

onde

$S_w$  - grau de saturação do meio

$n$  - expoente de saturação (normalmente  $n = 2$ )

As constantes empíricas  $a$  e  $m$  da Lei d'Archie, podem variar para o mesmo tipo de material. No entanto, existe uma relação entre si para cada litologia do tipo ((Gomez-Rivero, 1976) *in* (Worthington, 2001)):

$$m = A - B \log a \quad (2.10)$$

onde A e B são constantes para cada litologia.

Worthington (2001) constatou que, num conjunto de 18 furos de prospecção, realizados na mesma formação geológica, todos eles deram valores diferentes de  $a$  e  $m$ , mas valores relativamente constantes de  $F$  e  $\phi$ , o que o levou a concluir que, de algum modo, haveria uma relação entre os diversos valores de  $a$  e  $m$ , tal como havia concluído Gomez-Rivero, pelo que, efectuando uma regressão, obteve uma expressão idêntica à deste.

Apesar de a Lei d'Archie (Equação (2.7)) ter sido desenvolvida para meios sujeitos a altas pressões, também tem sido utilizada em terrenos superficiais (baixa pressão) para determinação da porosidade e/ou saturação do meio (e.g., Dannowski e Yaramanci, 1999), embora alguns autores (Kafri e Goldman, 2005) a considerem pouco precisa para determinação da porosidade, devido às aproximações necessárias, principalmente o desconhecimento do valor a tomar para a resistividade do electrolito.

#### 2.1.4 O conteúdo em argila e a condução da corrente eléctrica

Tal como foi referido no parágrafo anterior, a argila é um factor que não foi considerado no desenvolvimento da Lei d'Archie, e que, pela sua influência na resistividade, impõe analisar-se.

Os materiais argilosos estão normalmente presentes em locais onde o material rochoso primário foi sujeito a reacções de tipo diverso, mas onde a hidrólise, hidratação e descarbonatação predominam; em preenchimentos cársicos; em caixas de falha e em zonas de alteração da rocha junto a este tipo de discontinuidades ou em terrenos aluvionares.

Do que foi afirmado no parágrafo anterior conclui-se que a presença de argila, nos terrenos alvo de uma prospecção, é notória através da diminuição do valor da resistividade. Este efeito é devido ao facto das argilas possuírem uma superfície electricamente activa (Mitchell, 1993). Abu-Hassanein et al (1996) comprovaram esta conclusão ao analisarem diferentes amostras de argila: constataram que a resistividade diminui à medida que a dimensão das partículas do solo diminui.

A estrutura básica de uma partícula de argila consiste em camadas alternadas de sílica tetraédrica (átomos de sílica rodeados de átomos de oxigénio nos vértices de um tetraedro) e de octaedros de

magnésio ou alumínio (átomos de magnésio ou alumínio rodeados de átomos de oxigénio nos vértices de um octaedro) (Mitchell, 1993) (Figura 2.4).

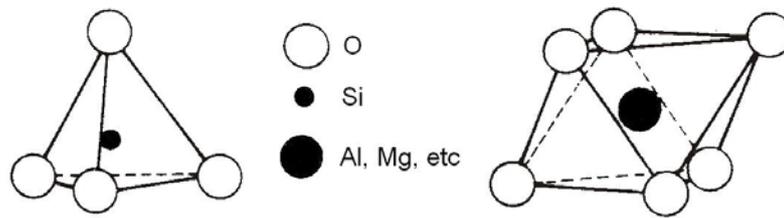


Figura 2.4 - Tetraedro de sílica (*esquerda*) e octaedro de alumínio, magnésio, etc. (*direita*) (adaptado de (Mitchell, 1993).

O mineral de argila electricamente neutro é constituído por um octaedro de magnésio ou alumínio entre dois tetraedros de sílica. Quando ocorre a formação do mineral outros iões podem ocupar o lugar da sílica ( $\text{Si}^{4+}$ ), do magnésio ( $\text{Mg}^{2+}$ ) ou do alumínio ( $\text{Al}^{3+}$ ), como por exemplo ferro ( $\text{Fe}^{2+}$  ou  $\text{Fe}^{3+}$ ), níquel ( $\text{Ni}^{2+}$ ) ou crómio ( $\text{Cr}^{3+}$ ). Se a estrutura original estava electricamente neutra a substituição provoca carga eléctrica negativa, que terá de ser compensada através da atracção de catiões para a sua superfície, a partir do electrólito. Parte destes catiões podem ser trocados, designando-se essa quantidade por Capacidade de Troca de Catiões. Os minerais de argila (por exemplo, caulinite, vermiculite, ilite e clorite (Zhdanov e Keller, 1994)) possuem assim capacidade para trocar iões com o electrólito. Os iões mais geralmente trocados com os minerais de argila são o  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ , em ordem decrescente de abundância na natureza (Mitchell, 1993; Zhdanov e Keller, 1994). Este movimento de troca catódica é um dos processos de diminuição da resistividade eléctrica associado à argila.

Outro processo que facilita a condução da corrente eléctrica (diminuição da resistividade eléctrica) é a condução na superfície. Os minerais que constituem as rochas normalmente fracturam de tal modo que um tipo de ião do cristal acaba por ficar mais próximo da superfície do que os restantes (Keller e Frischknecht, 1966). Em silicatos, normalmente são os iões de oxigénio que tomam esta posição. Nesta situação, quando a superfície do cristal fica em contacto com o electrólito, os iões nele dissolvidos “vêm” a superfície como estando negativa (por acção do oxigénio ( $\text{O}^{2-}$ )) e esta atrai os catiões e repele os aniões. Na Figura 2.5 apresentam-se quatro mecanismos diferentes de interacção entre a argila e a água.

Quando a argila se encontra seca, os catiões adsorvidos encontram-se bem ligados pelas partículas de argila carregadas negativamente, como já foi mencionado. Os catiões que se encontram em excesso face ao número necessário para equilibrar a carga eléctrica da argila encontram-se sob a forma de precipitados salinos. Estes precipitados, quando em presença de água, tendem a passar para a esta. Devido ao facto dos catiões adsorvidos produzirem uma concentração muito elevada na superfície das partículas de argila, eles tendem a difundir-se na água para equilibrar as cargas em todo o electrólito. No entanto, esse movimento é contrariado pelo campo eléctrico negativo existente na superfície da argila. A tendência de saída destes catiões devido à difusão e a atracção electrostática que se lhe opõe encontra-se bem

ilustrada pelo esquema presente na Figura 2.6. À superfície carregada e à distribuição de cargas no electrólito dá-se o nome de difusão de dupla camada (Mitchell, 1993).

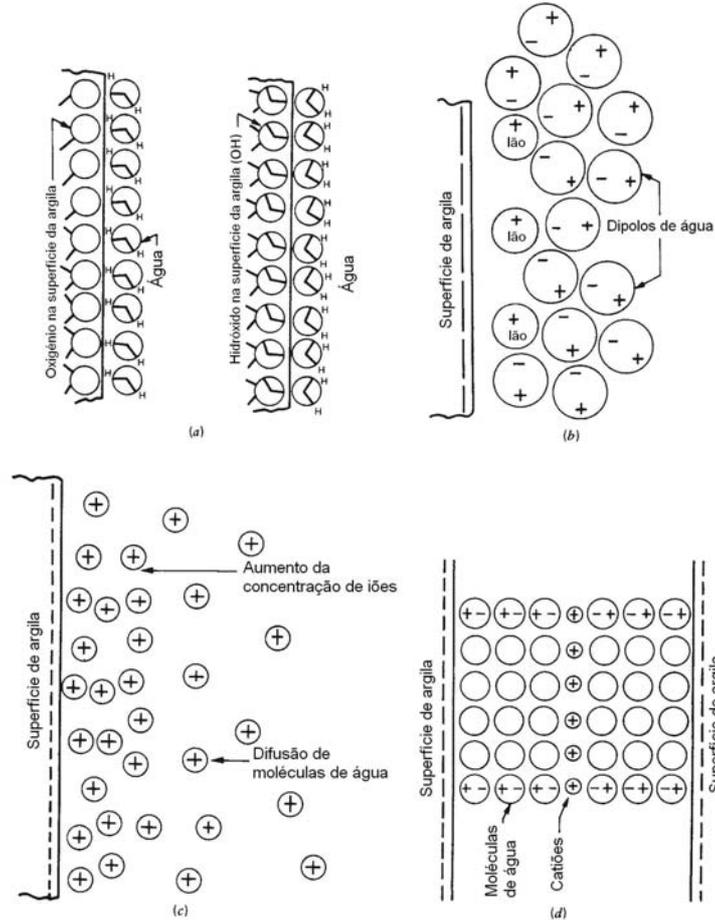


Figura 2.5 - Mecanismos possíveis para a interacção entre a argila e a água. (a) Acoplamento por Hidrogénio. (b) Hidratação iónica (importante na presença de baixo conteúdo em água). (c) Atracção por osmose (importante quando o conteúdo em água é superior àquele que as primeiras camadas de moléculas necessitam). (d) Atracção dipolar (Adaptado de (Mitchell, 1993)).

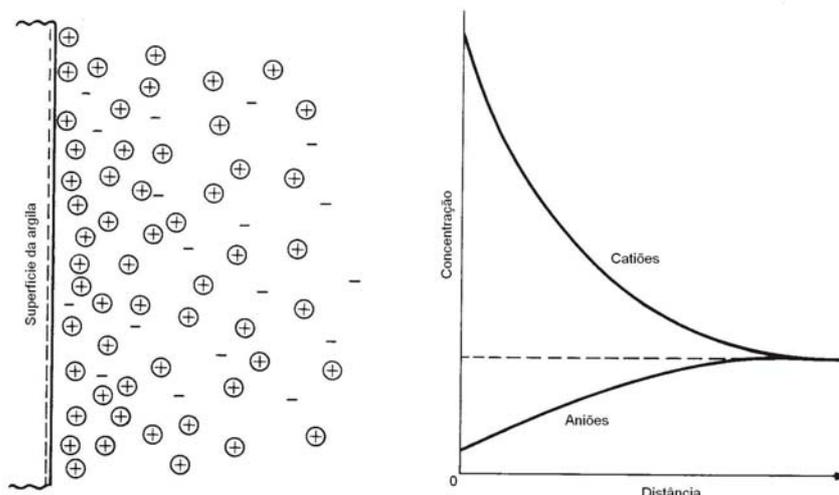


Figura 2.6 – Esquema explicativo do movimento de cargas eléctricas na superfície da argila segundo o conceito de difusão de dupla camada (adaptado de (Mitchell, 1993)).

As partículas de argila possuem uma grande superfície por unidade de peso, pelo que uma pequena percentagem de argila tem capacidade para aumentar a condutividade, ou seja diminuir a resistividade eléctrica. Este efeito é mais significativo quando o electrólito é mais resistivo (menos condutor), como acontece com o petróleo, por exemplo.

Em 1968 Waxman e Smits (in Vinegar e Waxman, 1984; Aristodemou e Thomas-Betts, 2000) propuseram um modelo que tem em conta a contribuição da troca catódica devida às partículas de argila:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{S_w^{n^*}}{F^*} \left( \frac{1}{\rho_w} + \frac{BQ_v}{S_w} \right) \quad (2.11)$$

onde

- $F^*$  - factor de formação definido por Waxman e Smits (1968) para materiais argilosos ( $F^* = a^* \phi^{-m^*}$ );
- $n^*$  - expoente de saturação, para materiais argilosos;
- $a^*$  - constante empírica de proporcionalidade para materiais argilosos;
- $m^*$  - coeficiente de cimentação para materiais argilosos;
- $Q_v$  - Capacidade de Troca de Cátions do material;
- $B$  - condutividade iónica equivalente da troca catiónica, em função de  $\rho_w$ .

Para um conjunto de amostras de areias argilosas mergulhadas numa solução de cloreto de sódio, a uma temperatura estável de 25°C, obtiveram uma expressão empírica para  $B$  dada por:

$$B = 0.0383 \left( 1 - 0.83 e^{-\frac{50}{\rho_w}} \right) \quad (2.12)$$

A conjugação da equação (2.11) com a definição do factor de formação, leva-nos à seguinte expressão para a resistividade medida em areias argilosas:

$$\rho = \frac{a^* \phi^{-m^*} \rho_w S_w^{1-n^*}}{S_w + \rho_w B Q_v} \quad (2.13)$$

A expressão a que se chegou apresenta dificuldades de aplicação prática tendo em conta que diversos parâmetros são estimados e os seus valores dependem, e por isso caracterizam, o material objecto de estudo, nomeadamente  $a^*$ ,  $m^*$ ,  $n^*$  e  $Q_v$ . Outras dependem do valor medido *in situ* ou em laboratório, ou estimado -  $\rho_w$  e  $S_w$  e, indirectamente,  $B$ . Conhecendo todas estas variáveis, e recorrendo à equação (2.12), é possível obter uma estimativa para a porosidade do meio a partir da utilização da equação (2.13), com base na medição da resistividade global.

Keller (1987) considera que, em muitas rochas, a água é o único elemento presente com significativa condutividade e, em rochas com algum teor de argila, para que esta seja condutora, deve encontrar-se molhada, tal como já haviam concluído Waxman e Smits (1968). Nestas condições, o electrólito e a estrutura dos poros onde ele se encontra, vai condicionar a resistividade da rocha. Considerando que a obtenção de leis que descrevam as estruturas dos poros são de difícil obtenção, devido às complicadas formas dos poros, Keller (1987) considera que a expressão que mais satisfatoriamente descreve a resistividade de uma rocha ainda é aquela obtida por Archie (Equação (2.8)).

Com base nos conceitos introduzidos por Bruggeman (1935) e Hanai (1960b; 1960a; 1961), Bussian (1983) desenvolveu um novo modelo que relaciona as propriedades eléctricas de um meio heterogéneo constituído por dois elementos, com aquelas desses mesmos elementos, mas individualizadas. No caso de areias argilosas saturadas a resistividade da formação é dada pela seguinte expressão:

$$\rho = \frac{\rho_w \rho_m}{m \rho_w (1 - \phi^m) + \rho_m \phi^m} \quad (2.14)$$

onde  $\rho_m$  é a resistividade da matriz argilosa.

### 2.1.5 Perfis de resistividade/Tomografias de Resistividade Eléctrica

Nos últimos 25 anos tem-se vindo a assistir a um desenvolvimento da prospecção pelo método de resistividade eléctrica, em parte devido ao aparecimento de sistemas automáticos de aquisição de dados com recurso a cabos multi-condutores (Barker, 1981; Griffiths et al., 1990; Griffiths e Barker, 1993) que permitem fazer em poucas horas perfis de Dipolo-Dipolo, polo-dipolo, polo-polo ou de Sondagens Eléctricas Verticais Contínuas (SEVC) com o dispositivo de Wenner com grande densidade de leituras. Esta abordagem contrasta significativamente com o processo clássico de utilizar uma bobine para cada injeção, comutar manualmente as injeções e percorrer o perfil para efectuar as leituras de potenciais. Estes sistemas têm contudo uma limitação: a dimensão dos cabos. Para realização de grandes perfis com grandes distâncias dipolares – mais de 20 m –, para atingir profundidades elevadas (superiores a 100 m) as bobines de cabo teriam que ser maiores, ou então cada cabo teria que possuir menos ligações aos eléctrodos. Para estas situações foi desenvolvido pela Universidade de Birmingham um sistema idêntico, onde cada eléctrodo é ligada a uma bobine, que possui um sistema electrónico de comutação. Neste sistema todas as bobines encontram-se ligadas entre si e são controladas remotamente por computador.

Outro grande contributo para o desenvolvimento da utilização do método de resistividade eléctrica, foi o programa de inversão desenvolvido por M. H. Loke – Res2Dinv (Loke e Barker, 1996; Loke, 1999), com o qual rapidamente se obtém uma Tomografia de Resistividade Eléctrica, a qual, uma vez mais, contrasta com a tradicional apresentação do modelo de resistividade constituído por corpos geométricos e homogéneos. O princípio consiste basicamente em subdividir a superfície bidimensional em estudo num determinado número de células, calculando a resistividade de cada uma delas de acordo com um critério previamente estipulado.

As Tomografias de Resistividade Eléctrica resultam da inversão da pseudo-secção de resistividade eléctrica aparente obtida, e representam, graficamente, uma imagem bidimensional da variação da resistividade do terreno.

Normalmente o dispositivo utilizado para medição das resistividades é automático, e é constituído por um alinhamento de eléctrodos, igualmente espaçados entre si e interligados por um cabo multi-condutor.

O equipamento utilizado nos trabalhos realizados, disponível no LNEC e desenvolvido pela Universidade de Lund (Suécia) e pela ABEM, designa-se por Sistema Lund, é composto por quatro bobines de cabo multicondutor, cada uma com 11 ligações a outros tantos eléctrodos, e por um comutador designado por *ES464*. Este equipamento encontra-se ainda ligado ao resistímetro *ABEM Terrameter SAS 4000*, tal como se representa no esquema da Figura 2.7. As “saídas” dos cabos para ligação aos eléctrodos estão espaçadas de 10 em 10 m, o que permite variar os espaçamentos entre eléctrodos (distâncias dipolares) entre centímetros e 20 m, em função da profundidade de investigação que se pretende atingir. Esta é inversamente proporcional à resolução obtida, ou seja, quanto maior for a profundidade de investigação tanto menor será a resolução obtida, dado que cada ponto de observação está mais afastado daqueles que o rodeiam, representando assim um maior volume de terreno.

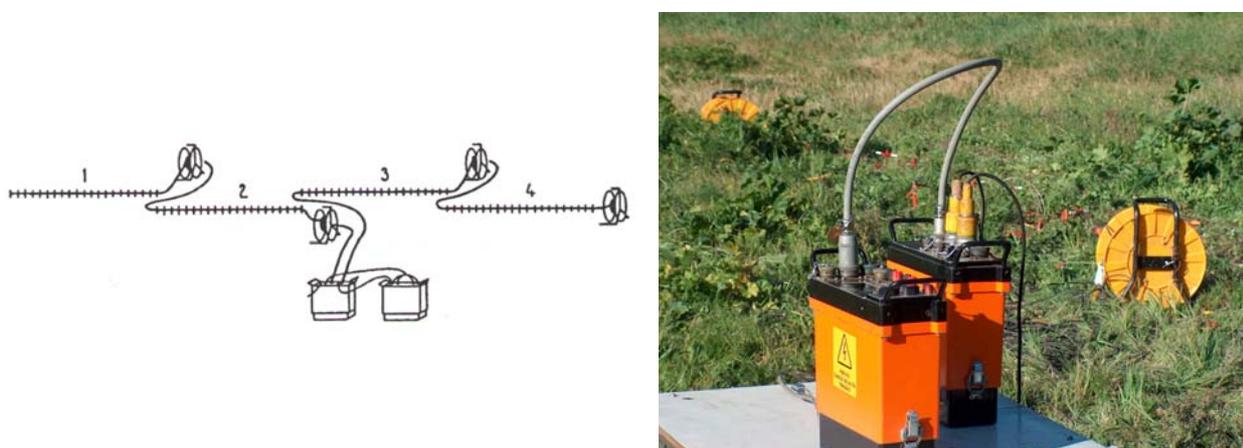


Figura 2.7 – *Esquerda* - Esquema do equipamento de multi-eléctrodos (*ABEM Terrameter SAS 4000* e *Sistema Lund*). *Direita* – Aspecto do equipamento.

Com este equipamento utilizam-se normalmente as saídas alternadas de cada cabo, excepto, quando se pretende aumentar a resolução do perfil. Nessas situações utilizam-se todas as saídas das duas bobines centrais. O sistema faz uma primeira série de leituras com todas as saídas alternadas das quatro bobines; em seguida, procede a nova série de leituras, apenas com as duas bobines centrais, fazendo como que um segundo perfil entrelaçado no primeiro (Figura 2.8). Em algumas das aplicações realizadas utilizou-se esta técnica, considerando-se nesses casos como distância dipolar, para o processo de inversão, a menor distância utilizada.

Quando é necessário realizar perfis com grandes extensões e, em simultâneo, manter a resolução do sistema, pode-se utilizar a técnica de “roll-along”, que corresponde a ir deslocando o primeiro cabo para a frente do quarto cabo, após cada série de leituras com os quatro cabos, ficando sempre o centro do dispositivo no centro dos quatro cabos (Figura 2.9). Este processo pode ser executado enquanto o sistema efectua as leituras com as bobines centrais, para rentabilizar o tempo de campo

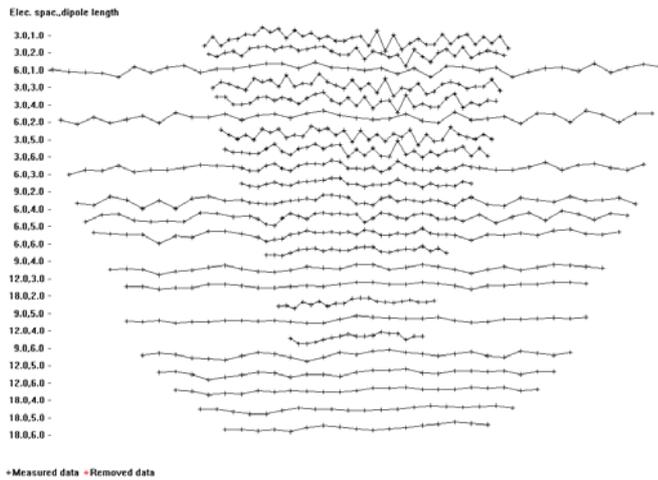


Figura 2.8 - Exemplo da cobertura dos pontos de leitura, com utilização de todas as saídas das bobines centrais.

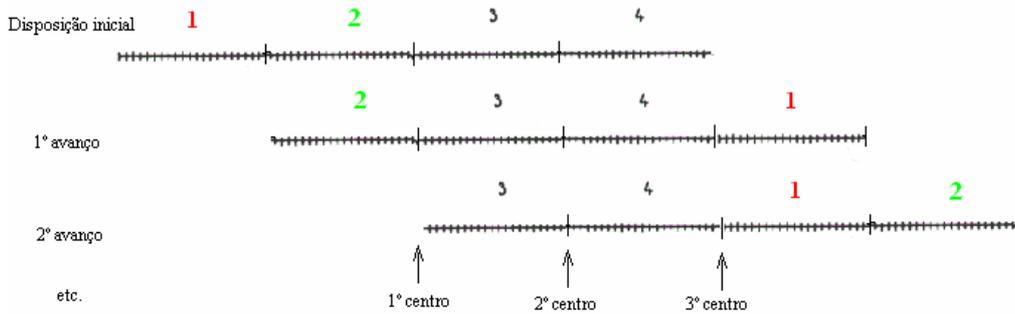


Figura 2.9 - Técnica do "roll-along".

O já mencionado dispositivo de Dipolo-Dipolo é um dos diversos dispositivos tetraelectródico existentes, onde a injeção de corrente é feita nos dois primeiros eléctrodos (dipolo de injeção) e as leituras de potencial nos dois seguintes (dipolo de leitura), avançando este ao longo de um alinhamento, normalmente até perfazer 10 leituras, após o que o dipolo de injeção avança para a posição seguinte no alinhamento, repetindo-se o processo de leituras, e assim sucessivamente até ao fim do alinhamento (perfil). Na Figura 2.10 apresenta-se um esquema com o princípio de funcionamento do dispositivo Dipolo-Dipolo.

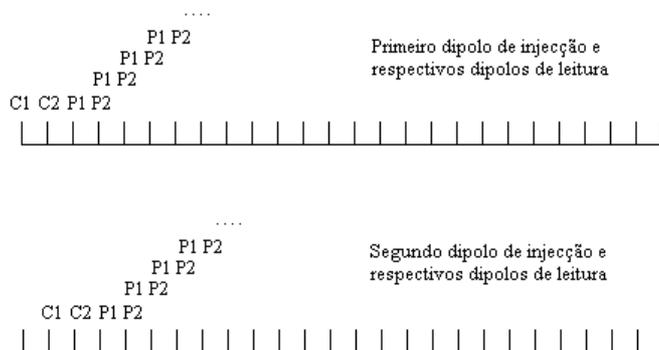


Figura 2.10 – Esquema de injeções de corrente e leitura de potenciais do dispositivo Dipolo-Dipolo.

Os valores de resistividade aparente assim obtidos são representados sob a forma de pseudo-secção bidimensional de resistividades. Na Figura 2.11 apresenta-se um esquema do processo contínuo de injeções de corrente e leitura de potenciais com o dispositivo de Wenner, para a realização de Sondagens Eléctricas Verticais Contínuas, e respectiva construção de uma pseudo-secção, idêntica à do dispositivo de Dipolo-Dipolo.

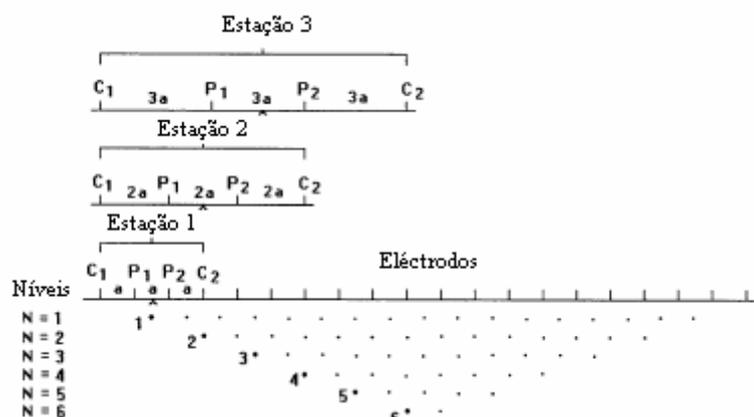


Figura 2.11 – Esquema de injeções de corrente e leitura de potenciais do dispositivo Wenner e construção de uma pseudo-secção (adaptado de (Loke e Barker, 1995)).

## 2.2 Aplicações ao ambiente

São diversas as contribuições dos métodos da resistividade em estudos de impacte ambiental, sejam plumas de hidrocarbonetos (e.g., de la Vega et al., 2003; Godio e Naldi, 2003; Zogala et al., 2003; Martinho et al., 2006); locais de antigas fábricas, em cujos terrenos, na maioria das vezes, são depositados os produtos resultantes da sua laboração (e.g., Lima et al., 1995; Vickery e Hobbs, 2003; Guérin et al., 2004a); contaminação de aquíferos por cemitérios (Senos Matias et al., 2004) ou, locais de lixeiras ou de aterros sanitários (Bernstone e Dahlin, 1996a, b; Bernstone et al., 2000; Kamura, 2002; Guérin et al., 2004b; Naudet et al., 2004). Esta última área deverá ser aquela que nos próximos anos sentirá maior desenvolvimento em Portugal, tendo em conta que até há alguns anos o destino final da maioria dos lixos domésticos e industriais era a deposição em lixeiras não controladas e houve aterros sanitários - que entretanto vieram substituir essas lixeiras - que tiveram alguns problemas no seu processo construtivo.

A sensibilidade das populações, que cohabitam com estes sistemas, para o potencial de poluição ambiental que representam, quer os lixiviados quer os gases neles produzidos, tem vindo a aumentar. E se em 1995 cerca de 73 % dos resíduos sólidos produzidos em Portugal eram depositados em lixeiras e apenas 14 % em aterros, em 2005 não deveria ocorrer deposição em lixeiras e 25 % deveria ser depositado em aterros, de acordo com a estimativa elaborada em 1997 pelo Plano Estratégico Sectorial dos Resíduos Sólidos Urbanos (Resíduos, 2004).

A detecção e estudo da extensão da pluma de poluição são geralmente os principais objectivos presentes na investigação de um aterro sanitário ou de uma lixeira. Os métodos geofísicos, em especial os eléctricos e os electromagnéticos, desempenham um importante papel neste campo, especialmente na caracterização dos fluxos de fluidos. O método do potencial espontâneo pode ser um importante complemento do método da resistividade na detecção de fluxos de fluidos (Ogilvy et al., 1969; Monteiro Santos et al., 2002) e na monitorização geofísica (Nyquist e Corry, 2002).

Os aterros sanitários, foram instalados em antigas pedreiras desactivadas – por exemplo o aterro de Laveiras, no Concelho de Oeiras - ou em locais especialmente construídos para o efeito – aterro de Outeiro da Cabeça, em Torres Vedras ou o de Braga, por exemplo.

Em qualquer dos casos – lixeiras encerradas, ou aterros sanitários - é necessário proceder-se a uma monitorização constante, uma vez que estas estruturas são uma potencial fonte de poluição e contaminação dos aquíferos. Considerando que as maiores reservas de água do país são subterrâneas (Moinante et al., 1994; Água, 2004) e que muitas vezes as lixeiras e os aterros estão instalados em vales ou em locais topograficamente elevados, compreende-se a necessidade de monitorizar estas estruturas ao longo do tempo.

Tendo em conta estes factos decidiu-se avaliar a eficácia dos métodos de resistividade em diferentes meios geológicos do território continental português. Foram assim executadas campanhas de prospecção em meio cársico – que ocorre no Sul do País e na zona centro; em meio granítico – que ocorre prioritariamente no norte e interior centro e, em meio argiloso e xistento.

Para estudar a possível existência de uma fuga de contaminantes num aterro sanitário, instalado em meio granítico, e a sua evolução no tempo, realizaram-se quatro campanhas de prospecção pelo método da resistividade eléctrica, com base no dispositivo de Wenner, a primeira em Junho de 2000 e as seguintes em Fevereiro de 2001 (Inverno particularmente chuvoso), Junho de 2004 e Maio de 2006. Estes perfis foram complementados com perfis de potencial espontâneo, realizados em 2000; com um perfil de Dipolo-Dipolo coincidente com um dos perfis de Wenner e ainda com duas Sondagens Eléctricas Verticais (SEV) azimutais, com base no dispositivo de Schlumberger, estas últimas realizadas em 2001. Alguns dos resultados obtidos foram entretanto divulgados em três publicações científicas (Figueiras et al., 2004; Mota et al., 2004; Marques et al., 2005). Parte deste trabalho foi realizado no âmbito dos projectos DIWASTE (PRAXIS/P/CTE/11028/1998) e MODELWASTE (POCTI/CTA/43390/01), financiados pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT).

Com o objectivo de avaliar a potencialidade do método da resistividade eléctrica na caracterização de terrenos cársicos, foi realizada em Julho de 2000, uma prospecção junto à lixeira da Patã de Cima (Albufeira), já encerrada. Os resultados obtidos foram entretanto apresentados no 8º Congresso Nacional de Geotecnia (Mota et al., 2002).

## **2.2.1 Aterro sanitário**

Beneficiando dos projectos DIWASTE e MODELWASTE, que o CREMINER - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências estava a executar em zona granítica, onde foi implantado um aterro sanitário, foram desenvolvidos diversos trabalhos de prospecção geofísica cujos principais objectivos foram (a) detecção de fracturação no substrato cristalino do aterro, não observáveis por métodos geológicos devido à instalação do próprio aterro (b) detecção de eventual poluição de águas subterrâneas e estimativa da extensão da respectiva pluma de poluição e (c) análise do método de sondagens eléctricas verticais azimutais, como ferramenta para estudo das direcções preferências de fracturação do maciço granítico.

Os trabalhos de campo decorreram ao longo de quatro campanhas de prospecção, a primeira em Junho de 2000 e as seguintes em Fevereiro de 2001, Junho de 2004 e Maio de 2006. Com o objectivo de estudar a evolução com o tempo da pluma de contaminação detectada em 2000, os perfis de resistividade eléctrica realizados com o dispositivo de Wenner, foram repetidos em 2001, 2004 e 2006. Estes perfis foram complementados em 2000 com um perfil de Dipolo-Dipolo, coincidente com um dos perfis de Wenner, e com perfis de potencial espontâneo, e, em 2001, com duas Sondagens Eléctricas Verticais azimutais, com base no dispositivo de Schlumberger. A localização dos perfis de resistividade foi extremamente condicionada pelo espaço disponível e pelos dados de geologia – essencialmente fracturação – entretanto obtidos no âmbito do projecto DIWASTE (Mateus et al., 2002).

Análises químicas a amostras de água recolhidas em furos de monitorização do aterro e em nascentes à sua volta, confirmaram a presença de contaminação (Gonçalves, 2004).

### **2.2.1.1 Enquadramento geológico**

O local é caracterizado geologicamente por um granito porfiróide com associação mineral homogénea e uma composição química uniforme, a qual, por sua vez, é responsável por uma água subterrânea com um quimismo (Gonçalves, 2004). A espessura de alteração do granito é normalmente inferior a um metro, podendo atingir espessuras mais elevadas em locais onde a densidade de fracturas é particularmente elevada ou onde a topografia favoreceu a formação de depósitos.

Nos cerca de 100 km<sup>2</sup> alvo da prospecção geológica, foi identificada uma densa rede de fracturação (Marques et al., 2001), que se agrupa em quatro sistemas sub-verticais principais, com azimutes  $N70\pm 15^\circ$ ,  $N0\pm 5^\circ$ ,  $N20\pm 10^\circ$  e  $N160\pm 10^\circ$ . Podem ser observadas duas distribuições distintas, de movimento na superfície das falhas. O conjunto que possui um ângulo de mergulho mais suave corresponde a velhas fibras minerais, na sua maioria quartzo, que registaram os movimentos de desligamento da falha no período Varisco tardio (Marques et al., 2001; Marques et al., 2002). Estas falhas apresentam normalmente grandes aberturas, sendo assim canais preferenciais para a circulação de fluidos. O conjunto de falhas que possui um ângulo de mergulho mais acentuado representa estrias frias escavadas em argila; estes movimentos encontram-se correlacionados com levantamento recente e desenvolvimento

de um *graben* ENE-WSW (Marques et al., 2001). As estrias de argila actuam como barreiras à circulação subsuperficial, resultando a acumulação de água numa elevada e profunda alteração do granito.

O aterro sanitário foi implantado num cume estruturalmente controlado por falhas sub-verticais com direcções entre N60 e N90. O reconhecimento geológico efectuado nas imediações do aterro mostrou que: (i) o aterro foi construído numa linha de água que aparentemente é controlada estruturalmente, coincidindo com um alinhamento N-S visível em fotografias aéreas e em modelos digitais do terreno (MDTs). (ii) O aterro encontra-se muito próximo de zonas de granito densamente fracturado. (iii) À volta do local do aterro existem diversos conjuntos de pequenas fracturas, por vezes fortemente ligadas entre si (Figura 2.12). A W e SE do aterro, existe uma elevada densidade de fracturas que compreendem fracturas relativamente pouco espaçadas (<1m) com direcções preponderantes de N70±15°, N0±5° e N160±10°.

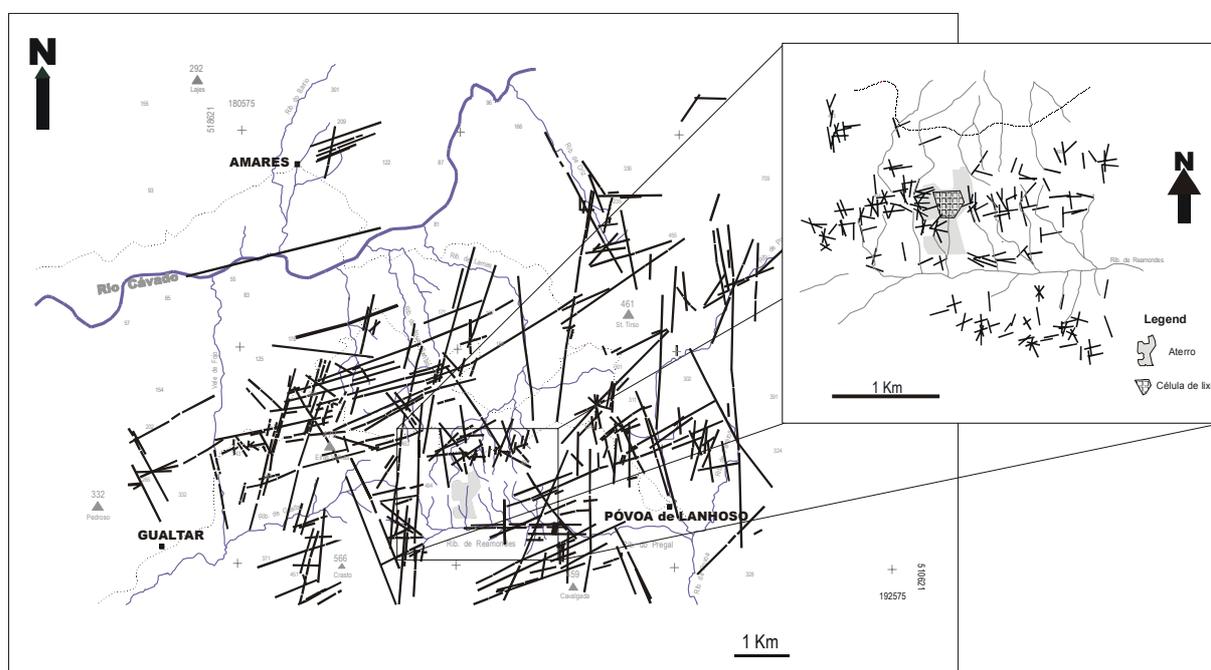


Figura 2.12 - Distribuição das maiores fracturas à volta do aterro (Mota et al., 2004).

### 2.2.1.2 Trabalhos realizados

Em Junho de 2000 foi realizada uma primeira campanha de prospecção, na qual foram adquiridos três perfis de resistividade com o dispositivo de Wenner e um com o dispositivo de Dipolo-Dipolo; assim como perfis de potencial espontâneo (SP), estes últimos para investigar a provável relação entre as anomalias de SP e zonas contaminadas. Em Fevereiro de 2001, foi realizada nova campanha, nas localizações anteriores e com os mesmos dispositivos. Nesta campanha foram ainda realizados dois conjuntos de SEV azimutais, com o dispositivo de Schlumberger em dois locais próximo do aterro, seleccionados pelo seu moderado grau de fracturação e reduzida variação topográfica. O objectivo da realização destas sondagens era estudar a potencialidade do método para identificação das direcções de fracturação em meio cristalino, na sequência de trabalhos realizados por Masne (1979), Taylor e Fleming

(1988), Al Hagrey (1994) e Busby (2000). Realizaram-se em Junho de 2004 e Maio de 2006 as terceira e quarta campanhas, repetindo-se em ambas apenas os três perfis com o dispositivo de Wenner.

#### 2.2.1.2.1 Perfis de resistividade eléctrica (Campanha de 2000)

Foram executados três perfis com uma orientação E-W, usando o dispositivo de Wenner (perfis W I, W II e W III (Figura 2.13)). O perfil WI, com 360 m de extensão foi executado a cerca de 150 m a norte da célula de deposição do lixo (foto da Figura 2.15). O perfil WII (com uma extensão total de 300 m) foi realizado junto ao limite sul da célula de lixo (fotos da Figura 2.16) e o perfil W III (também com uma extensão de 300 m) foi executado a cerca de 350 m a sul da célula de lixo (foto da Figura 2.17).

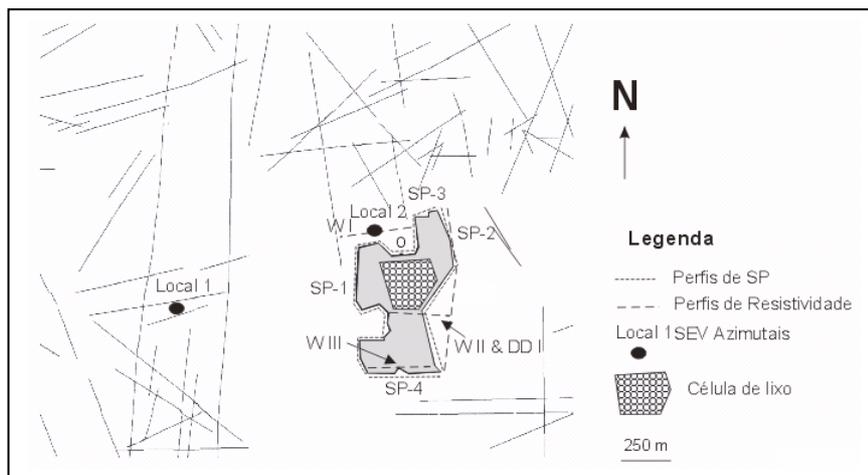


Figura 2.13 - Localização dos trabalhos. (Locais 1 e 2 – SEV azimutais; W I a WIII e DD I – perfis de resistividade; SP-1 a SP-4 – perfis de potencial espontâneo) (Mota et al., 2004).



Figura 2.14 - Vista aérea do aterro sanitário, com os perfis marcados a branco. Imagem retirada do Google Earth e datada de 03-06-2004.



Figura 2.15 - Vista do perfil W I, assinalado a tracejado, de Este para Oeste (Maio de 2006).

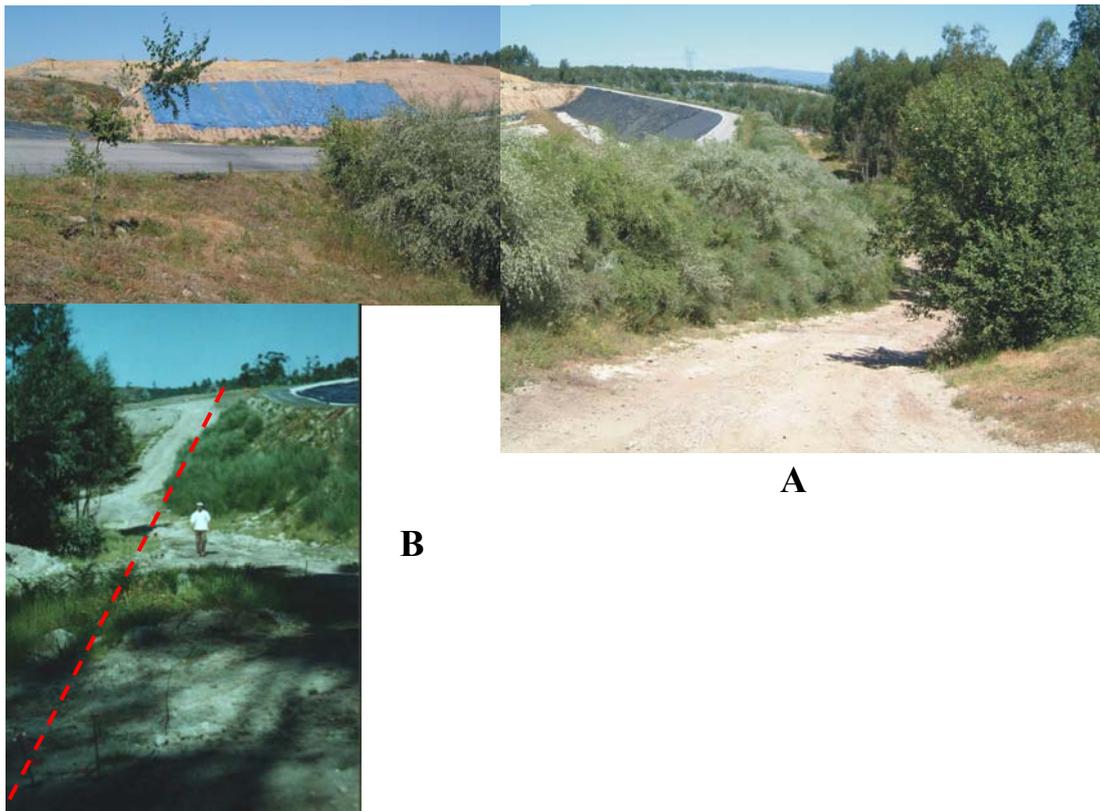


Figura 2.16 – **A** - Panorâmica da célula de lixo e do local do perfil W II, no sentido W-E (Junho de 2004) ; **B** – perfil W II, assinalado a tracejado, visto no sentido E-W (Junho de 2000).



Figura 2.17 - Perfil W III (Maio de 2006). Vista da coordenada 100 para Este. A seta assinala o centro do perfil.

A topografia local e a expectável orientação principal de fracturação no local do aterro constrangiram a orientação E-W destes perfis. O perfil de Dipolo-Dipolo (DD I) foi executado no mesmo local e com a mesma extensão que o perfil W II. Topograficamente a localização dos perfis W II e DD I era a mais elevada e a do perfil W III a mais baixa.

Os dados de campo foram processados com recurso ao programa Res2DInv (versão 3.4) (Loke e Barker, 1996; Loke, 1999). Para cálculo da resposta do modelo foi utilizado o método dos elementos finitos (problema directo), enquanto que para a inversão dos dados foi utilizada uma combinação das técnicas de Marquardt e de Occam, com cálculo da matriz Jacobiana após cada iteração, para minimização dos erros. A topografia foi incorporada nos cálculos, para ter em conta os seus efeitos (Fox et al., 1980; Tsourlos et al., 1999). Estes eram bastante significativos no perfil W III e na parte ocidental dos perfis W II e DD I.

#### 2.2.1.2.2 *SEV azimutais*

Este método tem sido utilizado por diversos autores para caracterização de padrões de fracturação, devido à sua capacidade de detectar a anisotropia eléctrica, a qual se relaciona com a direcção e intensidade da fracturação (e.g., Masne, 1979; Taylor e Fleming, 1988; Al Hagrey, 1994; Carlson et al., 1996; Hansen e Lane, 1996; Jansen e Taylor, 1996; Lane et al., 1996; Busby, 2000; Schmutz et al., 2006). O método consiste em rodar o dispositivo utilizado, em torno do seu centro, de modo a observar-se a resistividade aparente em diversas direcções. Num meio com fracturação vertical, ao longo do eixo de referência longitudinal, os diagramas com os resultados das sondagens verticais apresentam o eixo maior da elipse de resistividade alinhado com a fracturação, o que é uma demonstração do paradoxo da anisotropia (Keller e Frischknecht, 1966; Masne, 1979; Watson e Barker, 1999).

A anisotropia eléctrica pode também ser avaliada com recurso ao dispositivo quadrado (Senos Matias e Habberjam, 1986; Busby e Jackson, 2006), o qual apresenta como desvantagem a maior dificuldade na sua implantação no terreno.

Assume-se, geralmente, que a anisotropia observada tem por origem a presença de fracturas preenchidas por fluido numa rocha relativamente resistiva.

As SEVs azimutais foram realizadas em dois locais seleccionados de acordo com o padrão de fracturação principal fora do aterro e a provável existência de uma região de fracturação dentro deste (Figura 2.12). As SEVs foram executadas com 25 aberturas diferentes de  $AB/2$ , desde um mínimo de 1 m até um máximo de 180 m, com os eléctrodos orientados em quatro direcções (N-S, NE-SW, E-W e SE-NW), o que condicionou em 22,5 ° a resolução angular.

Os dados das SEVs foram invertidos usando uma abordagem por camadas (Johanssen, 1977).

### 2.2.1.2.3 Perfis de potencial espontâneo

O método do potencial espontâneo (SP) baseia-se em medições do potencial eléctrico do campo estático natural existente à superfície do terreno. Dado que os eléctrodos de SP medem a diferença no potencial redox (reações geoquímicas de oxidação-redução) entre o eléctrodo de referência e o que vai avançando, as anomalias de SP são devidas a fluxos de corrente entre diferentes ambientes e assim podem dar uma indicação da presença de plumas de contaminação ou de fluxo de água através de fracturas existentes nas rochas (Nyquist e Corry, 2002).

Foram realizados diversos perfis de SP à volta do aterro. As medições de SP foram efectuadas de acordo com o método do gradiente, alternando o eléctrodo da frente com o da retaguarda, para cancelar a polarização dos eléctrodos cada duas medições. O intervalo de medição foi geralmente de 50 m. Foram utilizados eléctrodos de Pb-PbCl<sub>2</sub> com um voltímetro digital com impedância de entrada de 1 GΩ. O ponto O na Figura 2.13 foi considerado como referência (potencial igual a zero).

## 2.2.1.3 Resultados

### 2.2.1.3.1 Perfis de resistividade eléctrica (Campanha de 2000)

Os resultados obtidos nesta campanha são apresentados na Figura 2.18A (Perfis de Wenner I, II e III) e Figura 2.18B (Perfil Dipolo-Dipolo I). A posição relativa E-W dos modelos reflecte o posicionamento dos perfis no terreno.

O ponto central da SEV azimutal realizada próximo do aterro encontra-se assinalada no Perfil W I. Os modelos apresentados para os perfis W I a WIII foram obtidos após 5 iterações com um erro médio quadrático (RMS) de 2,7, 4,8 e 3,7 %, respectivamente. A inversão do perfil DD I convergiu após quatro inversões com um RMS de 12,3 %.

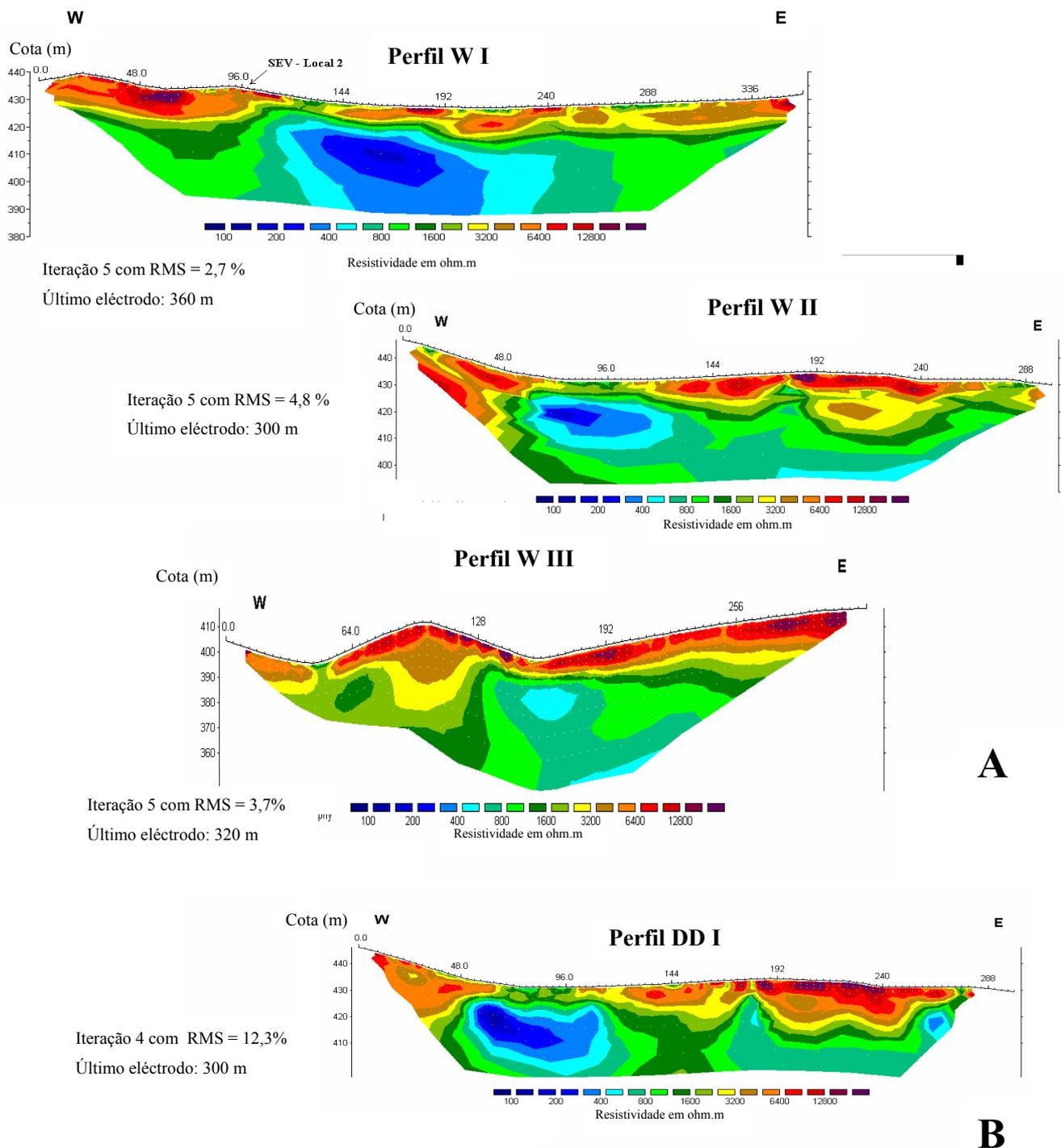


Figura 2.18 - Modelos de resistividade considerando os efeitos da topografia, obtidos a partir da inversão de dados obtidos com o dispositivo de Wenner – Perfis W I a III (A) e Dipolo-Dipolo (B). Inversão realizada com a versão 3.4 do programa Res2DInv. Os modelos W I a W III encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha N-S no mapa da Figura 2.13. O exagero vertical para todos os modelos é de 1,23. A distância dipolar é de 3 m para todos os perfis, excepto no perfil W III, onde ela é 4 m (Mota et al., 2004).

O modelo obtido para o Perfil W I apresenta uma anomalia de baixa resistividade ( $< 400$  ohm.m), que se prolonga em profundidade a partir de 8 m abaixo da superfície do terreno. Próximo do limite ocidental do perfil W I, existe uma pequena nascente e, no Inverno, o terreno encontra-se sempre enlameado próximo da coordenada 144 do perfil. A anomalia de baixa resistividade identificável no perfil W III, coincide igualmente com um pequeno regato. Não foi possível efectuar qualquer reconhecimento geológico no local dos perfis W II e DD I, devido às movimentações de terra efectuadas para a construção da célula de lixo. O extremo ocidental destes perfis encontra-se localizado num afloramento granítico pouco fracturado, e é neste local que ocorrem os terrenos de cobertura com maior espessura e resistividade mais elevada. Os modelos obtidos com ambos os métodos apresentam características muito idênticas (Figura 2.18), e da sua análise ressalta a identificação de uma anomalia de baixa resistividade, com maior contraste no modelo correspondente ao dispositivo de Dipolo-Dipolo. Esta anomalia desenvolve-se por baixo do tubo colector de lixiviados da célula (aproximadamente na coordenada 96).

#### 2.2.1.3.2 SEV azimutais

Na Figura 2.19A e na Figura 2.19C são apresentados dados de resistividade aparente obtidos de SEV realizadas em duas direcções ortogonais no local 1 (900 m a oeste do aterro a 450 m de altitude) e no local 2 (localizado junto ao aterro, a 436 m de altitude), respectivamente. Na Figura 2.19B e na Figura 2.19D são apresentados os resultados da resistividade azimutal obtida nos locais 1 e 2 em algumas distâncias AB/2 seleccionadas.

Os modelos resultantes da inversão dos dados, assumindo modelos 1D, são apresentados na Figura 2.19A e na Figura 2.19C, para comparação da resposta dos modelos com os dados de campo. O ajuste entre eles é aceitável, uma vez que os desajustes são geralmente inferiores a 10%. Ocorre um desajuste de 30% no local 1, na direcção NE-SW. Tal como se pode verificar pela análise das figuras, ambos os locais podem ser modelados como sendo constituídos por quatro camadas diferentes sobrepostas, alternando camadas mais resistivas com menos resistivas. A camada superficial é pouco espessa e descontínua e a última encontra-se menos resolvida, devido ao facto de apenas alguns dados serem influenciados pelas suas propriedades.

A camada de baixa resistividade presente em cada local (a terceira) possui uma condutância ( $S=h/\rho$ ) de 0,38 S (NE-SW) e 0,09 S no local 1, e 0,14 S (N-S) e 0,16 S no local 2.

Apresenta-se na Figura 2.20 o coeficiente de anisotropia,  $\lambda$ , calculado a partir das curvas de resistividade aparente correspondentes às direcções principais da elipse ( $\rho_l$  – resistividade aparente medida ao longo da direcção correspondente ao maior eixo da elipse;  $\rho_t$  – resistividade aparente medida ao longo da direcção correspondente ao menor eixo da elipse).

No local 1, o valor mais elevado de  $\lambda$  (cerca de 2,0) foi obtido para um espaçamento de 100 m. Os valores de  $\lambda$  calculados são muito menores no local 2 – o valor máximo, 1,2, foi obtido para espaçamentos de AB/2 entre 50 e 70 m.

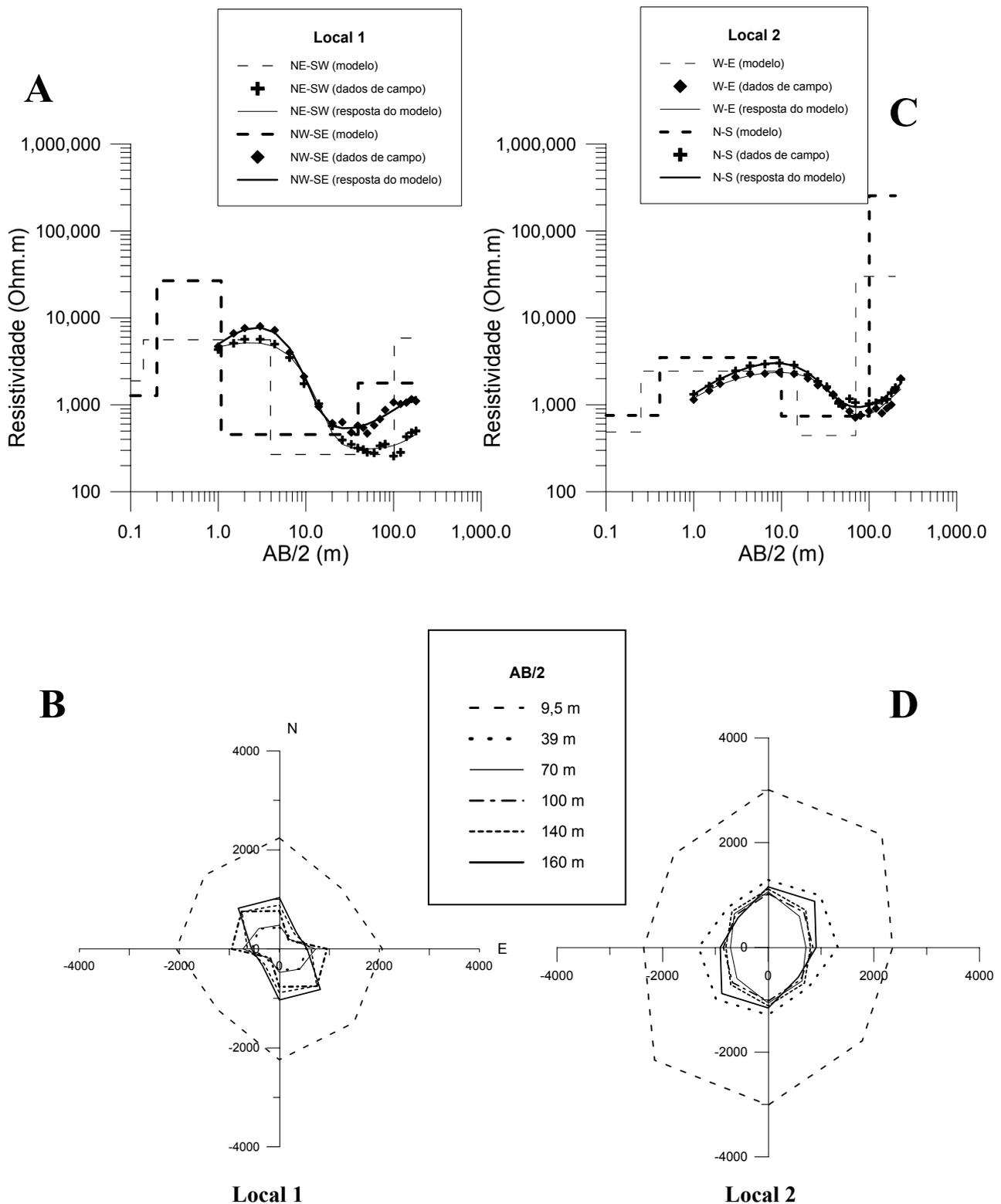


Figura 2.19 - (A, C) Curvas de resistividade aparente ortogonais obtidas nos locais 1 e 2 (pontos), resposta dos modelos (linhas) e modelos (linhas a tracejado). (B,D) valores de resistividade aparente a distâncias AB/2 seleccionadas obtidas com as SEV azimutais (Mota et al., 2004).

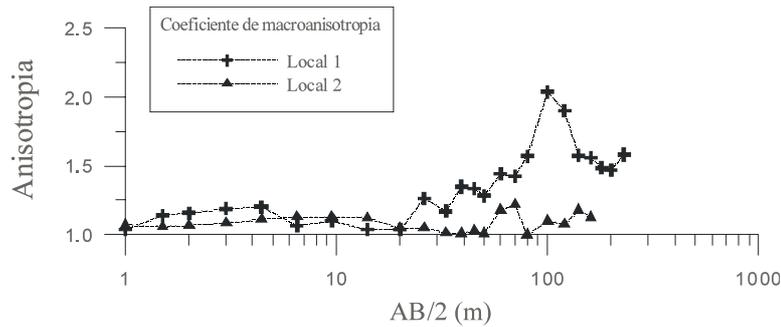


Figura 2.20 - Coeficiente de anisotropia versus AB/2 nos locais 1 e 2 (Mota et al., 2004).

### 2.2.1.3.3 Perfis de potencial espontâneo

Os resultados de 4 perfis de SP realizados ao longo do perímetro do aterro são apresentados na Figura 2.21, juntamente com a variação topográfica ao longo de cada perfil. Estes resultados serão discutidos na próxima secção.

O perfil SP-1, executado ao longo da fronteira ocidental do aterro, apresenta valores negativos de SP, com um máximo relativo nas coordenadas 200-250 m após um mínimo local. Os valores mínimos de SP (-120 a -150 mV) ocorrem na coordenada 500 m. Este mínimo local é seguido por um aumento dos valores de SP. No perfil SP-2 realizado ao longo da fronteira oriental do aterro apresenta valores máximos de SP (valores positivos) cerca da coordenada 200 m, a qual corresponde ao ponto do perfil com a cota mais elevada. Os valores mínimos de SP (-30 a -50 mV) são atingidos na coordenada 550 m. No perfil SP-3, adquirido na fronteira norte do aterro, as variações mais significativas ocorrem cerca da coordenada 400 m. O perfil SP-4 foi executado ao longo da fronteira sul do aterro, com um comprimento de 300m. Este perfil foi afectado por elevadas variações da topografia.

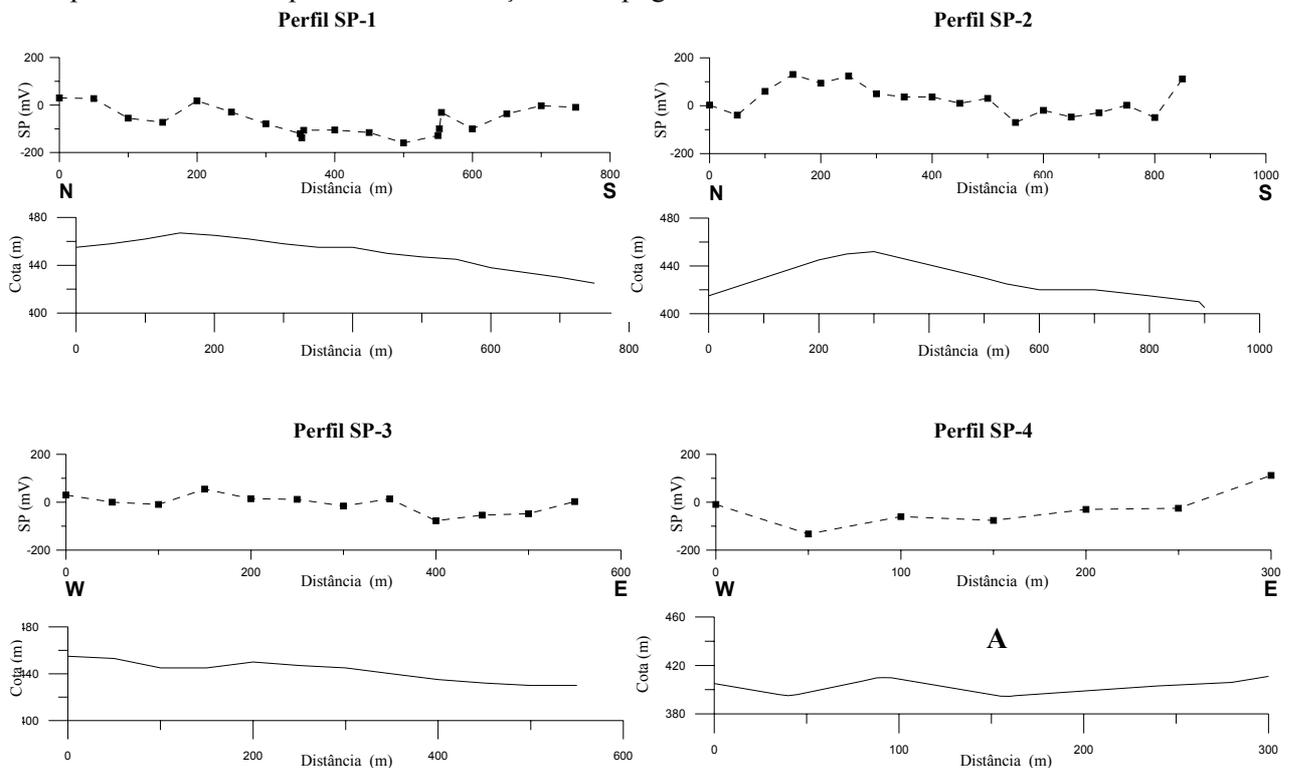


Figura 2.21 - Perfis de potencial espontâneo realizados na vizinhança do aterro (Mota et al., 2004).

#### 2.2.1.3.4 Campanhas de 2001, 2004 e 2006. Evolução da resistividade com o tempo.

As condições climáticas foram muito diversas entre as quatro campanhas de prospecção. Enquanto o Verão de 2000 foi um Verão normal, o Inverno de 2000/2001 foi particularmente chuvoso, o Verão de 2004 foi extremamente seco e o Inverno de 2005/2006, embora tenha ocorrido mais precipitação do que nos anos anteriores, não foi tão chuvoso como é normal. Estas condições reflectiram-se desde logo no trabalho de campo. Sendo a resistência de contacto já relativamente elevada, principalmente nos locais onde foram realizados os perfis II e III, então, com tempo muito seco e quente, as primeiras dezenas de centímetros de solo apresentavam-se muito secas, aumentando ainda mais a resistência, dificultando assim a injeção de corrente e a leitura dos potenciais. Para além desta situação verificou-se ainda uma elevada movimentação de terras no local do perfil III entre 2001 e 2004, com deposição de muito solo residual ao longo do limite Sul do aterro, onde foi realizado este perfil, tendo atingido cerca de 2 m de espessura em alguns locais. Estas condições induziram elevados erros de leitura, apesar de terem sido reforçados todos os pontos de leitura e de injeção, para diminuir a resistência de contacto. Mesmo assim, foi impossível obter dados coerentes no extremo Este deste perfil, tendo-se desprezado esses dados no processo de inversão. A dificuldade na obtenção de bons dados no campo em 2004 encontra-se patente no erro elevado do respectivo modelo.

Na Figura 2.22 apresentam-se os modelos de resistividade eléctrica obtidos em cada uma das quatro campanhas de prospecção e para cada um dos perfis W I a W III. O processamento foi realizado com o programa Res2DInv (versão 3.51), utilizando os mesmos parâmetros para cada campanha. Considerando os erros associados aos dados adquiridos em 2004 no perfil W III e, conseqüentemente, ao seu processo de inversão, apresenta-se igualmente a secção com a sensibilidade associada a cada bloco, que deu origem aos modelos, onde se pode constatar que parte da região inferior do modelo de 2004 possui pouca fiabilidade, dada a baixa representatividade dos dados desses blocos.

Apesar da pouca fiabilidade existente nos resultados obtidos em 2004 no perfil III, para se verificar se a variação ao longo do tempo, da anomalia de resistividade presente neste perfil, estaria de algum modo relacionada com a precipitação, procedeu-se à recolha de elementos históricos de precipitação (INAG e exploração do aterro). Infelizmente, não foi possível obter dados respeitantes aos anos de 2001 e 2002, que coincidem com um Inverno extremamente chuvoso (2000/2001) e com o início de um prolongado período de estiagem. Apresenta-se na Figura 2.23 a evolução anual da precipitação no local. Os dados apresentados para o período 1980-2000 resultam da média dos valores medidos em duas estações da rede meteorológica do INAG, entre as quais se situa o aterro. Os dados de 2003 a 2006 foram obtidos a partir da soma dos valores de precipitação mensal facultados pela empresa que faz a gestão do aterro (Figura 2.23). O valor de precipitação acumulada nos três últimos trimestres de 2003 (únicos registos existentes) é 1 280,1 mm – cerca de 2/3 da média anual das duas décadas anteriores - enquanto em 2004 (Fev-Dez) esse registo desce para apenas 274,6 mm, subindo em 2005 para 699,5 mm, sendo que cerca de metade ocorreu no último trimestre do ano. O valor da precipitação acumulada nos quatro

primeiro meses de 2006 é de 494,8 mm.

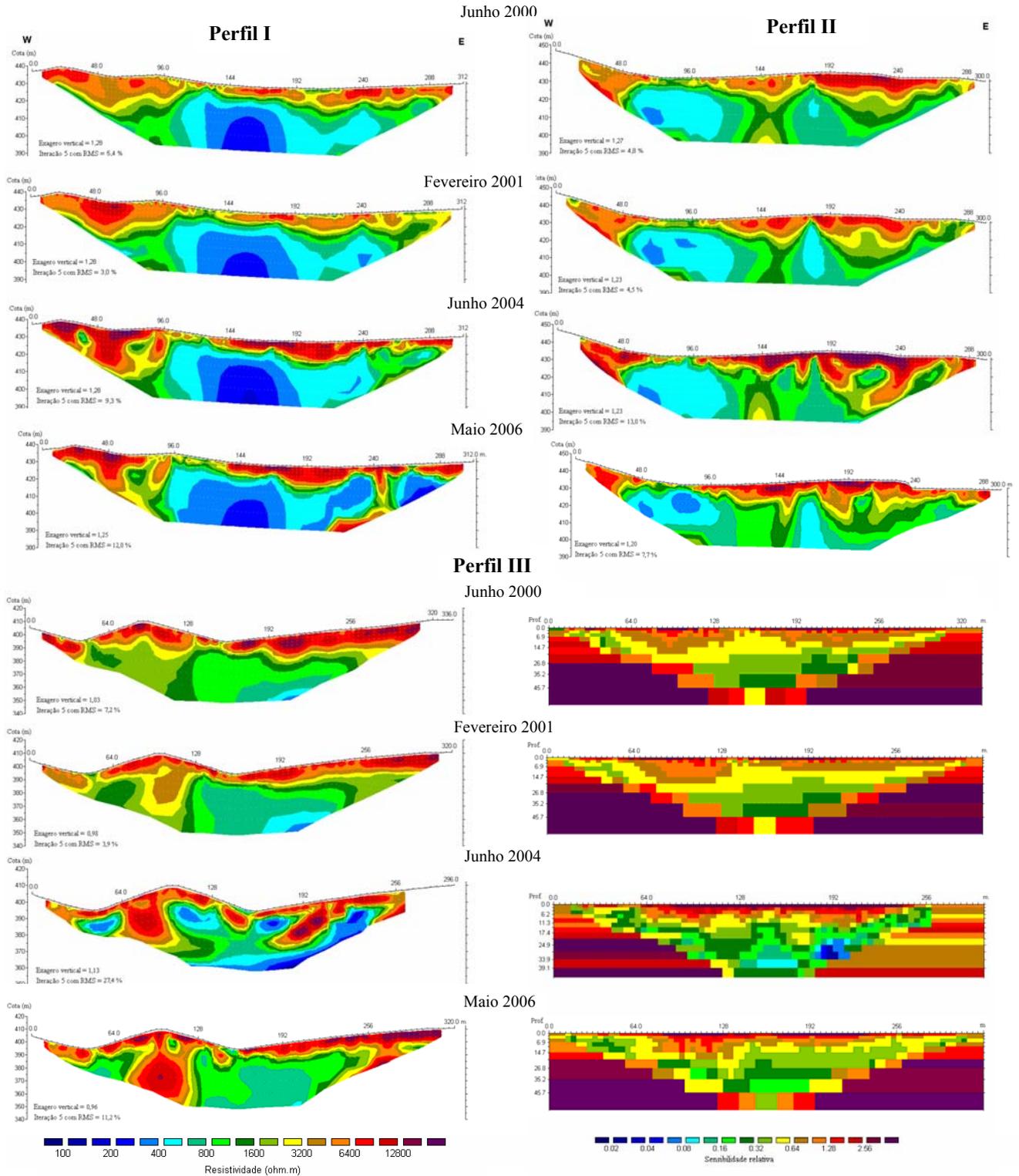


Figura 2.22 – Modelos de resistividade eléctrica obtidos nos perfis W I a W III, para as campanhas realizadas em Junho de 2000, Fevereiro de 2001, Junho de 2004 e Maio de 2006. Inversão realizada com a versão 3.51 do programa Res2DInv.

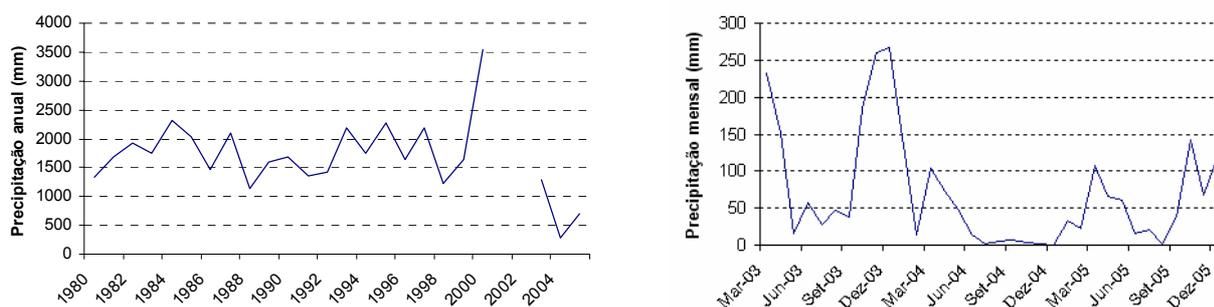


Figura 2.23 - *Esquerda* - Precipitação anual (Fonte: INAG e exploração do aterro). *Direita* - Precipitação mensal entre 2003 e 2006 (até Abril) no local do aterro (Fonte: Exploração do aterro).

#### 2.2.1.4 Interpretações e discussão dos resultados

Em todos os modelos, a resistividade da camada superficial situa-se geralmente acima de 6 400 ohm.m com uma espessura máxima de 5 m, a qual é correlacionada com o granito superficial alterado e seco. O substrato apresenta geralmente uma resistividade de 1 600 ohm.m. Este contraste de resistividades, reflecte a diferente resposta à condução da corrente eléctrica do granito seco e daquele com conteúdo em água, respectivamente. Para além deste contraste entre a superfície e o terreno subjacente, todos os perfis são dominados pela presença na sua zona central de uma anomalia de baixa resistividade. As regiões mais profundas de elevada resistividade, com predominância daquela identificada na extremidade ocidental dos perfis W II / DD I, são domínios graníticos relativamente pouco fracturadas e, assim, pouco alterados e secos, tal como havia sido identificado na prospecção geológica

A anomalia de baixa resistividade identificada nos perfis não possui nenhuma interpretação geológica directa. Nos perfis W II / DD I e W III, esta anomalia situa-se sob um antigo ribeiro que a análise de fotografias aéreas e de MDT mostram que deve ter escavado a crista ao longo de uma zona de fractura; contudo, não existe qualquer razão geológica para que esta zona de fracturação apresente uma densidade de fracturação ou de conteúdo em água significativamente mais elevados do que o resto das zonas de fracturas verticais identificadas nas extremidades orientais dos perfis, explicando assim a sua baixa resistividade. No perfil W I, a anomalia encontra-se a este do ribeiro mencionado, mas pode estar instalada numa zona de fractura NNW-SSE, para a qual existe uma ligeira evidência geológica expressa sob a forma de um riacho incipiente que cruza o perfil W I sobre a anomalia, assim como um conjunto de fracturas reconhecidas paralelas àquela que se supõe aloje a anomalia.

As características da anomalia variam de perfil para perfil. No perfil W I, a resistividade desce para valores muito baixos (< 400 ohm.m). No perfil W I a zona anómala não se encontra confinada em profundidade e os seus limites laterais são muito mais difusos do que no perfil W II / DD I. No perfil W III, a anomalia, embora seja claramente identificável possui na sua zona central valores de resistividade pouco inferiores à ambiente, mas que variam com o tempo. Num trabalho realizado num ambiente geológico idêntico Frohlich et al. (1996), obtiveram valores de resistividade eléctrica

semelhantes, em fracturas preenchidas com água, ao executarem Sondagens Eléctricas Verticais com o dispositivo de Schlumberger.

Na ausência de qualquer evidência para a presença de especiais domínios circunscritos no maciço granítico, a anomalia de baixa resistividade em discussão é interpretada como sendo o resultado da presença de um fluido de baixa resistividade, sendo o mais óbvio candidato para tal o lixiviado proveniente do aterro, diluído em água subterrânea. O lixiviado provavelmente sairá do aterro na vizinhança do perfil W II / DD I, uma vez que este perfil situa-se no local de cota mais elevada, cruza o sistema colector de lixiviado sensivelmente junto à coordenada 96 deste perfil, e espalha-se para Norte e para Sul, mas principalmente para Norte, ao longo de uma ou de várias zonas de fracturação. Análises químicas efectuadas a amostras de água colhidas junto à zona central do perfil W III demonstraram que estas apresentam elevadas concentrações em diversos metais e não metais, principalmente de Al, Mn, Fe, Cu e Zn, acima dos valores de referência (Gonçalves, 2004).

Perfis de VLF (*Very Low Frequency*) realizados no Verão de 2004, confirmaram a localização da anomalia e a provável direcção de fluxo do lixiviado (Monteiro Santos et al., 2006).

No que diz respeito aos resultados das SEV azimutais, uma simples comparação com a carta de fracturação mostra que a direcção dos sistemas de fracturação, hidraulicamente condutores, são sensivelmente normais ao eixo menor das elipses, i.e., coincidentes com o eixo maior das elipses, para a maioria dos espaçamentos AB/2 utilizados, tal como já havia sido referido por diversos autores (e.g., Masne, 1979; Taylor e Fleming, 1988; Al Hagrey, 1994; Watson e Barker, 1999; Busby, 2000). Uma direcção N-S dominante pode ser deduzida a partir da SEV localizada junto ao aterro (local 2). Com base na VES azimutal realizada no local 1, pode-se concluir que existe uma direcção de fracturação preferencial NW-SE, embora a razão axial da elipse obtida sugira que outros sistemas de fracturação possam existir, particularmente se se considerarem os dados obtidos com os menores espaçamentos de AB/2. Este resultado pode ser correlacionado com as observações geológicas realizadas neste local, cuja elevada densidade de fracturação regista o desenvolvimento de uma rede complexa de fracturação, composta por diversos sistemas com direcções distintas (Figura 2.12).

Em profundidade, a resistividade é menor no local 1 do que no local 2. A possível explicação para este facto é o elevado nível de fracturação no local 1 (Figura 2.12), com um mais elevado conteúdo em água. Próximo do local 1 situar-se-á provavelmente a nascente do rio Reamondes.

Um padrão azimutal consistente pode ser observado em ambos os locais para espaçamentos de AB/2 superiores a 10 m, o que pode ser interpretado como tendo origem na fracturação do maciço rochoso. No local 1 a configuração das elipses sugere que existe um conjunto dominante de fracturação aproximadamente numa direcção NW-SE. No local 2, contudo, os resultados indicam um conjunto de fracturação principal aproximadamente com uma direcção N-S. Estes resultados sugerem que o meio geológico deve encontrar-se mais uniformemente fracturado na vizinhança do local 2 comparativamente com o local 1.

No método do potencial espontâneo, a magnitude dos potenciais depende de diversos factores, de que se destacam a condutividade eléctrica do fluido e a sua viscosidade dinâmica. A constante dieléctrica e o potencial zeta na interface rocha/fluido são parâmetros que também influenciam a magnitude do potencial. A relação entre o potencial espontâneo e reacções redox, são também frequentemente mencionadas na literatura. Todas estas dependências tornam difícil uma interpretação quantitativa. Também muitas vezes os valores de SP são correlacionados com significativas diferenças topográficas, o que complica ainda mais a interpretação em termos de fluxo de fluidos. Assim, apenas se faz uma interpretação qualitativa destes dados. As maiores variações de valores no perfil SP-2 são provavelmente devidas a efeitos topográficos. Valores negativos de SP podem, contudo, encontrar-se relacionados com a presença de contaminantes transportados por fluxos de água pouco profundos.

Os efeitos da topografia parecem não ser significativos no perfil SP-3 e a anomalia de SP pode ser interpretada como sendo resultante de contaminação, facilitada pela fracturação já interpretada com base nos alinhamentos que atravessam o aterro aproximadamente numa direcção NNE-SSW. Pelo contrário, os valores medidos ao longo do perfil SP-4 são fortemente afectados por efeitos topográficos, e não é sustentável a sua correlação com características geológicas ou de fluxo de fluido. Contudo, de acordo com os resultados obtidos a partir do perfil de resistividade W III, a falha aí referenciada cruza o perfil SP-4 na vizinhança da coordenada identificada com A. Dado que não são conhecidos elevados campos de gradiente térmico ou corpos metálicos na zona estudada, os efeitos electrocinéticos ligados a fluxos subsuperficiais são a mais provável origem das anomalias de potencial espontâneo.

O granito não alterado fora do aterro é resultante de um levantamento do Quaternário (Cabral, 1989) e restrita percolação de água, o que indica que a porosidade é muito baixa e, assim, que o granito é, provavelmente, muito seco. Isto significa que a circulação de água ocorrerá em fracturas e não através de poros. Assim, quando os perfis de resistividade apresentam zonas de baixa resistividade elas são interpretadas como correspondendo a granito fracturado com percolação de água.

Gonçalves (2004) procedeu à recolha de amostras de águas contaminadas e não contaminadas no interior do aterro e na sua periferia no Verão de 2000, Inverno de 2000/2001, Verão de 2001 e no Inverno de 2003/2004 (duas colheitas neste período). No estudo que efectuou à sua geoquímica, constatou que as águas não contaminadas apresentam uma química relativamente homogénea, com uma pequena variação entre o conjunto de amostras do período de 2000/2001 e o de 2003/2004. Apresenta-se na Tabela 2.2 um resumo da sua Tabela 4-I, onde *Padrão* corresponde à média das amostras de água não contaminada, *Amostra 1* diz respeito à média das amostras colhidas num local poucas dezenas de metros a Norte do centro do perfil W I e *Amostra 2* corresponde à média das amostras colhidas na linha de água atravessada pelo perfil W III. Para o cálculo do valor *Padrão* de 2003/2004 Gonçalves (2004) obteve dados em mais dois locais, mais distantes do aterro. A análise dos valores apresentados permite constatar um nítido aumento da concentração das principais espécies iónicas em ambos os locais.

Tabela 2.2 - Concentrações médias dos principais catiões e aniões encontrados nas águas superficiais e subterrâneas. *Padrão* – amostras não contaminadas; *Amostra 1* – média das amostras colhidas a Norte do Aterro; *Amostra 2* – média das amostras colhidas na linha de água atravessada pelo perfil W III. A variação é calculada dividindo o valor da concentração da amostra pelo do padrão. (Adaptado de (Gonçalves, 2004))

Espécies iónicas <sup>1</sup>		Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
<b>2000/2001</b>									
<i>Padrão</i>	Concentração (mg/l)	4,7	1,0	6,1	1,0	3,7	0,3	1,3	0,3
<i>Amostra 1</i>	Concentração (mg/l)	12,6	3,5	46,7	0,5	8,7	5,0	12,7	1,1
	<b>Varição</b>	<b>2,7</b>	<b>3,6</b>	<b>7,7</b>	<b>0,5</b>	<b>2,4</b>	<b>17,3</b>	<b>9,8</b>	<b>3,2</b>
<i>Amostra 2</i>	Concentração (mg/l)	12,5	1,7	35,8	8,0	11,5	1,7	6,0	2,1
	<b>Varição</b>	<b>2,7</b>	<b>1,8</b>	<b>5,9</b>	<b>8,4</b>	<b>3,2</b>	<b>5,9</b>	<b>4,7</b>	<b>6,2</b>
<b>2003/2004</b>									
<i>Padrão</i>	Concentração (mg/l)	5,0	0,9	5,7	1,9	4,0	0,2	1,0	0,5
<i>Amostra 1</i>	Concentração (mg/l)	28,0	32,0	145,0	---	22,0	9,6	41	4,1
	<b>Varição</b>	<b>5,6</b>	<b>36,0</b>	<b>25,4</b>	---	<b>5,5</b>	<b>60,8</b>	<b>42,1</b>	<b>8,5</b>
<i>Amostra 2</i>	Concentração (mg/l)	49,5	8,1	114,5	18,7	36,0	12,5	10,2	3,75
	<b>Varição</b>	<b>10,0</b>	<b>9,0</b>	<b>20,1</b>	<b>10,1</b>	<b>9,0</b>	<b>79,1</b>	<b>10,4</b>	<b>7,8</b>

Devido à grande variação nos valores da resistividade da camada superior do terreno, que ocorreu com o tempo, não foi possível efectuar-se numericamente a avaliação da evolução com o tempo em cada perfil. Em termos qualitativos, a análise dos resultados obtidos evidencia uma estabilidade da estrutura geoelectrica nos três locais ao longo do tempo. As anomalias de baixa resistividade já destacadas em 2.2.1.3.1 registaram uma diminuição da resistividade nos perfis W I e W III de 2000/2001 para 2004, voltando à expressão anterior em 2006, apesar das condicionantes associadas ao modelo de 2004 no perfil W III. Neste último perfil, regista-se que, na depressão topográfica situada cerca da coordenada 40 do perfil, existe uma outra anomalia de baixa resistividade que também tem evoluído ao longo do tempo – para valores mais baixos da resistividade. Em condições normais – sem existência de uma pluma de lixiviado - esta diminuição do valor da resistividade teria como origem natural um aumento na circulação de água. Contudo, tal não era perceptível à superfície, antes pelo contrário, em 2004 o terreno encontrava-se mais seco do que nas campanhas anteriores devido à reduzida precipitação verificada nesse ano. Assim, a única razão que se antevê para esta diminuição da resistividade em profundidade é um aumento dos níveis de poluição, tal como se encontra patente nos resultados da geoquímica. Este aumento tanto pode ser devido a uma menor diluição do lixiviado, i.e., uma maior concentração de lixiviado no electrólito, como a um aumento do volume de lixiviado, ou ambas as situações.

O facto de na campanha de 2006, a situação ter voltado sensivelmente ao estado inicial, leva a

<sup>1</sup> Cl<sup>-</sup> - cloro; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> - sulfato; HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> - bicarbonato; NO<sub>3</sub><sup>-</sup> - nitrato.

concluir que, apenas em períodos de maior pluviosidade, haverá condições de maior recarga, conduzindo a incrementos do fluxo de água no sentido Sul que diluem o lixiviado. Assim, o aumento da concentração das principais espécies iónicas de 2000 para 2004 será devido ao menor volume de água existente no sistema, fazendo salientar o sinal directamente relacionado com o lixiviado.

Na análise temporal do perfil W I destaca-se claramente um decréscimo da resistividade em torno da coordenada 270 do perfil, com maior expressão nos dados de 2006, o que poderá indiciar uma nova pluma de contaminação para Norte, que deverá ser acompanhada nos próximos anos.

### **2.2.1.5 Conclusões**

A interpretação combinada de mapas de fracturação e de dados de geofísica indica que o granito na parte NW da zona estudada encontra-se fortemente fracturado, principalmente nas direcções NNW-SSE a NNE-SSW. Na extremidade sul do aterro os modelos de resistividade (perfis W II e DD I) apresentam valores de resistividade elevado, correspondendo a granito seco e pouco fracturado.

Combinando os resultados disponíveis, pode-se concluir que existirá contaminação dos níveis abaixo da superfície, induzida por circulação de águas (lixiviados variavelmente diluídos) para Norte e para Sul, de acordo com a topografia da área, com maior expressão para Norte. O fluxo de contaminação é identificado a Norte do aterro no perfil W I, onde terá maior expressão, e a Sul superficialmente no ribeiro e, de modo mais difuso, em profundidade no perfil W III.

Os resultados das SEV azimutais são consistentes com os dados estruturais, obtidos no exterior do Aterro, revelando que as direcções principais de fracturação dentro do aterro são geralmente entre NW-SE e NNE-SSW, o que aparentemente facilita a propagação dos contaminantes.

## **2.2.2 Lixeira da Patã**

Em alguns dos furos de captação de água localizados a Sul, Oeste e Sudoeste da lixeira da Patã de Cima (Albufeira) foi detectada contaminação que se suspeitava ser proveniente desta.

Em Julho de 2000 foram realizados seis perfis de resistividade eléctrica segundo quatro alinhamentos, na envolvente da lixeira, utilizando os dispositivos de Wenner e de Dipolo-Dipolo. Com os perfis realizados foi possível caracterizar a profundidade a que ocorre o soco resistivo ao longo dos vários alinhamentos, detectar eventuais zonas de fracturação do maciço e uma pluma de contaminação.

Os dados colhidos permitiram validar o método de resistividade eléctrica, para aplicação em situações de monitorização de antigas lixeiras.

### **2.2.2.1 Trabalhos realizados**

Nos quatro alinhamentos assinalados na Figura 2.24, realizaram-se seis perfis de resistividade eléctrica, que totalizam cerca de 2.800 m. Para facilidade de leitura os perfis foram todos identificados com o número do respectivo alinhamento, indicando-se entre parêntesis nos modelos o tipo de dispositivo

utilizado. Nos alinhamentos I e IV foram utilizados os dispositivos Dipolo-Dipolo e Wenner e nos restantes dois alinhamentos apenas foi utilizado o dispositivo de Wenner. A implantação destes alinhamentos decorreu da análise da geomorfologia da zona e da mencionada informação respeitante a contaminação detectada em furos.

Com os perfis realizados procurou-se obter uma caracterização geoelectrica geral do substrato rochoso na zona envolvente da instalação, identificar zonas de fracturação e/ou de cavidades que possam cruzar a instalação - tendo em conta que a formação geológica é constituída essencialmente por calcários carsificados - e localização de zonas de circulação de fluidos (lixiviados) provenientes da instalação.

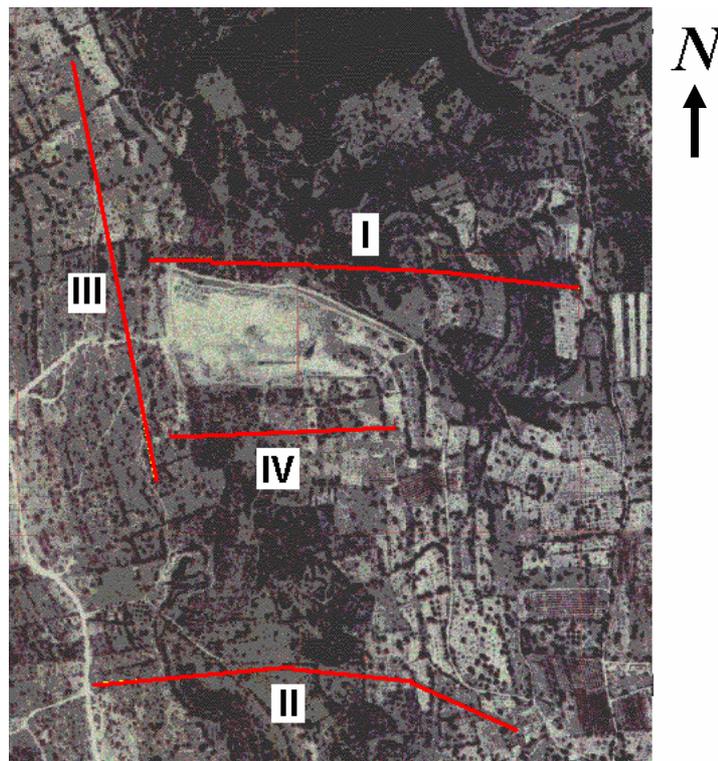


Figura 2.24 - Planta de localização da lixeira e dos perfis realizados.



Figura 2.25- Vista da face Norte da lixeira e do local de realização do Perfil I (assinalado a tracejado). A seta assinala o local onde corre lixiviado a céu aberto (cerca da coordenada 160 do perfil).



Figura 2.26 - Vista do vale a Sul da lixeira, a partir da extremidade Oeste do Perfil II. A seta indica o local da lixeira.

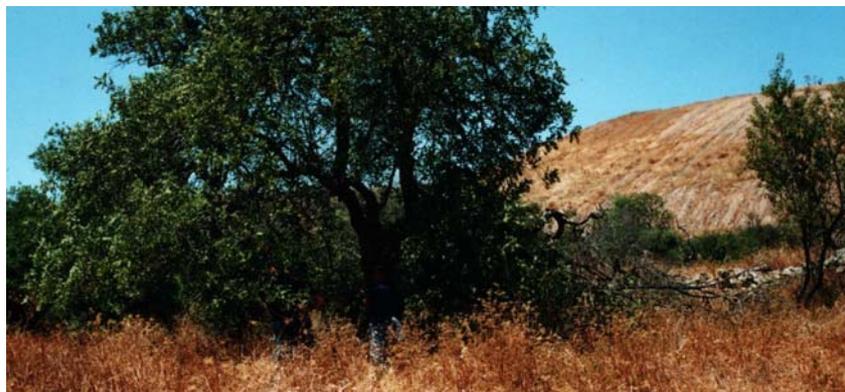


Figura 2.27 - Vista da lixeira a partir de Sul, no local de realização do Perfil IV

### 2.2.2.2 Resultados obtidos e sua interpretação

Os dados foram processados com recurso ao programa *Res2Dinv* (Loke, 1999), utilizando o método das diferenças finitas para resolução do problema directo (cálculo da resposta do modelo) e uma combinação das técnicas de Marquardt e Occam para resolução do problema inverso (obtenção do modelo geoelectrico), com resolução das derivadas parciais após cada iteração, para minimizar os erros. Estes variaram entre 1,8 e 5,1 para o dispositivo de Wenner (após 5 iterações), enquanto para o dispositivo de Dipolo-Dipolo o erro foi de 10,3 no perfil I (5 iterações) e 24,2 no perfil IV 10,3 (4 iterações). A topografia foi incluída, por forma a corrigir o seu efeito (Fox et al., 1980; Tsourlos et al., 1999), os quais são significativos, na maioria dos perfis.

A título de exemplo, apresentam-se na Figura 2.28, os dados obtidos no campo no alinhamento I, com ambos os dispositivos, e aqueles que resultaram do processamento. Nas figuras seguintes apresentam-se apenas os modelos obtidos para cada alinhamento, com representação da topografia.

Tendo presente o que já foi referido sobre o facto de o modelo geoelectrico representar a distribuição da resistividade eléctrica no subsolo, a qual pode ser correlacionada com a geologia da zona e com o conteúdo em água das formações geológicas, passa-se a analisar os modelos obtidos.

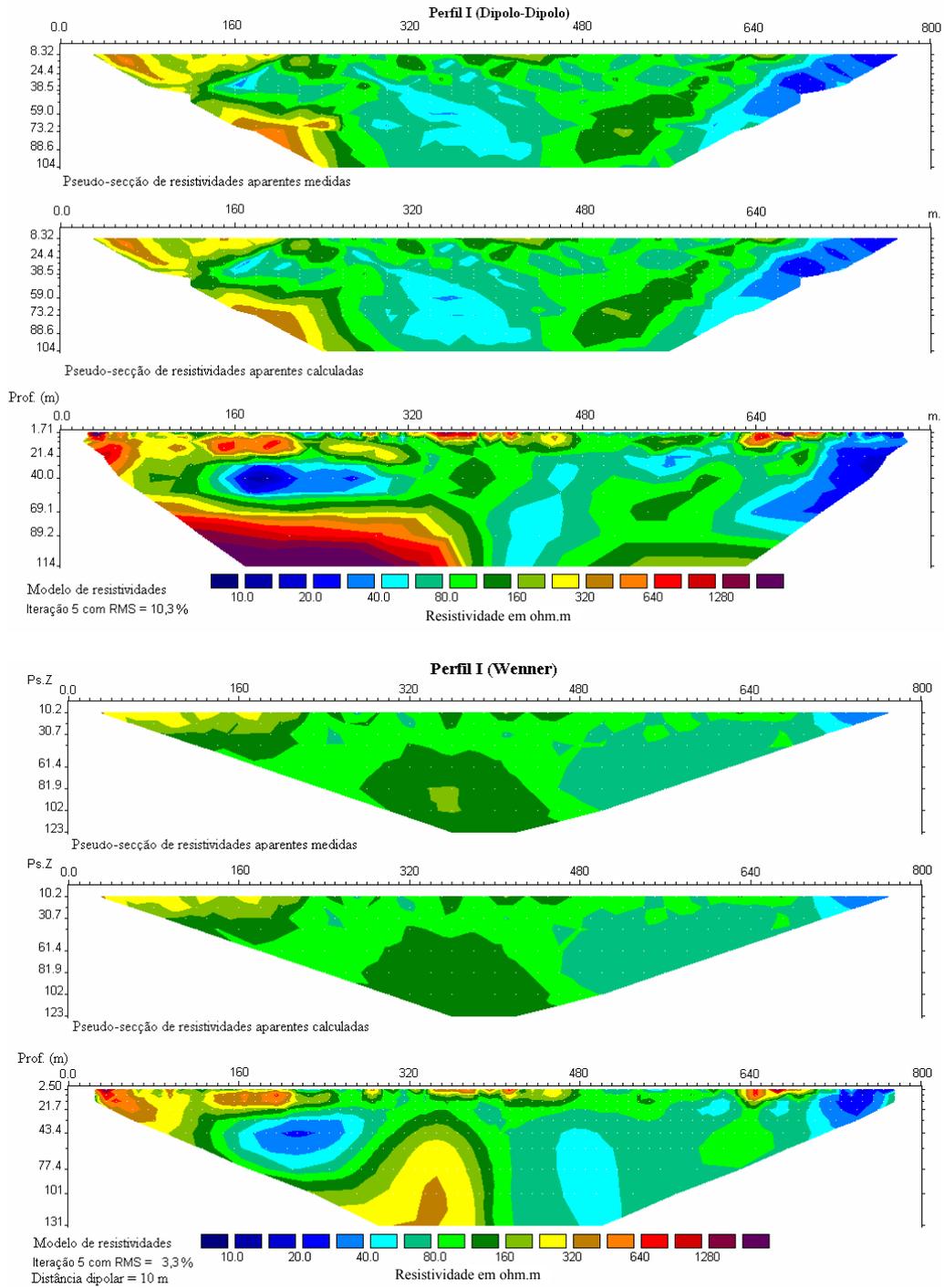


Figura 2.28 - Resultados obtidos no Perfil I, com ambos os dispositivos.

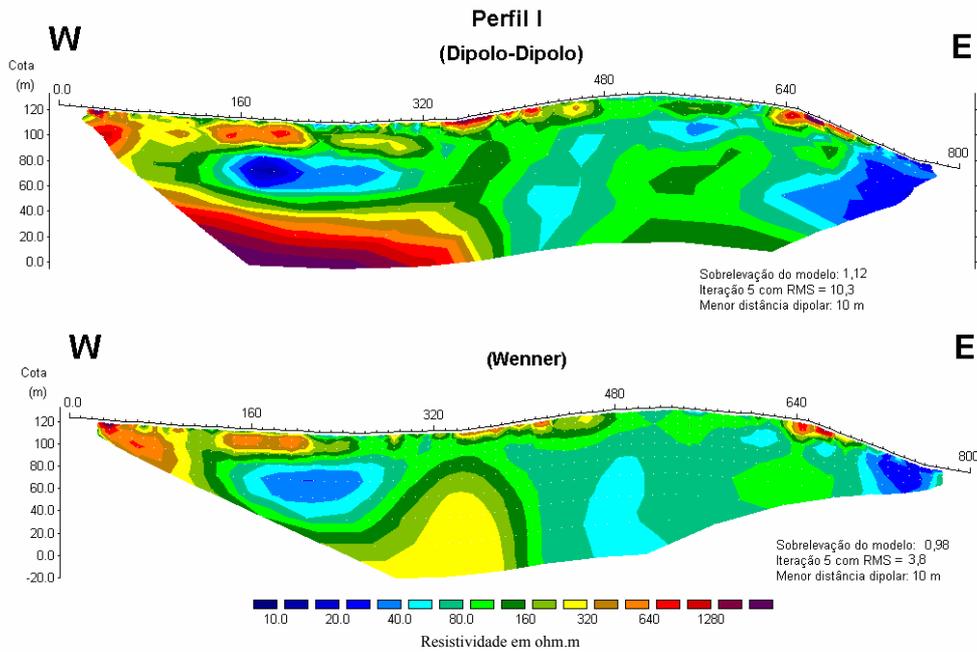


Figura 2.29 - Modelos obtidos para o Perfil I

Da análise dos modelos apresentados na Figura 2.29 obtidos para o Perfil I, realizado com ambos os dispositivos e situado a cerca de 50 m a norte da lixeira, destacam-se os seguintes aspectos:

- Em ambos os dispositivos são detectadas as mesmas estruturas com resistividades semelhantes mas configuração diferente – gradientes mais suaves com o dispositivo de Wenner;
- A parte mais superficial da zona estudada (10-20 m) é geralmente resistiva, correspondendo geologicamente a zonas de calcário, aflorante em alguns locais, em especial no extremo W do perfil. As zonas menos resistivas são correlacionadas principalmente com preenchimento de cavidades por *terra-rossa* com algum conteúdo em água;
- Na parte oeste do perfil e em profundidade (cota inferior a 60 m) os modelos colocam em evidência uma zona resistiva (>700 ohm.m) que corresponderá ao substrato resistivo, constituído por calcário. Esta zona não é evidenciada na parte leste do perfil, o que poderá ser devido a encontra-se a maior profundidade e, por outro lado, ao efeito da elevada variação topográfica;
- Os modelos sugerem que o substrato é cortado, aproximadamente a meio do perfil (coordenada 450), por uma zona de baixa resistividade (<60 ohm.m), com prolongamento vertical até à cota 100-110 m. Esta zona deverá corresponder a uma zona de falha com preenchimento argiloso;
- Na parte oeste do perfil, entre as coordenadas 160 e 320, ao nível da cota 90 m e até à cota 60 m, ambos os modelos revelam uma zona de baixa resistividade (<40 ohm.m), a qual, dadas as suas características – muito localizada, com forte gradiente da resistividade e valor absoluto muito baixo - deverá corresponder a lixiviado proveniente da instalação, visível no local assinalado na foto da Figura 2.25, e que desaparece no terreno umas duas dezenas de metros a Norte da estrada;
- Na parte leste do perfil, evidencia-se outra zona de baixa resistividade; contudo, os dados disponíveis não permitiram correlacionar esta anomalia com fluxo de fluidos provenientes da instalação, embora a distância e a cota a que se situa não permitam descartar esta possibilidade. Por outro lado esta anomalia pode ainda ter como origem uma intercalação de *terra-rossa*.

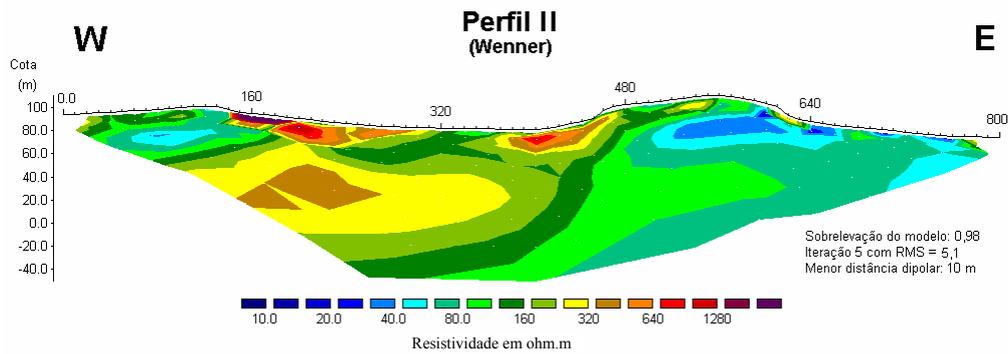


Figura 2.30 - Modelo obtido para o Perfil II

Na Figura 2.30 apresenta-se o modelo obtido para o Perfil II, realizado a cerca de 600 m a sul da instalação, atravessando todo o vale onde se encontra a lixeira. Da sua análise destaca-se:

- A parte mais superficial do perfil apresenta características semelhantes às do perfil I;
- Na zona central do perfil, o substrato calcário (resistividade superior a 300 ohm.m), está a 30-40 m de profundidade, apresentando na parte leste do perfil uma resistividade menos elevada (80-90 ohm.m), correspondendo a um maior conteúdo em água;
- As zonas superficiais de baixa resistividade, localizadas aproximadamente entre as coordenadas 0 a 160 m e 500 a 660 m, deverão corresponder a preenchimentos com *terra-rossa*;
- A transição entre a parte leste e oeste do perfil, deverá ser feita através de uma falha (a mesma detectada no perfil I) localizada aproximadamente na coordenada 480 m;

Na zona abrangida pelo perfil não há nenhuma anomalia isolada que possa claramente ser associada a lixiviado proveniente da instalação.

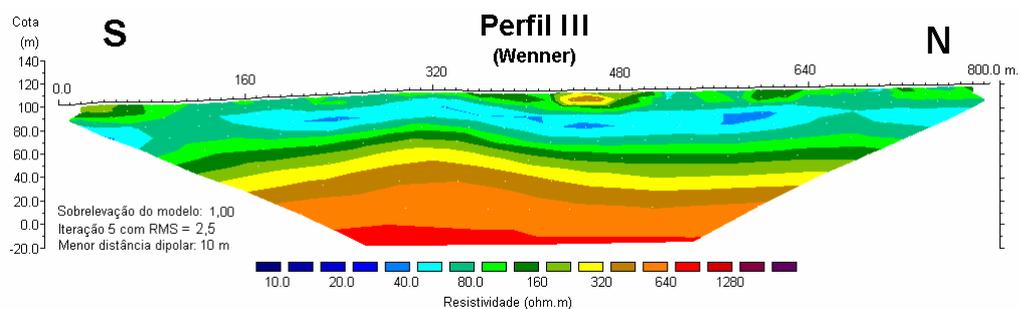


Figura 2.31 - Modelo obtido para o Perfil III

Na Figura 2.31 apresenta-se o modelo obtido para o perfil III, realizado a oeste da lixeira, com direcção aproximada N-S. O modelo obtido por inversão dos dados de campo, mostra uma estrutura estratificada, sendo possível as seguintes conclusões:

- O substrato resistivo, deverá situar-se entre as cotas 40 m e 60 m;
- A presença de uma camada, fundamentalmente argilosa e de aproximadamente 30 m de espessura, entre as cotas 110 e 80 m, é assinalada pela camada de baixa resistividade (40-50 ohm.m), ao longo de todo o perfil;

Tal como no perfil II, não se evidenciam vestígios da presença de lixiviado proveniente da instalação.

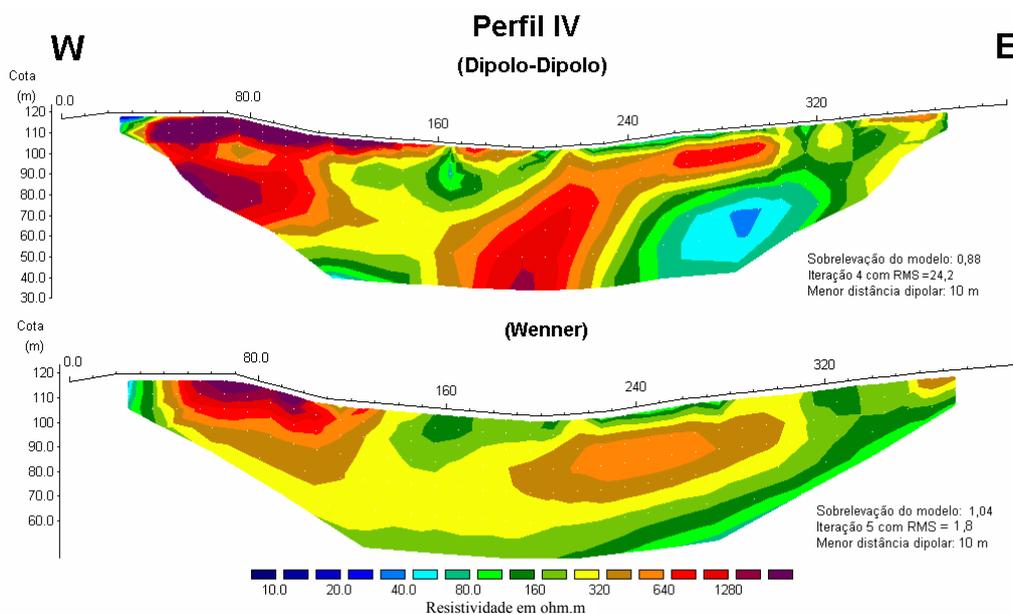


Figura 2.32 - Modelos obtidos para o Perfil IV

Com o Perfil IV (Figura 2.32), realizado a sul da lixeira e a uma distância desta de aproximadamente 50 m, procurou-se estudar a zona próxima da instalação, na tentativa de encontrar vestígios de lixiviado a pequena profundidade. Por limitações de espaço devido à presença de casas, este perfil foi realizado com apenas duas bobines de cabo, o que limitou principalmente a profundidade de investigação.

Na parte central dos modelos não se identifica qualquer anomalia correlacionável com provável circulação de lixiviado. No modelo com o dispositivo de Dipolo-Dipolo evidencia-se em torno da coordenada 300 uma anomalia de baixa resistividade, a qual não é identificável no modelo obtido com o dispositivo de Wenner, possivelmente devido ao facto de neste dispositivo, a profundidade de investigação ser menor, embora o comportamento das isolinhas de resistividade possua um padrão idêntico ao do perfil de Dipolo-Dipolo à mesma profundidade. Dada a pequena extensão do perfil não é possível a sua caracterização completa. Contudo, a posição desta anomalia, relativamente à instalação, associada a alguns indicadores superficiais observados no terreno, sugerem que ela poderá estar associada à presença de lixiviado. Em torno do ponto 160 destes perfis identifica-se uma zona de baixa resistividade que se atribui a fracturação do maciço rochoso, correlacionável com a região com características idênticas identificada nos perfis I e II.

Com base nos resultados obtidos nos perfis realizados, e anteriormente enumerados, é possível demarcar como zonas preferências, para implantação de furos de monitorização da lixeira os seguintes pontos:

- Perfil I – coordenadas 210, 480 e 800;
- Perfil II – no extremo leste do vale, na base da vertente situada abaixo da coordenada 480
- Perfil IV – coordenadas 160 e 290.

### 2.2.2.3 Conclusões

Os trabalhos realizados permitiram concluir que, tanto o dispositivo de Dipolo-Dipolo como o de Wenner, são eficazes na delimitação do substrato rochoso resistivo, tendo permitido revelar a presença de uma zona de falha, assim como detectar um domínio anómalo a norte da instalação, associado a fluidos provenientes desta. No entanto, as capacidades de ambos os dispositivos são diferentes:

- a configuração eléctrica que permite obter informação em maior extensão em profundidade com a mesma disposição no terreno é a do Dipolo-Dipolo;
- os modelos obtidos com o dispositivo de Wenner apresentam gradientes mais suaves do que aqueles produzidos a partir do dispositivo de Dipolo-Dipolo; o que se deve à sua menor sensibilidade face às variações laterais da resistividade;
- em locais de afloramento, as leituras realizadas com o dispositivo de Dipolo-Dipolo possuem sempre erros mais elevados do que aquelas obtidas com o dispositivo de Wenner, sendo que muitas delas têm que, por esse motivo, ser desprezadas.

Face a estas considerações conclui-se que, em ambiente cárstico em que haja necessidade de realizar perfis de resistividade segundo diversos alinhamentos, ter-se-á sempre que avaliar as capacidades de ambos os métodos num perfil experimental, para poder decidir qual a metodologia a seguir, dado que o tempo de execução de um perfil com o dispositivo de Dipolo-Dipolo é de mais do dobro do necessário para o dispositivo de Wenner, devido ao maior número de leituras que envolve.

No estudo completo de uma instalação, com as características daquela aqui apresentada, seria necessário realizar mais perfis do que aqueles efectuados, para se obter uma melhor caracterização da orientação das zonas de fracturação do maciço – zonas preferenciais de circulação - e da direcção dos eventuais fluxos de lixiviados.

## 2.3 Aplicações à geotecnia

São diversas as aplicações dos métodos de resistividade a problemas geotécnicos, das quais as mais comuns são, por exemplo, a identificação da espessura da camada de alteração ou de aterro, de zonas de fracturação, a pesquisa de vazios em terrenos carsificados e a detecção de estruturas enterradas.

Procurou-se nesta secção abordar apenas a detecção de estruturas enterradas, tendo por base a detecção de tubos, cuja localização à partida já era conhecida ou estimada, e outros alvos como geotêxtil e pedras e restos de obra no meio de material de reduzida granulometria.

Por vezes no decurso de uma obra ou num processo de prospecção de um determinado local com ocupação histórica de uma estrutura produtiva, surge a necessidade de investigar a eventual existência de estruturas enterradas, como por exemplo tubagens ou bidões.

Existem na literatura alguns exemplos de experiências de detecção de estruturas condutoras ou resistivas com formas diversas, quer em modelos físicos (e.g., Apparao et al., 1992; Apparao et al.,

1997a; Apparao et al., 1997b; Monteiro Santos e Andrade Afonso, 2005) quer em modelos computacionais (Coggon, 1973).

Com o objectivo de avaliar as limitações do método da resistividade e, em simultâneo, o dispositivo mais adequado para detecção de estruturas resistivas enterradas, em Julho de 2001 foram realizados perfis de resistividade com recurso aos dispositivos de Wenner e Dipolo-Dipolo – por serem os de mais fácil utilização prática – num aterro realizado na construção da auto-estrada A14. Os resultados obtidos são descritos na secção seguinte e, entretanto, foram apresentados na 9ª Conferência da EEGS-ES (Mota e Monteiro dos Santos, 2003). Posteriormente, houve oportunidade de realizar duas novas experiências práticas em ambientes geotécnicos diferentes.

### **2.3.1 Alvo resistivo em meio resistivo**

Para investigar as limitações do método de resistividade eléctrica na detecção de uma estrutura resistiva enterrada em condições reais, foram realizados diversos perfis utilizando os dispositivos de Wenner e de Dipolo-Dipolo num dos extremos de um aterro da auto-estrada A14, construída em meio cársico, tendo como alvo um tubo em betão com 2 m de diâmetro, utilizado no sistema de drenagem de águas da via de circulação.

Infelizmente, devido ao ritmo dos trabalhos que se encontravam a decorrer na obra, com permanente circulação de veículos, não foi possível realizar perfis mais próximo do eixo da via, para obter maiores profundidades de investigação. Na outra extremidade do aterro, onde já não havia circulação de viaturas, a profundidade a que se encontrava o alvo era irrealisticamente elevada – cerca de 20 m – face à sua dimensão, pelo que não se executou aí qualquer perfil.

#### **2.3.1.1 Trabalhos realizados**

Os perfis foram realizados na fase final de construção do aterro antes da colocação das camadas de material betuminoso.

Na Figura 2.33a) apresenta-se um esquema com a implantação dos locais em que foram realizados os perfis, face ao tubo, e respectivas profundidades de investigação. O tubo encontrava-se instalado entre duas pequenas elevações (Figura 2.33b)) e coberto por camadas compactadas de pedras, cascalho, areia e argila, que constituía o meio ambiente. A profundidade de investigação nos maiores perfis atingiu o terreno natural, enquanto que nos mais pequenos ficou restringida aos materiais do aterro.

Aproveitando o facto de o tubo ter sido instalado com uma determinada inclinação para facilitar o escoamento das águas pluviais, os dois locais onde foram implantados os diversos perfis ficaram afastados de 4 m para obter duas profundidades distintas, para as mesmas distâncias dipolares. Foram utilizadas três distâncias dipolares no local A (0,5, 1,0 e 2,0 m) e duas no local B (1,0 e 2,0 m), uma vez que neste local com 0,5 m o tubo ficava para além da profundidade de investigação do dispositivo. Assim, a relação distância dipolar-diâmetro do tubo foi de 0,25D, 0,5D e 1,0D, respectivamente.

Para melhorar a cobertura na zona central de cada perfil - onde se situava o tubo – foram utilizados todos os contactos dos cabos centrais e, assim, o espaçamento dipolar nesta área foi de 0,25, 0,5 e 1,0 m, ficando nesta situação a relação distância dipolar-diâmetro do tubo em 0,125D, 0,25D e 0,5D, respectivamente.

No que diz respeito à relação profundidade a que o tubo se encontra face ao seu diâmetro esta era de 0,825D no local A e 1,86D no local B.

Os perfis foram orientados normalmente à direcção do tubo e centrados com a sua face Este.

Os trabalhos tiveram lugar em Julho de 2001, encontrando-se o terreno extremamente seco, o que originou alguns erros mais elevados nas leituras.

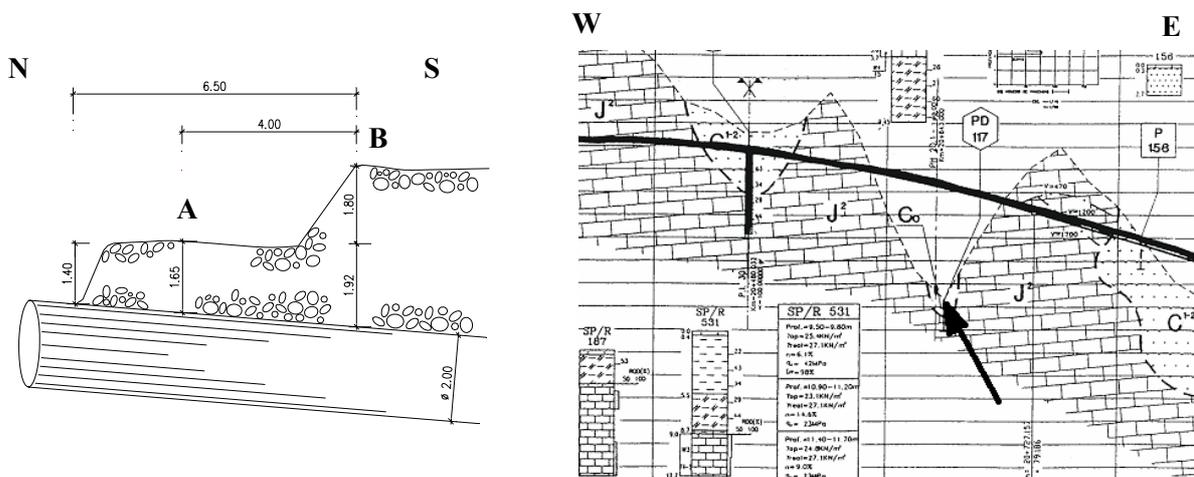


Figura 2.33 – a) Diagrama com a posição do tubo, localização dos perfis (assinalados por A e B) e espessuras de terreno entre estes e o tubo. b) Secção geológica (W-E) a meio da via de circulação (posição do separador central). Neste local – cerca de 10 m do local do ensaio – o tubo (indicado pela seta) encontra-se a 10 m de profundidade.

### 2.3.1.2 Resultados obtidos. Discussão e conclusões

As pseudo-secções de resistividade de campo foram invertidas com o programa Res2DInv (Loke e Barker, 1996; Loke, 1999). Para o cálculo da resposta do modelo (problema directo) foi utilizado o método dos elementos finitos e uma combinação dos métodos de Marquardt e Occam para cálculo do problema inverso, com resolução da matriz Jacobiana em cada iteração, para minimização dos erros. Embora os efeitos topográficos apenas estejam presentes em parte dos perfis de maiores dimensões, para minimizar os efeitos da topografia (Fox et al., 1980; Tsourlos et al., 1999) foi incorporada a topografia nos cálculos. Para facilidade de tratamento dos dados considerou-se em cada local que a superfície plana estava à cota 0,0 e a elevação acima da superfície plana eram os dados da topografia. A título de exemplo apresentam-se na Figura 2.34 a pseudo-secção de dados de campo, aquela resultante do processo de inversão e o modelo que lhe deu origem para o perfil realizado no Local A, como o dispositivo de Dipolo-Dipolo, para a distância dipolar intermédia – 0,5 m.

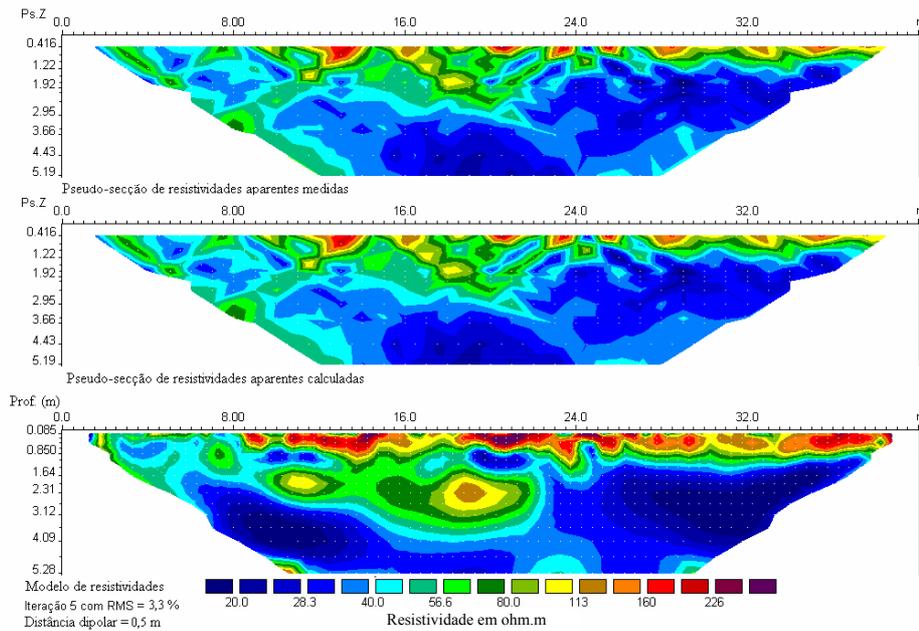


Figura 2.34 - Resultados obtidos no Local A, com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, para a distância dipolar de 0,5 m.

Os dez modelos obtidos são apresentados na Figura 2.35 (Local A) e na Figura 2.36 (Local B). Os modelos obtidos com o dispositivo Dipolo-Dipolo figuram à esquerda, enquanto à direita estão aqueles respeitantes ao dispositivo de Wenner. Os erros associados ao cálculo dos modelos são baixos, variando entre 2,6 % e 7,1 %.

Em cada modelo o tubo encontra-se representado à escala. Para facilidade de visualização, os modelos não são apresentados à escala entre si.

Devido à incorporação dos resultados obtidos com a utilização de todos os eléctrodos das bobines centrais, a distância dipolar considerada nos cálculos e apresentada nos modelos é a menor de cada perfil.

A partir da observação dos modelos apresentados na Figura 2.35 e na Figura 2.36, pode-se verificar que, no local A, o tubo é bem detectado apenas com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, qualquer que seja a distância dipolar utilizada. Neste local, e com o dispositivo de Wenner, pode-se afirmar que o tubo é detectado, uma vez que no local onde se sabe que ele se encontra, existe um aumento da resistividade, especialmente com as distâncias dipolares de 0,5 e 1,0 m, mas os resultados não apontam claramente para a existência de um corpo resistivo naquele local, ao contrário do que acontece com o dispositivo de Dipolo-Dipolo. No local B não se identifica o tubo em nenhuma das situações testadas.

Com base em modelos realizados em tanque, onde o meio era mais condutor do que aquele presente neste teste, Apparao, et al. (1997a) concluíram que, para o dispositivo de Wenner, a profundidade de detecção é de 1,5 vezes o raio do cilindro (1,5R), ou seja 0,75 vezes o seu diâmetro (0,75D), e que, para o dispositivo de Dipolo-Dipolo, estas relações são de 2,0R ou 4,0D.

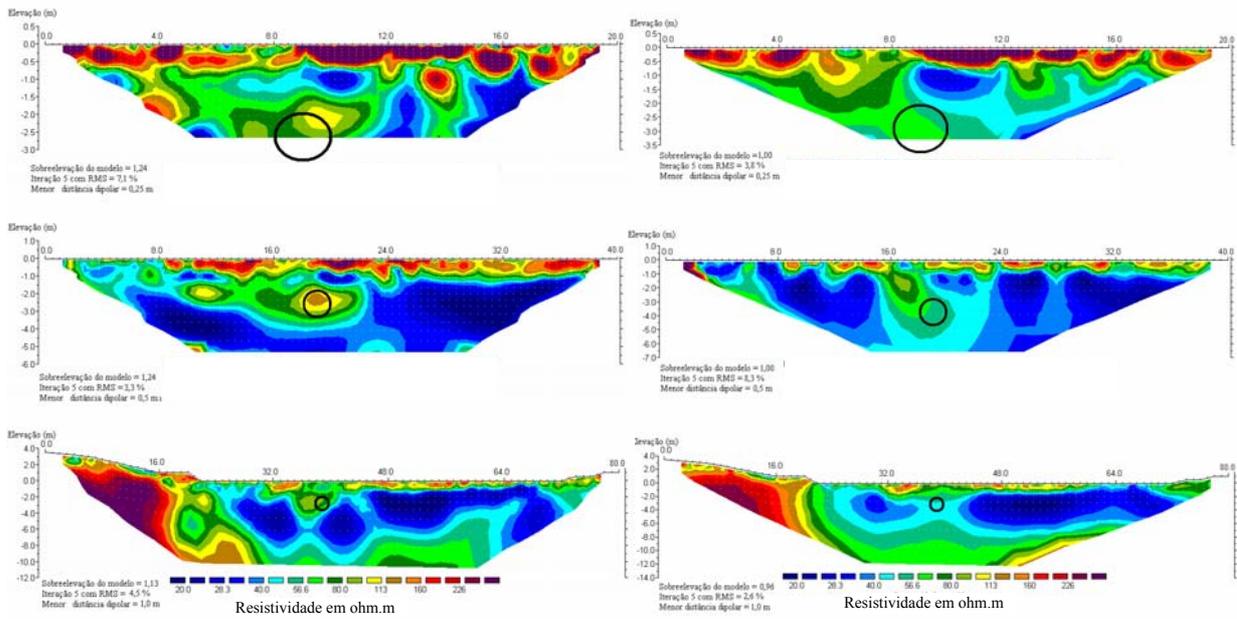


Figura 2.35 – Modelos obtidos para o local A (*Esquerda* – Dipolo-Dipolo. *Direita* – dispositivo de Wenner).

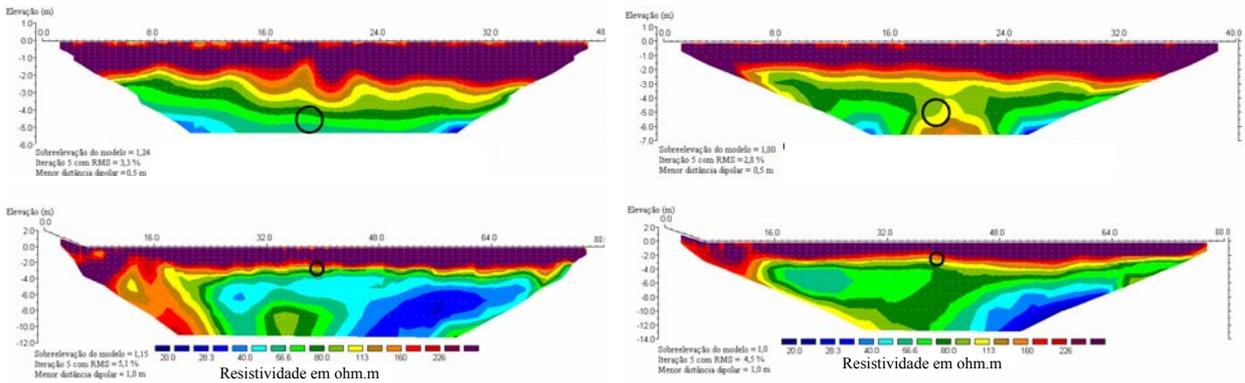


Figura 2.36 – Modelos obtidos para o local B (*Esquerda* – Dipolo-Dipolo. *Direita* – dispositivo de Wenner).

Face à experiência de Apparao et al (1997a), a profundidade de investigação utilizada com o dispositivo de Wenner foi idêntica mas, com o de Dipolo-Dipolo, foi, no máximo, metade daquela que aqueles obtiveram.

Nawawi and Loke (1995) realizaram uma experiência com um tubo de betão com 2 m de diâmetro situado a 3 m de profundidade executando perfis com o dispositivo de Wenner com 2 m de distância dipolar. Nesta situação a anomalia devida ao tubo encontrava-se bem delimitada. No modelo de resistividade a relação entre  $\rho_{a\max}$  (tubo) e  $\rho_{a\min}$  (meio ambiente) era de  $\rho_{a\max}=15\rho_{a\min}$ . Nos resultados da inversão realizada na presente situação obteve-se uma relação de  $\rho_{a\max}=7\rho_{a\min}$ , ou seja um contraste muito menor.

Tendo em consideração as conclusões de Van Nostrand (1953) de que um alvo enterrado pode ser detectado se produzir no mínimo uma anomalia com 10% face ao meio ambiente, e os resultados de Apparao et al. (1997a) e de Nawawi and Loke (1995), pode-se concluir que a razão para a não detecção

do tubo de betão em todas as situações testadas é o facto de ele possuir uma resistividade quase da mesma ordem de grandeza que o meio ambiente em que se encontra inserido.

Com base neste estudo pode-se concluir que o melhor dispositivo para detecção de tubos resistivos enterrados num ambiente resistivo é o de Dipolo-Dipolo, para qualquer distância dipolar compreendida entre  $0,25D$  e  $1,0D$ , mas com uma relação profundidade-diâmetro do tubo em torno de  $1,0D$  e no mínimo com uma relação entre a resistividade do corpo face ao meio ambiente de 7 vezes a resistividade mínima.

### 2.3.2 Alvo resistivo em meio condutor

Tendo por base os resultados obtidos com a experiência anterior, em Janeiro de 2005 tentou-se detectar um tubo metálico com 25 cm de diâmetro e isolado exteriormente com uma manga de polietileno, enterrado numa zona aluvionar junto à ribeira de Coina.

À partida desconhecia-se a profundidade a que se encontrava o tubo, estimando-se que se encontraria a cerca de 2,5 m de profundidade, o que daria uma relação entre a profundidade a que o alvo se situava e o seu diâmetro de  $10D$ . Esta relação afigurava-se como demasiado elevada para possibilitar a detecção do tubo, apesar de se encontrar num meio extremamente favorável e muito saturado e de se utilizar o dispositivo de Dipolo-Dipolo, que na anterior experiência havia sido o que melhores resultados havia proporcionado.

#### 2.3.2.1 Trabalhos realizados

Com o objectivo de não perder resolução foi realizado um perfil (A) com 0,5 m de distância dipolar, correspondente ao dobro do diâmetro do tubo ( $2D$ ), embora correndo o risco de, pelo efeito de fronteira, não detectar o tubo, mas apenas a sua influência no campo eléctrico gerado, uma vez que a profundidade de investigação atingida corresponderia àquela onde se supunha que o tubo estaria.



Figura 2.37 - Panorâmica da implantação do perfil B. Encontra-se marcada a tracejado a posição em que se estimava que passaria o tubo.

O segundo perfil (**B**) foi realizado com uma distância dipolar 50 % superior – 0,75 m - que permitiu atingir cerca de 4,00 m de profundidade. A 6 m de distância destes dois perfis, para Este, foi realizado o perfil C, onde se utilizou a mesma distância dipolar que no perfil B.

### 2.3.2.2 Resultados obtidos

Tal como nos restantes trabalhos, as pseudo-seções de resistividade de campo foram invertidas com o programa Res2DInv (Loke e Barker, 1996; Loke, 1999) e, para o cálculo da resposta do modelo (problema directo) foi utilizado o método dos elementos finitos e uma combinação dos métodos de Marquardt e Occam para cálculo do problema inverso, com resolução da matriz Jacobiana em cada iteração, para minimização dos erros. Sendo uma zona plana não houve necessidade de se incluir a correcção da topografia no processamento dos dados.

Na Figura 2.38, apresentam-se os modelos obtidos, representados à escala entre si. Da sua análise constata-se a existência de duas regiões de resistividades muito diferentes: uma camada superior que atinge cerca de 1,5 m de espessura com resistividade inferior a 100 ohm.m e, outra, sob esta, que apresenta resistividades inferiores a 30 ohm.m. Estas camadas corresponderão ao aterro que entretanto foi sendo executado – camada superior – e ao terreno natural.

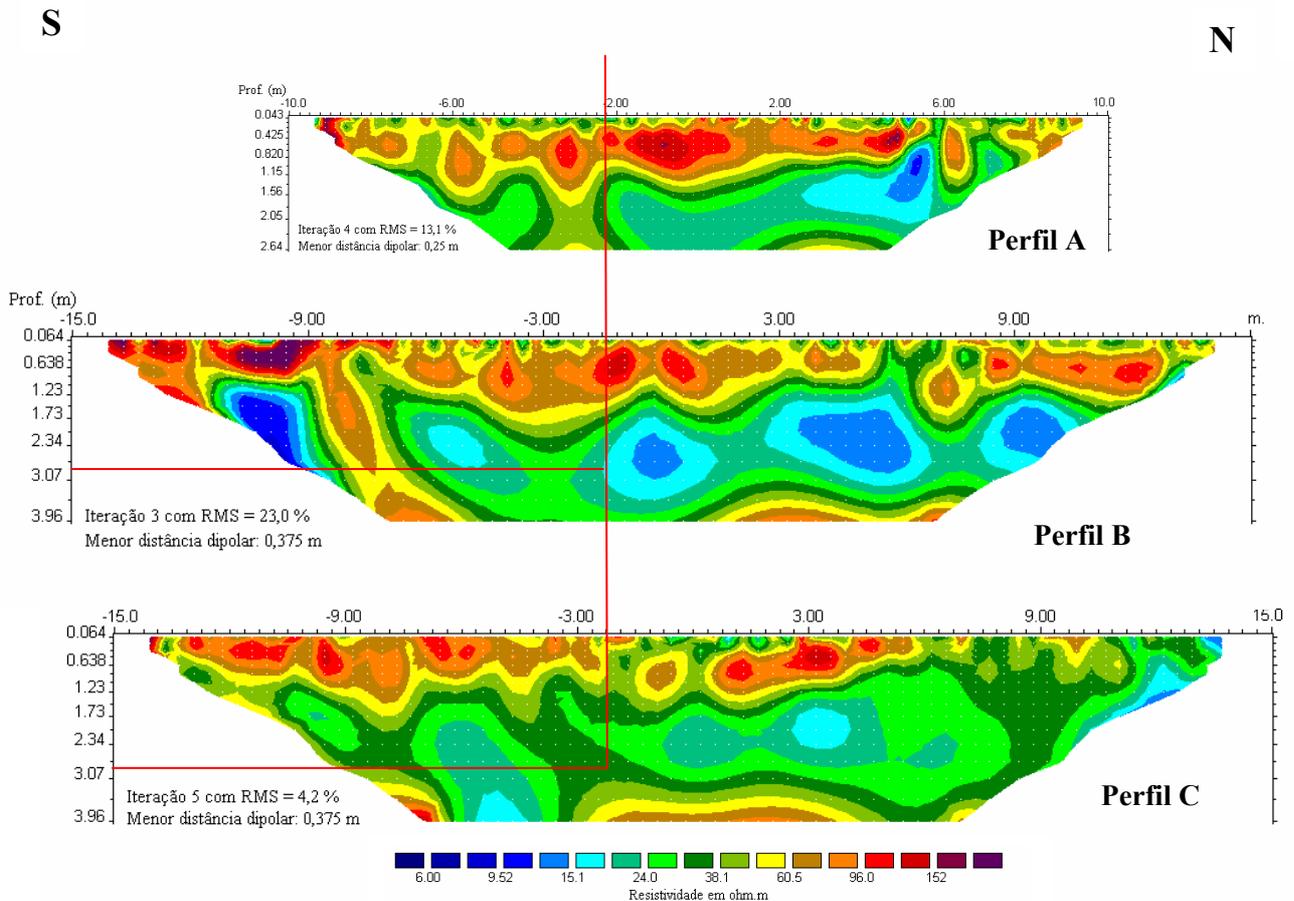


Figura 2.38 – Modelos obtidos. O traço vertical a encarnado identifica a posição, comum aos modelos, onde se encontra o tubo. Os traços horizontais identificam a profundidade a que foi encontrado o topo do tubo.

Em nenhum dos perfis é identificável uma anomalia geofísica com a assinatura característica do alvo em questão – um pequeno círculo ou uma elipse de alta resistividade face ao meio envolvente, tal como aconteceu no caso apresentado na secção anterior. Identifica-se apenas uma interrupção na camada inferior sensivelmente na posição onde se previa que se encontrasse o tubo.

Posteriormente (Março de 2005), foi efectuada uma vala de prospecção, por meio da qual foi possível verificar-se que, ao contrário do que inicialmente se supunha, o tubo estava a uma profundidade ainda maior – encontrava-se a cerca de 3 m de profundidade (fotografias da Figura 2.39). A análise dos modelos conjugada com a informação obtida com a vala de prospecção, permite agora constatar que a interrupção da zona de menores resistividades corresponde à vala que havia sido aberta para a colocação do tubo. A relação profundidade-diâmetro do tubo passou, nestas circunstâncias, para 12D.

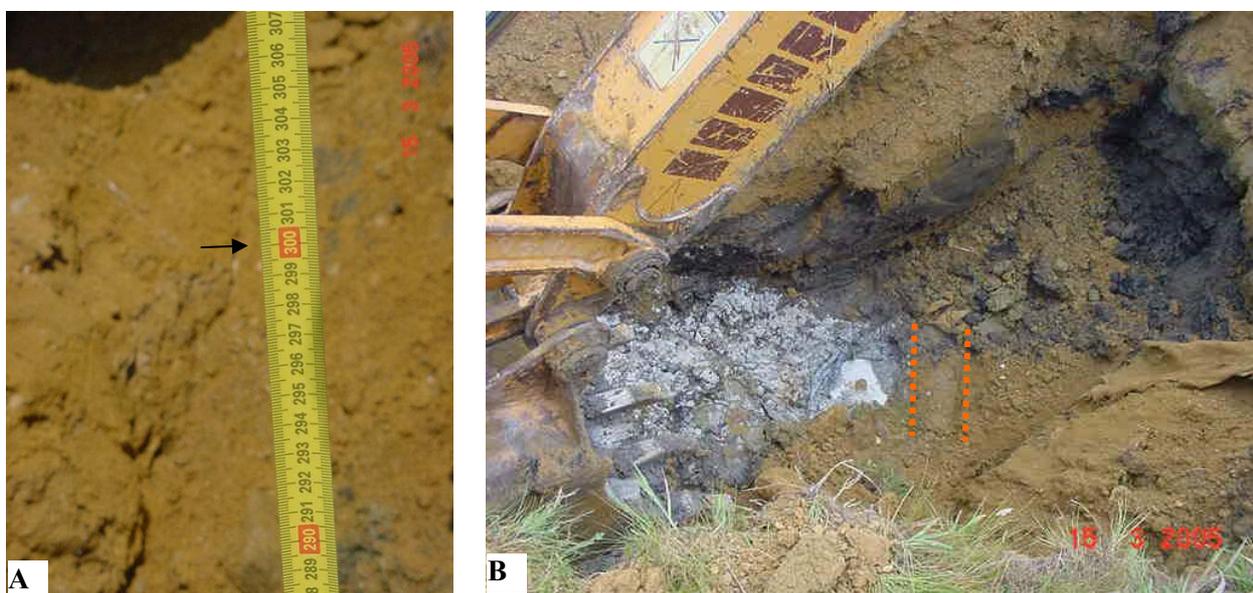


Figura 2.39 A) Profundidade a que se encontra o tubo. B) Tubo delimitado pelas linhas a tracejado. (Fotos cedidas pela Optimus, S.A.).

### 2.3.2.3 Conclusões

A relação entre a profundidade a que se encontrava o alvo neste teste face à sua dimensão (12D), era tripla daquela apontada pelos estudos de Apparao et al (1997a), como sendo a profundidade de investigação limite para o dispositivo de Dipolo-Dipolo. Embora as condições naturais não correspondessem àquelas existentes nos modelos analógicos (tanque), confirmou-se que, mesmo existindo forte contraste de resistividade entre o alvo e o meio ambiente em que este se insere, a profundidade para a sua detecção encontra-se dependente da sua dimensão face à profundidade a que se encontra, não podendo esta ser muito superior à sua dimensão.

### 2.3.3 Detecção de alvos resistivos de pequena espessura e identificação de interfaces inclinadas. Aterro experimental executado no LNEC

Os efeitos da topografia em sondagens e perfis de resistividade são bem conhecidos e têm sido estudados por diversos autores (e.g., Fox et al., 1980; Sahbi et al., 1997). No programa utilizado para a realização da inversão dos dados de resistividade eléctrica – Res2DInv – esta opção está contemplada e, sempre que ocorre uma variação de quotas ao longo dos perfis, ela é utilizada, como aconteceu na maioria dos casos apresentados neste capítulo, e nos seguintes. No que diz respeito à identificação e/ou determinação da inclinação de estruturas enterradas, ou da fronteira (inclinada) entre dois meios diferentes, não se encontraram, nas diversas pesquisas bibliográficas efectuadas, referências a estudos realizados para atingir este fim. Tendo em conta que existem situações em que é necessário conhecer-se a inclinação da fronteira entre materiais, como por exemplo em aterros sanitários e em lixeiras, realizou-se em Fevereiro de 2005 um teste no *campus* do LNEC, em que se pretendeu simular essa situação.

Para além desse objectivo, procurou-se ainda verificar o grau de sensibilidade dos dispositivos de Dipolo-Dipolo e Wenner à variação da compacidade de um material de aterro e do seu teor em água. Foi assim executado um conjunto de perfis de resistividade eléctrica, com ambos os dispositivos, em que, para cada dispositivo, foram utilizados três diferentes espaçamentos dipolares - 0,25; 0,50 e 1,00 m, antes e após a execução de uma escavação numa área de aproximadamente 100 m<sup>2</sup>. Foram ainda instalados alvos, para verificar a possibilidade de serem detectados, em comparação com a situação de referência (pré-escavação).

Para evitar efeitos de fronteira com as paredes laterais, resultantes da escavação, e tendo em conta que não se sabia à partida o efeito que seria provocado com o processo de escavação e posterior enchimento do local, optou-se por executar uma escavação onde a distância entre o perfil e as paredes fosse sensivelmente 5 vezes a maior distância dipolar utilizada.

#### 2.3.3.1 Descrição dos trabalhos realizados e respectivos resultados

Na Figura 2.40 apresenta-se um esquema em corte e planta da escavação executada, incluindo a localização dos alvos inseridos após a realização da escavação.

Na base do aterro executou-se uma caixa com 0,75 m de comprimento (direcção do perfil) por 1,5 m de largura e 0,2 m de altura, que foi totalmente preenchida com pedras de diversas dimensões (alvo **B**), com o objectivo de criar uma região anómala, num local conhecido, uma vez que o ambiente geológico é caracterizado por materiais de aterro e areias. Para aumentar as dimensões deste alvo, acumularam-se pedras para além desta caixa, como pode ser avaliado pela fotografia presente na Figura 2.43. Os restantes alvos foram dois pedaços de material geossintético – um junto ao centro da zona em estudo (geocompósito bentonítico - alvo **C**), com o objectivo de demarcar a fronteira Este do aterro e,

o segundo (geotêxtil não tecido - alvo **A**), num local de baixa pendente, com 2,2 m de comprimento (direcção do perfil) por 1,8 m de largura.

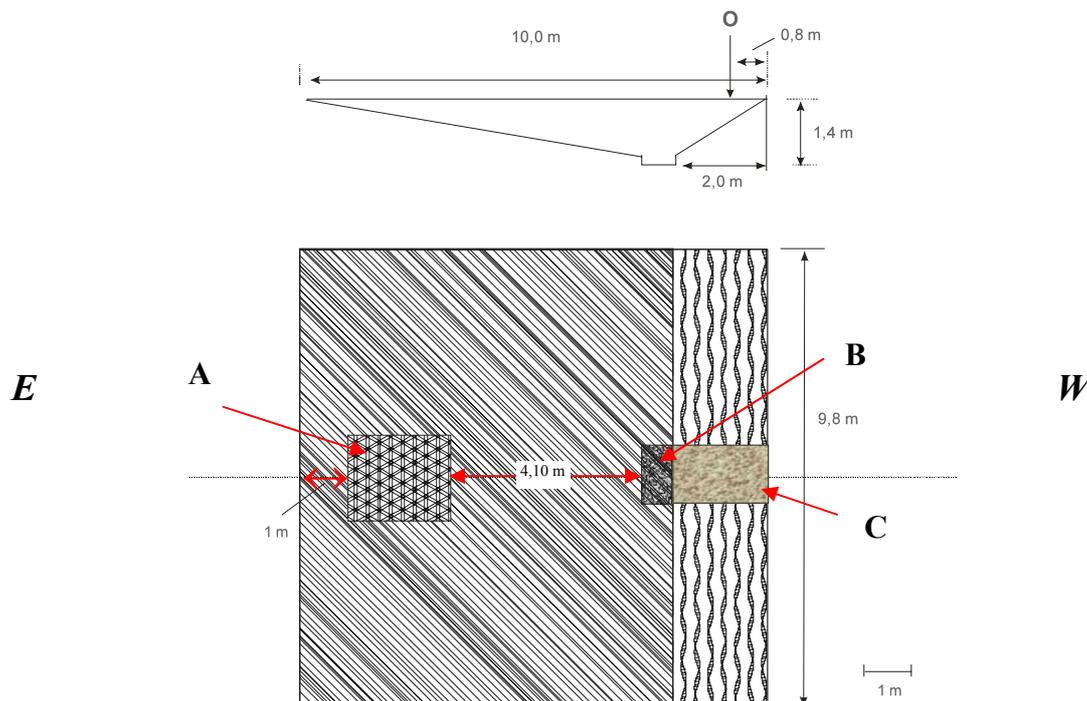


Figura 2.40 – Esquema da escavação executada no *campus* do LNEC, em corte e planta, com a implantação dos alvos inseridos (**A** – geotêxtil não tecido; **B** – pedras e **C** – geocompósito bentonítico) (o local assinalado com O, corresponde ao ponto médio dos perfis (coordenada 0,0 dos modelos)).

A utilização do material geossintético teve dois objectivos: por um lado investigar se seriam detectáveis pelo método de resistividade eléctrica, por outro, delimitar melhor a fronteira entre os dois meios – o intacto e o remexido. Para melhorar o contraste, na véspera de se repor o material escavado, saturou-se o máximo possível a zona correspondente ao perfil, o que também originou que na depressão correspondente ao alvo B se concentrassem muitas partículas finas (lamas), ampliando assim o contraste face às pedras aí colocadas posteriormente.

O material proveniente da escavação foi colocado novamente no local, após ter estado 10 dias a secar, repetindo-se os perfis de resistividade eléctrica com os mesmos dispositivos e distâncias dipolares. Devido ao facto de o material presente nos primeiros centímetros do aterro ser extremamente fino e solto, foi necessário molhar o perfil para descer a resistência eléctrica de contacto. Dado que o alvo C possuía bentonite procedeu-se ao seu encharcamento, numa tentativa de melhor demarcar a pendente Este do aterro. Por fim, cabe ainda referir que o Inverno de 2005 foi extremamente seco, pelo que a superfície do terreno apresentava-se seca.

Procedeu-se à colheita de amostras de solo para realização de ensaios laboratoriais e caracterização do material e à execução de ensaios *in situ* (Figura 2.41). Estes trabalhos serão descritos no Capítulo seguinte, onde serão apresentados os resultados obtidos.

Apresentam-se na Figura 2.44 os modelos obtidos com cada um dos dispositivos e com as várias distâncias dipolares, na fase pré-abertura (situação de referência). Para melhor visualização não se

encontram dispostos à escala entre si. As linhas a tracejado indicam os limites relativos dos perfis.



Figura 2.41 - *Esquerda* – Início da escavação. São visíveis a estaca indicativa do centro dos perfis (assinalada com a seta encarnada), correspondente ao local O da Figura 2.40, e a estaca colocada num dos limites laterais da escavação (assinalada com a seta azul). *Direita* – Aspecto dos ensaios realizados a meio da escavação.



Figura 2.42 – Aspecto final da escavação executada vista de Oeste para Este, após o encharcamento da sua base, sendo identificável a caixa posteriormente cheia com pedras.



Figura 2.43 – *Esquerda* - implantação do geotêxtil não tecido. *Direita* – Geossintético bentonítico. O perfil encontra-se assinalado a tracejado.

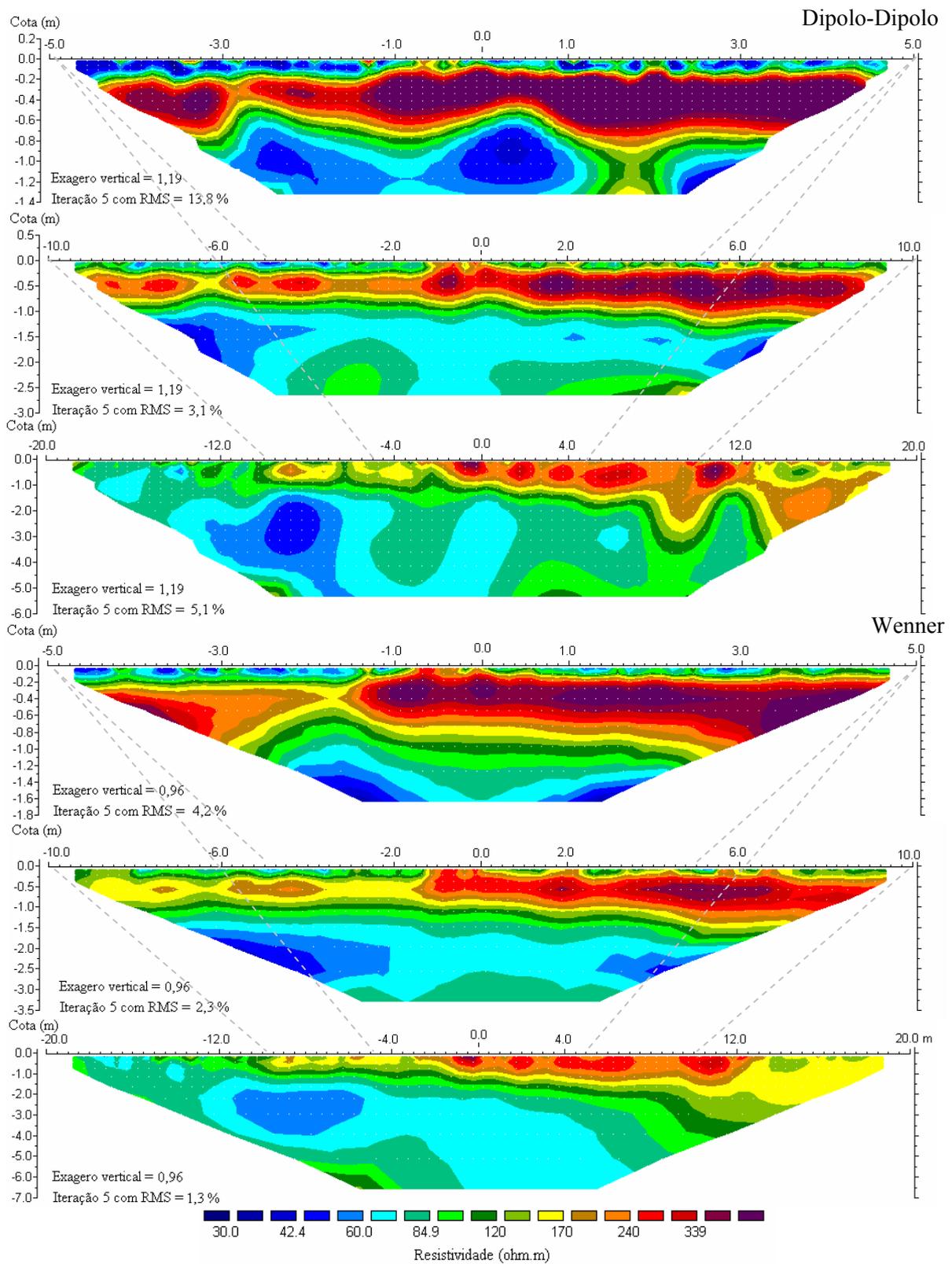


Figura 2.44 – Modelos obtidos para os perfis realizados antes da escavação (situação de referência). Os modelos encontram-se dispostos à escala entre si, correspondendo os três de cima, às três distâncias dipolares do dispositivo Dipolo-Dipolo ( $dd=0,25, 0,50$  e  $1,00$  m) e, os três de baixo, os correspondentes modelos para o dispositivo de Wenner.

Nas figuras seguintes apresentam-se os resultados obtidos após realização da escavação e subsequente aterro, juntamente com a situação de referência, para cada um dos dispositivos e para cada distância dipolar utilizada. Em cada figura os dois modelos de cima correspondem ao dispositivo Dipolo-Dipolo e os dois de baixo ao dispositivo de Wenner. Para cada dispositivo o modelo de cima é sempre a situação de referência e o de baixo o pós-aterro.

Em cada modelo encontra-se marcado o limite da escavação realizada – a tracejado nos modelos da situação pré-escavação e a cheio nos modelos obtidos após o aterro.

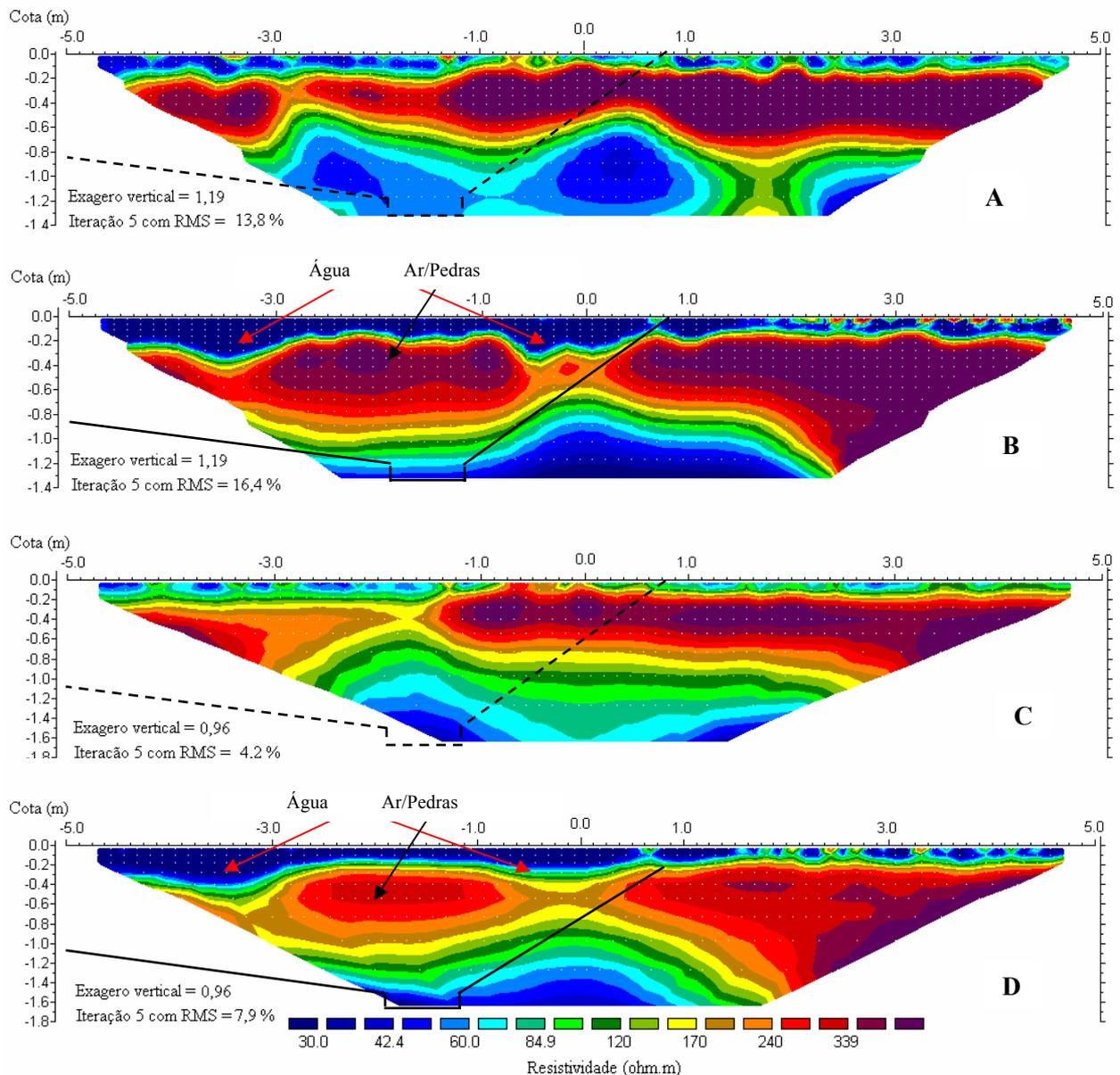


Figura 2.45 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 0,25 m. **A** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). **B** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). **C** – Dispositivo de Wenner (situação de referência). **D** – Dispositivo de Wenner (após o aterro).

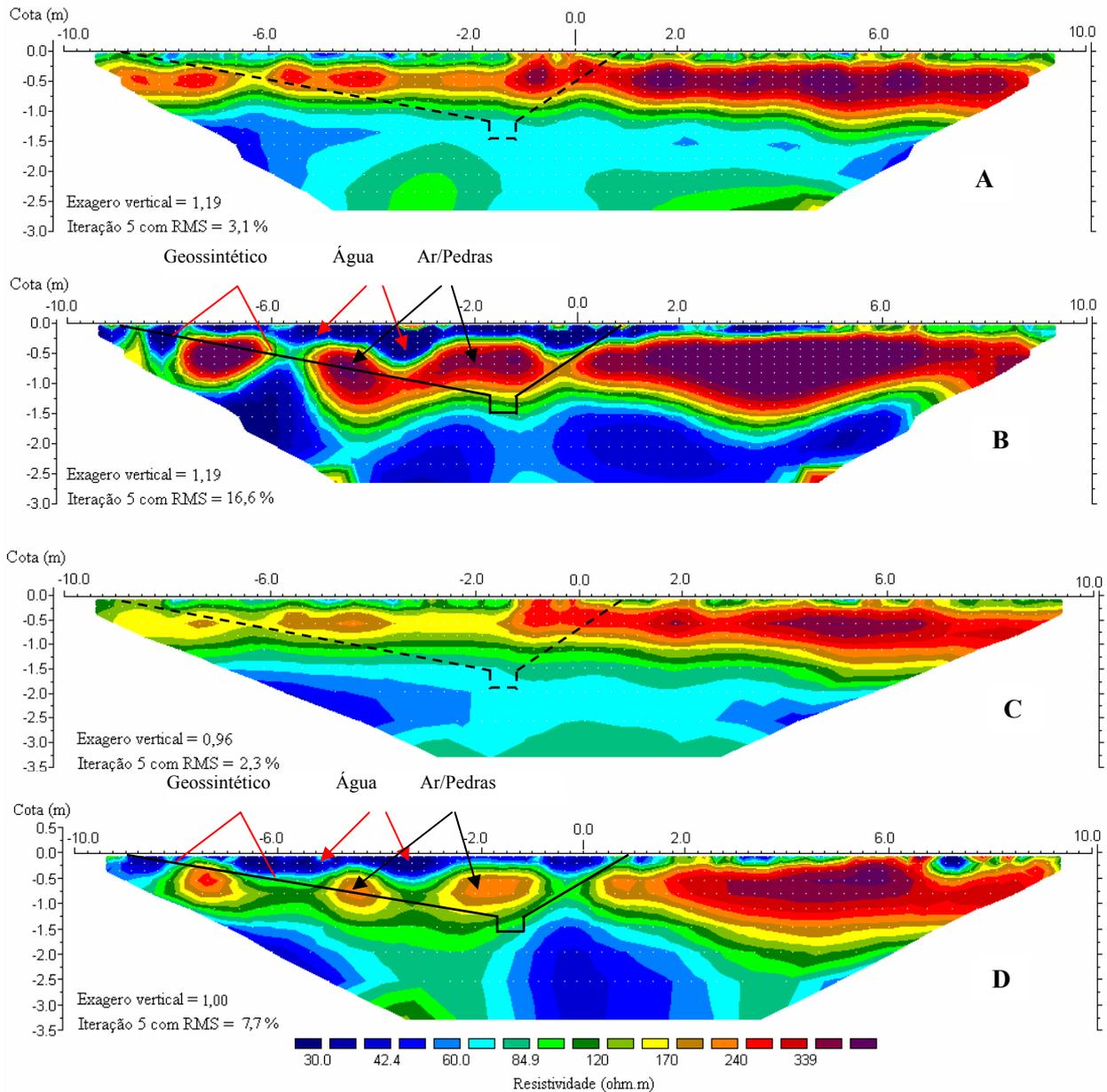


Figura 2.46 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 0,50 m. **A** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). **B** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). **C** – Dispositivo de Wenner (situação de referência). **D** – Dispositivo de Wenner (após o aterro).

Da análise dos modelos obtidos antes e depois da escavação, podem destacar-se os seguintes aspectos:

- Identificação do geotêxtil não tecido colocado entre as coordenadas  $-8,0$  m e  $-6,0$  m, nos perfis correspondentes às distâncias dipolares  $0,5$  m e  $1,0$  m, mais perceptível com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, especialmente no caso da distância dipolar de  $1,0$  m;
- Identificação do local onde foi instalado o geocompósito bentonítico, caracterizado por uma redução na resistividade, decorrente da sua saturação;
- Identificação com todos os dispositivos, e para todas as distâncias dipolares, da variação de compactidade e de teor em água no volume de terras movimentado – aerificação do meio;

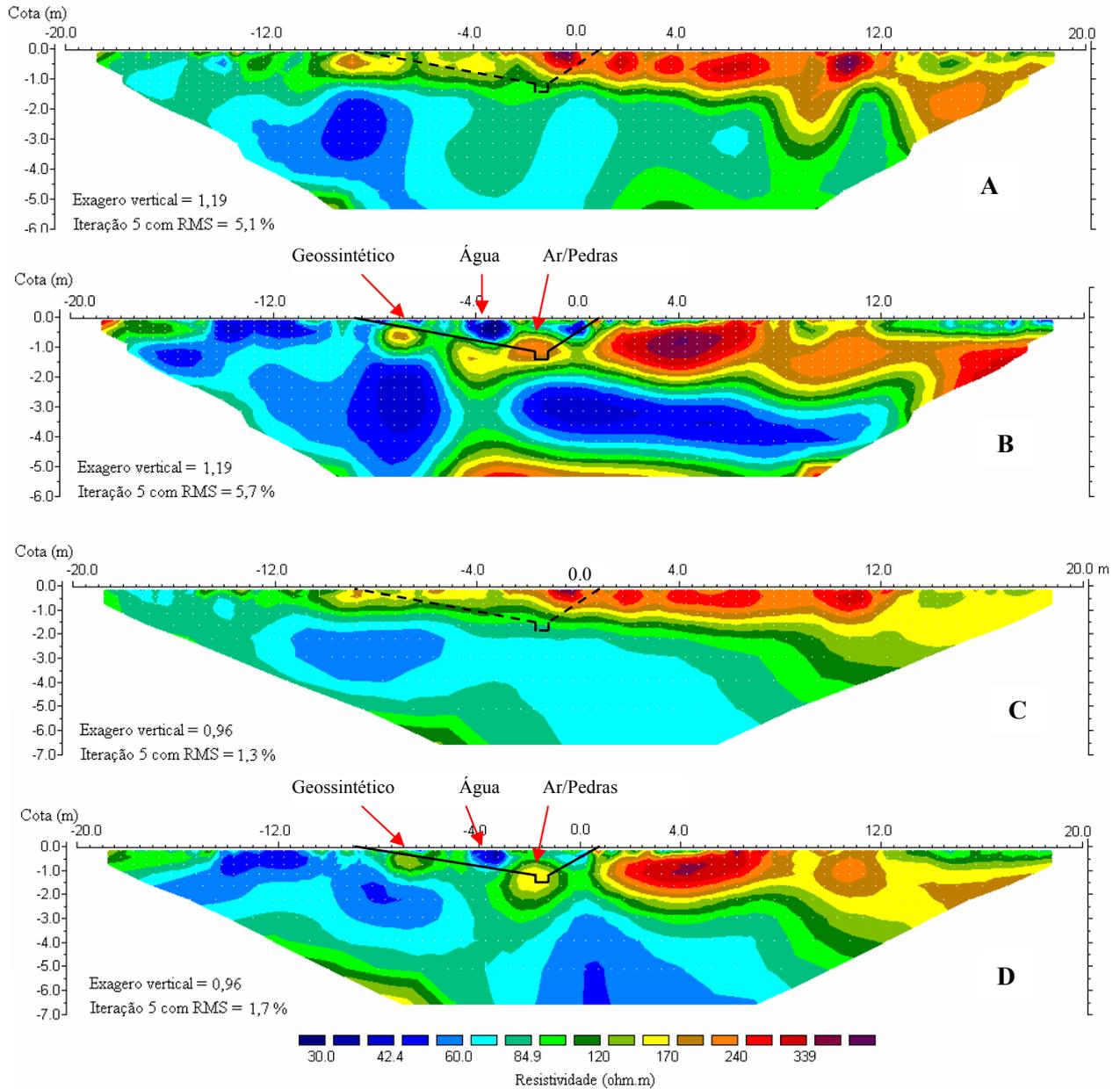


Figura 2.47 - Modelos obtidos para a distância dipolar de 1,00 m. **A** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (situação de referência). **B** – Dispositivo de Dipolo-Dipolo (após o aterro). **C** – Dispositivo de Wenner (situação de referência). **D** – Dispositivo de Wenner (após o aterro).

- Não distinção da zona anómala **B** (pedras), face ao material revolvido;
- Identificação de uma camada superficial com cerca de 0,2 m de espessura com baixa resistividade, resultante da água adicionada para melhorar o contacto entre os eléctrodos e o terreno;
- Identificação da interface situada a Este, com as distâncias dipolares de 0,25 e 0,50 m com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, e com a distância de 0,50 m com o dispositivo de Wenner;
- Não identificação da interface de menor pendente, com excepção do local onde foi instalado o alvo **A**.

### **2.3.3.2 Conclusões**

Considerando que a espessura do aterro apenas supera em 40 % a distância dipolar de 1 m – aquela com a qual não foi detectada a interface Este - então o limite de detecção de estruturas inclinadas será uma função da distância dipolar utilizada, não podendo esta ser muito superior a 50 % da dimensão do alvo, i.e., as estruturas inclinadas, que possuam de altura aproximadamente, até o dobro da distância dipolar, são detectáveis pelo método de resistividade eléctrica, principalmente com o dispositivo de Dipolo-Dipolo. Para que tal ocorra, é necessário que haja suficiente contraste na fronteira, tendo em conta que na outra interface, apenas no local onde foi colocado o outro material geossintético, é que foi detectada a interface. Para além das estruturas serem identificáveis pelo método da resistividade eléctrica, é possível caracterizá-las, i.e., indicar o seu declive.

Este ensaio permitiu ainda verificar que um material com as características dos geossintéticos utilizados é detectável quando no meio de um ambiente mais condutor.

Esta experiência veio, uma vez mais, demonstrar que o dispositivo mais apto para a identificação de variações laterais de resistividade é o Dipolo-Dipolo, quando comparado com o de Wenner. Por via deste facto o dispositivo Dipolo-Dipolo, é o melhor para detectar estruturas enterradas, como já havia sido concluído com os anteriores testes, em ambientes geológicos diferentes.

## **2.4 Conclusões**

Os diversos trabalhos realizados com o método da resistividade eléctrica permitiram avaliar as suas potencialidades e limitações em estudos de carácter ambiental. Neste âmbito foi possível constatar a boa resposta quer do dispositivo de Wenner quer do de Dipolo-Dipolo, destacando-se este último pela boa resolução das variações laterais da resistividade, apesar da sua dependência de boas condições de injeção de corrente.

A execução de perfis de resistividade em locais de depósito de resíduos sólidos urbanos, lixeiras ou aterros sanitários permite identificar claramente plumas de contaminação do meio ambiente, e acompanhar ao longo do tempo a evolução das mesmas, através da repetição de perfis nos mesmos locais em diferentes períodos temporais. Nesta última situação foi evidente a influência da precipitação nos resultados obtidos, o que leva a apontar para a necessidade de se executarem estes estudos em diferentes estações do ano – Verão e Inverno.

Foi ainda possível comprovar que a realização de Sondagens Eléctricas Verticais em meios graníticos fracturados, permite complementar a informação obtida a partir de observações geológicas e de perfis de resistividade.

A aplicação do método da resistividade eléctrica a problemas de geotecnia, nomeadamente a detecção de estruturas enterradas que apresentam um comportamento resistivo anómalo, face ao ambiente em que estão inseridas, permitiu evidenciar duas questões principais:

- se o contraste entre o corpo anómalo e o meio em que este se insere não é muito elevado, a resolução do método é baixa, não se conseguindo detectar, com precisão, estruturas que estejam a uma profundidade que exceda a sua dimensão. Em conjugação com estes elementos, a distância dipolar mínima não pode ser inferior a metade da sua dimensão, sob pena de não se conseguir detectar o corpo;
  - se o contraste entre o corpo anómalo e o meio envolvente for elevado – alta resistividade/baixa resistividade – o método apenas permite detectar o corpo anómalo, se este não estiver a uma profundidade muito elevada face à sua dimensão.

Ainda a nível das aplicações geotécnicas, foi possível concluir-se, com base nos testes executados, que é identificável o declive de interfaces inclinadas, desde que haja suficiente contraste de resistividades e que a altura da estrutura inclinada não exceda o dobro da distância dipolar utilizada.



# 3 PROSPECÇÃO GEOFÍSICA POR MÉTODOS SÍSMICOS

Os métodos de prospecção sísmicos têm como objectivo principal a determinação da estrutura subsuperficial dos terrenos, através da análise das magnitudes das velocidades de propagação das ondas sísmicas e respectivas variações.

São vários os métodos de prospecção a pequena profundidade (< 100 m) para aplicação à geotecnia: refacção sísmica, reflexão sísmica, ensaios utilizando furos de sondagem (entre furos e entre furos e a superfície) e de ondas de superfície.

Faz-se neste Capítulo uma descrição sucinta dos recentes desenvolvimentos respeitantes às relações entre as propriedades elásticas do meio e as velocidades de propagação das ondas sísmicas, assim como os fundamentos teóricos do método de refacção sísmica e de algumas das suas técnicas de interpretação, incluindo a base de desenvolvimento do programa Rayfract, utilizado no processamento dos dados colhidos nos casos de estudo descritos no presente capítulo e nas diversas aplicações apresentadas nos Capítulos 4 e 5.

Descreve-se de forma igualmente sucinta, o método de ensaio sísmico entre furos de sondagem, o qual será utilizado para o desenvolvimento de relações entre as ondas P e S, necessárias para a obtenção de secções bidimensionais de parâmetros elásticos com recurso a um programa especificamente desenvolvido para esta abordagem, apresentando-se a sua aplicação ao coeficiente de Poisson.

## 3.1 Generalidades

A prospecção geofísica por métodos sísmicos consiste basicamente na geração de uma onda sísmica no local que se pretende investigar, medindo-se o tempo que a onda leva a propagar-se ao longo de um determinado percurso no subsolo, até a um conjunto de geofones instalados a uma distância conhecida da fonte e igualmente espaçados entre si. A fonte sísmica pode ser uma explosão, uma pancada dada com uma marreta pesada sobre uma placa metálica ou um pilão sísmico. Por uma questão de simplificação, de agora em diante designar-se-á geralmente a fonte sísmica por explosão ou tiro.

As ondas sísmicas assim geradas propagam-se no subsolo reflectindo-se e refractando-se quando atingem fronteiras geológicas. As ondas reflectidas regressam à superfície, sendo aí captadas (Método da Reflexão Sísmica), enquanto as refractadas propagam-se ao longo das interfaces entre diferentes camadas (Método da Refracção Sísmica) antes de chegarem à superfície por meio de nova refracção.

O impulso sísmico inicial vai-se transformando ao longo do percurso e quando chega ao receptor é constituído por um pacote de ondas, das quais as mais energéticas, e primeiras a chegar, são as ondas de compressão, também designadas por longitudinais ou ondas P, seguindo-se as de corte, também designadas por ondas S, e todo um conjunto de outras ondas de menor energia. Este facto leva a que as ondas utilizadas em refracção sísmica sejam as ondas de compressão. Na Tabela 3.1 indicam-se valores típicos para a velocidade de propagação da onda de compressão retirados da literatura, para alguns materiais mais comuns.

Tabela 3.1- Valores típicos para a velocidade da onda sísmica de compressão ( $V_p$ ) em alguns materiais (adaptado de Press (1966) in Darracott, 1976 e (Lavergne, 1989))

<b>Material</b>	<b><math>V_p</math>(m/s)</b>
Aluvião	500 - 2 100
Argila	1 100 - 2 500
Areia	200 - 2 000
Arenito	1 400 - 4 500
Calcário brando	1 700 - 4 200
Calcário Rijo	2 800 - 6 400
Calcário cristalino	5 700 - 6 400
Granito	4 600 - 6 000
Basalto	5 400 - 6 400
Xisto	4 200 - 4 900
Gelo	3 400 - 3 800
Água	1 450
Ar	335

Sob a excitação das ondas sísmicas as partículas constituintes do terreno são colocadas em movimento. As superfícies onde estes movimentos estão em fase têm o nome de superfícies de onda, enquanto que a interface entre a região onde as partículas estão em repouso e aquela onde elas estão em movimento é designada por frente de onda. Em meio isotrópico a normal à frente de onda tem o nome de raio sísmico. Ao contrário da frente de onda, o raio sísmico não tem significado físico, tendo sido introduzido para simplificação da representação da propagação das ondas sísmicas (Hagedoorn, 1959).

O alvo preferencial da prospecção geofísica para geotecnia são os terrenos mais instáveis, pois são esses que exigem mais cuidados na concepção das estruturas a edificar. Estes terrenos são normalmente constituídos por aluviões e rochas sedimentares, as quais possuem uma estrutura granular com vazios entre os grãos que podem estar ou não preenchidos. A relação existente entre o volume de

grãos e o volume de vazios é designada por porosidade<sup>1</sup>, a qual constitui um dos factores que mais influencia a velocidade de propagação das ondas sísmicas, pois quanto menor for o volume de vazios mais elevada é a velocidade de propagação das ondas sísmicas, algo que foi comprovado, entre outros, por Han et al. (1986).

O material que preenche estes vazios também tem influência na velocidade de propagação das ondas sísmicas, pois se estes estiverem totalmente preenchidos com um líquido a velocidade é mais elevada do que se estiverem cheios com gás ou apenas ar.

As interfaces identificáveis através da refacção sísmica são aquelas que limitam meios em que a velocidade de propagação da onda sísmica é maior no meio inferior face ao superior; contudo, há situações em que as camadas inferiores do subsolo apresentam menor velocidade do que aquelas sobrejacentes – tem-se a designada inversão de velocidades.

## 3.2 Propriedades elásticas e velocidade de propagação das ondas sísmicas

Tendo em conta que a energia envolvida em prospecção por métodos sísmicos provoca deformações não permanentes do meio<sup>2</sup>, é válido considerar-se que a propagação da onda sísmica obedece à teoria da propagação elástica de ondas. Dado que nestas condições as deformações impostas ao meio são reduzidas, é aplicável a lei de Hooke, que relaciona as deformações com as tensões que lhes dão origem e que permite definir parâmetros elásticos do meio, como é o caso do módulo de Young ( $E$ ), a razão de Poisson ( $\nu$ ) e o módulo de deformação volúmico ( $K$ ), ou inverso da compressibilidade (Sheriff, 1991):

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (3.1)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.2)$$

$$K = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (3.3)$$

onde  $\lambda$  e  $\mu$  são os coeficientes de Lamé (também se designa  $\mu$  por módulo de corte ou de rigidez).

De acordo com a teoria de propagação das ondas a equação de onda possui duas soluções num meio elástico, as quais correspondem à onda P e à onda S. Estas podem ser dadas em função das relações

---

<sup>1</sup>  $\phi = \frac{V_v}{V_v + V_s}$ , onde  $V_v$  é o volume de vazios e  $V_s$  o volume de partículas sólidas.

<sup>2</sup> Deformações não permanentes ou no domínio elástico – depois da passagem da onda sísmica as partículas do meio, após vibrarem em torno de uma posição de equilíbrio, voltam à posição inicial.

anteriores e da massa volúmica do meio ( $\gamma$ ) (Sheriff, 1991):

$$V_P = \left( \frac{\lambda + 2\mu}{\gamma} \right)^{1/2} = \left[ \frac{E(1-\sigma)}{\gamma(1-2\sigma)(1+\sigma)} \right]^{1/2} = \left( \frac{k + \frac{4\mu}{3}}{\gamma} \right)^{1/2} \quad (3.4)$$

$$V_S = \left( \frac{\mu}{\gamma} \right)^{1/2} = \left[ \frac{E}{2\gamma(1+\sigma)} \right]^{1/2} \quad (3.5)$$

A simples comparação entre as equações 3.4 e 3.5 permite verificar que  $V_P$  é superior a  $V_S$ . Tendo em conta que nos fluidos não existe tensão de corte, ou seja  $\sigma = 0$ , então  $V_S = 0$  nos fluidos. Este facto leva a que  $V_S$  seja relativamente constante num meio, quer ele se apresente saturado ou não. A sua variação apenas irá depender das variações da massa volúmica do meio devido à presença de mais ou menos água nos poros. Dado que a onda P pode propagar-se em meio aquoso, o facto de o meio se encontrar ou não saturado já vai influenciar  $V_P$ , podendo ocorrer variações significativas.

As equações 3.4 e 3.5, permitem expressar os parâmetros elásticos  $E$ ,  $\sigma$  e  $k$ , em função de  $V_P$ ,  $V_S$  e  $\gamma$  grandezas estas mensuráveis, (Sheriff, 1991):

$$E = \gamma V_S^2 \left( \frac{3V_P^2 - 2V_S^2}{V_P^2 - \frac{1}{3}V_S^2} \right) \quad (3.6)$$

$$\sigma = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad (3.7)$$

$$\mu = \gamma V_S^2 \quad (3.8)$$

$$k = \gamma \left( V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2 \right) \quad (3.9)$$

Teoricamente o coeficiente de Poisson varia entre 0,0 e 0,5, atingindo o valor máximo nos fluidos, devido ao facto de aí a velocidade da onda S ser nula. De acordo com Fialho Rodrigues (1991), o coeficiente de Poisson em materiais terrestres varia correntemente entre 0,25 (rochas compactas) e 0,48 (sedimentos não consolidados e saturados). Martí et al. obtiveram valores inferiores a 0,10 em granitos, em furos de sondagem com algumas centenas de metros de profundidade (Martí et al., 2006). De acordo com estes investigadores, num mesmo tipo de rocha, as variações do coeficiente de Poisson são indicativas do seu nível de fracturação, especialmente das fracturas saturadas, tendo em conta o efeito já apontado sobre a propagação da onda S em meios aquosos.

Existem diversos modelos teóricos que descrevem relações entre as propriedades elásticas de meios porosos e a velocidade de propagação das ondas sísmicas. Uma das mais utilizadas foi apresentada por Gassmann (1951), a qual descreve a propagação da onda elástica em rochas porosas saturadas, assumindo que qualquer movimento relativo entre a matriz rochosa e o fluido contido nos seus poros é

negligenciável, que a propagação de ondas se realiza no domínio das baixas frequências ( $< 100$  Hz) - equivalente a um tempo longo, de recuperação da pressão do meio, após a passagem da onda sísmica (Mavko et al., 1995; Berryman, 1999; Nolen-Hoeksema, 2000) e que o fluido não altera as propriedades da estrutura da matriz, ou seja, que o módulo de corte e o módulo de deformação volúmico das rochas saturadas são iguais aos das rochas secas ( $\mu_W = \mu_D$  e  $k_W = k_D$ ).

Biot (1956a; 1956b) desenvolveu esta teoria ao incluir os efeitos dinâmicos decorrentes da conexão entre poros, para além da viscosidade do fluido e a permeabilidade hidráulica da estrutura. A viscosidade introduz a atenuação e leva a uma dependência face às frequências das ondas sísmicas. A teoria foi assim dividida em duas gamas de actuação – uma no domínio das baixas frequências e outra no das altas. Considera que nas baixas frequências os movimentos no sistema rocha-fluido é controlado por um arrastamento contra o sólido, enquanto que nas altas frequências a inércia dos fluidos é dominante. A maior dificuldade prática inerente a esta teoria é a necessidade de se conhecerem diversos parâmetros da estrutura, como por exemplo a sua massa volúmica, porosidade e, segundo Shön (1998), o módulo de deformação volúmico.

### 3.3 A relação entre $V_P$ e $V_S$ e a estimativa de $V_S$

As velocidades de propagação das ondas de compressão ( $V_P$ ) e de corte ( $V_S$ ) desempenham um papel importante na caracterização dinâmica tanto de solos como de rochas, principalmente pelo facto de nos permitirem obter alguns parâmetros elásticos, como foi descrito no parágrafo anterior. Se a determinação de  $V_P$  é relativamente fácil, já  $V_S$  é de mais difícil obtenção.

Têm sido realizados diversos estudos com o objectivo de relacionar  $V_P$  com  $V_S$ , por forma a melhor caracterizar as formações geológicas e a estimar  $V_S$  a partir de  $V_P$ . Existem duas principais linhas de desenvolvimento: uma baseada em métodos estatísticos, com regressão linear (e.g. Castagna et al., 1985; Han, 1986; Han et al., 1986) e outra estrutural ou física (e.g. Greenberg e Castagna, 1992; Xu e White, 1996; Lee, 2003; Lee, 2006).

Pickett ((1963) in (Castagna et al., 1985) e (Greenberg e Castagna, 1992)), a partir de trabalhos laboratoriais, estabeleceu que a razão entre  $V_P$  e  $V_S$ , seria o critério adequado para a avaliação das formações saturadas, concluindo que esta razão aumenta à medida que a porosidade dos materiais aumenta, permitindo assim identificar o tipo de litologia presente. Na Figura 3.1 são evidentes os valores distintos da razão  $V_P/V_S$ , para cada tipo de material estudado. Para Tatham ((1982) in (Jain, 1987)), esta razão depende da porosidade e do conteúdo em fluido. De acordo com Greenberg e Castagna (1992), a aplicação desta relação é igualmente válida para rochas, tendo em conta os limites de Hashin e Shtrikman ((1963) in (Greenberg e Castagna, 1992)).

Castagna *et al.* (1985), utilizaram dados de laboratório e dados colhidos *in situ* de rochas argilosas e de arenitos, juntamente com diversos dados da literatura, para, de forma empírica, obterem

relações entre  $V_P$  e  $V_S$ . Confirmaram com estes dados a conclusão de Pickett (1963) que a razão  $V_P/V_S$  aumenta com o aumento da porosidade mas, verificaram ainda, que o mesmo ocorre com o aumento do conteúdo em argila, sendo mais sensível a variações da porosidade do que da argila. Contudo, como a gama de variação da percentagem de argila pode ser elevada, esta pode acabar por influenciar mais a razão  $V_P/V_S$  do que a porosidade.

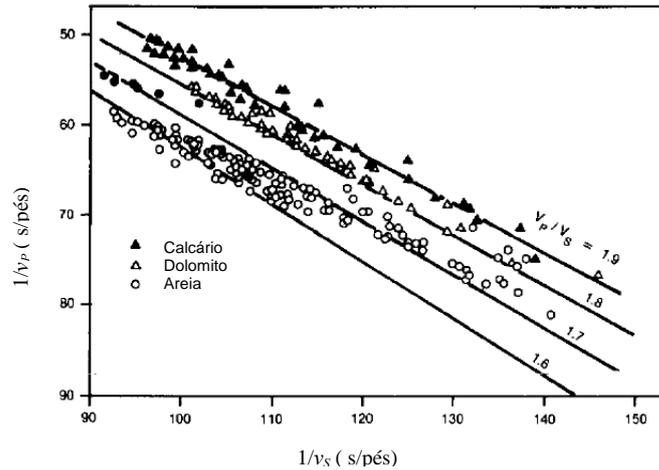


Figura 3.1 - Valores obtidos em laboratório por Pickett (1963) em Calcários, Dolomitos e Areias ((Pickett, 1963) in (Castagna et al., 1985).

A partir da representação gráfica dos dados colhidos *in situ*, em rochas argilosas (Figura 3.2), obtiveram a seguinte relação entre  $V_P$  e  $V_S$ :

$$V_P = 1,16V_S + 1,36. \tag{3.10}$$

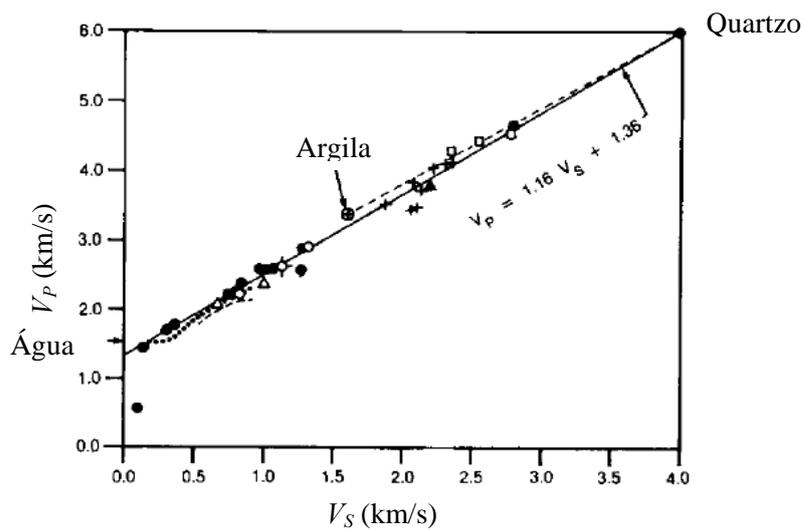


Figura 3.2 - Velocidades da onda de compressão e da onda de corte em rochas argilosas. Dados obtidos *in situ*, através de diagrfias em diversos locais constantes na literatura (Castagna et al., 1985).

Com base numa análise semelhante à de Castagna et al. (1985), Han et al. (1986) obtiveram para arenitos sem argila a seguinte correlação ( $V_P$  e  $V_S$  em km/s):

$$V_P = 1,24V_S + 1,06, \quad (3.11)$$

enquanto Han ((1986) in (Knackstedt et al., 2005)) obteve para arenitos com argila as seguintes expressões, dependentes da percentagem de argila ( $P_{cl}$ ) presente ( $V_P$  e  $V_S$  em km/s):

$$V_P = 1,31V_S + 1,40 \quad P_{cl} < 25\% \quad (3.12)$$

$$V_P = 1,19V_S + 1,31 \quad P_{cl} > 25\%. \quad (3.13)$$

Castagna et al. (1985) ao compararem dados de amostras secas com dados de amostras saturadas constataram que a equação (3.10) não permitia determinar com precisão os valores de  $V_S$ , a partir dos de  $V_P$ , uma vez que aqueles aumentavam nas amostras saturadas, para idênticos valores de  $V_P$ . Para corrigir esta falha, na situação de amostras saturadas, consideraram a teoria de Gassmann (1951).

Utilizando dados obtidos em laboratório com amostras de arenitos saturadas, verificaram que neste caso específico  $V_P/V_S \cong 1,5$ , concluindo daí que o módulo de deformação volúmico da matriz seca ( $k_D$ ) seria aproximadamente igual ao módulo de corte da rocha seca ( $\gamma_D$ ), pelo que a expressão (3.5) pode transformar-se em:

$$V_S \cong \left( \frac{k_D}{\gamma_W} \right)^{1/2}. \quad (3.14)$$

Com base nas equações de Gassmann (1951):

$$k_W = k_S \frac{k_D + \frac{k_f(k_S - k_D)}{\phi(k_S - k_f)}}{k_S + \frac{k_f(k_S - k_D)}{\phi(k_S - k_f)}} \quad (3.15)$$

e

$$\gamma_W = \phi \gamma_f + (1 - \phi) \gamma_S, \quad (3.16)$$

onde

$k_W$	módulo de deformação volúmico para a rocha saturada
$k_S$	módulo de deformação volúmico dos grãos
$k_D$	módulo de deformação volúmico da matriz seca
$k_f$	módulo de deformação volúmico do fluido
$\gamma_W$	módulo de corte da rocha saturada
$\gamma_D$	módulo de corte da rocha seca
$\gamma_W$	massa volúmica da rocha saturada
$\gamma_f$	massa volúmica do fluido
$\gamma_S$	massa volúmica dos grãos

e nas expressões para o módulo de deformação volúmico (equação (3.9)) e para a velocidade da onda de corte (equação (3.11)), concluíram que seria possível calcular  $V_S$  em arenitos saturados, sabendo  $V_P$ ,  $\gamma_S$ ,  $\gamma_f$

e  $k_w$ . Os valores calculados por esta via, com base em dados de porosidade e  $V_P$  medidos em furos de sondagem, entre 760 e 4 400 m de profundidade, considerando que a matriz era 100 % quartzo, apresentaram um bom ajuste face àqueles obtidos laboratorialmente - normalmente inferior a 5 %.

A aplicabilidade desta solução exige o conhecimento da porosidade do meio. No que diz respeito aos valores a considerar para as massas volúmicas estes podem ser retirados de tabelas, enquanto que o módulo de deformação volúmico pode ser determinado a partir da equação 3.4.

Na mesma linha de pesquisa, Greenberg e Castagna (1992) procuraram determinar  $V_S$  a partir do conhecimento de  $V_P$ , considerando que esta última é de mais fácil obtenção e que a porosidade do meio e a sua litologia afecta tanto  $V_P$  como  $V_S$ . No desenvolvimento do método conjugaram relações empíricas entre  $V_P$  e  $V_S$  com as equações de Gassmann, procurando que este pudesse ser empregue independentemente do grau de saturação do meio. A expressão polinomial que apresentam para relacionar  $V_P$  com  $V_S$  é válida num meio homogéneo, onde  $V_P$  pode ser fraccionada em  $L$  parcelas representativas de outros tantos constituintes do meio mineralógico composto (grãos de diversos minerais e substância aquosa que preenche total ou parcialmente os vazios):

$$V_S = 0,5 \left\{ \left[ \sum_{i=0}^L X_i \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_P^j \right] + \left[ \sum_{i=0}^L X_i \left( \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_P^j \right)^{-1} \right]^{-1} \right\}, \quad 1 = \sum_{i=0}^L X_i, \quad (3.17)$$

onde  $X_i$  é o volume de  $i$  constituintes litológicos no estado seco,  $a_{ij}$  são coeficientes empíricos e  $N_i \geq 0$  é a ordem do polinómio. Combinando esta expressão com as equações de Gassmann, com o balanço de massa, a equação de Wood (1957) e fazendo uso das equações 3.4 e 3.5, obtêm por um processo iterativo a estimativa de  $V_S$ . Os dados necessários são  $V_P$ , as massas volúmicas de cada elemento, assim como os respectivos módulos de deformação volúmica ( $k$ ) e os coeficientes empíricos  $a_{ij}$ . Estes últimos são apresentados para algumas litologias por Castagna et al. (1992). Tal como no método de Castagna et al. (1985), as massas volúmicas de cada elemento são obtidos a partir de tabelas, e os módulos de deformação volúmica são calculados com base na equação 3.4, a partir de valores tabelados de  $V_P$ , para cada mineral.

Lee (2003) propõe uma metodologia para sedimentos, utilizando igualmente a teoria de Biot-Gassmann, mas com a premissa que a razão  $V_P/V_S$  se encontra relacionada com a porosidade, e incluindo o efeito da pressão efectiva em  $V_P$  e  $V_S$ . Para contemplar a situação dos meios saturados e não saturados, ao contrário da teoria de Biot-Gassmann, considera que os módulos de corte e de rigidez para o estado saturado e não saturado não são iguais. Partindo das equações 3.4 e 3.5, utilizando a equação 3.16 e considerando as equações de Biot-Gassman, chega à seguinte expressão para a razão  $V_P/V_S$ :

$$\left( \frac{V_P}{V_S} \right)^2 = \frac{4}{3} + \frac{k_m}{\mu_m G^2 (1-\phi)^{2n}} + \frac{4[1-G^2(1-\phi)^{2n}]}{3G^2(1-\phi)^{2n}}, \quad (3.18)$$

onde  $\mu_m$ , o módulo de corte da matriz, é dado por:

$$\mu = \frac{\mu_m G^2 (1-\phi)^{2n} k}{k_m + \frac{4}{3} \mu_m [1 - G^2 (1-\phi)^{2n}]}, \quad (3.19)$$

$k_m$  é o módulo de deformação volúmico da matriz,  $G$  é um factor de escala (próximo de 1 para arenitos sem argila e que diminui à medida que a percentagem de argila aumenta) e  $n$  é utilizado para incorporar o efeito da pressão efectiva e é dependente do estado de consolidação do meio (Lee (2002) utilizou o valor  $n=1$ , para sedimentos não consolidados).

Na mesma linha de desenvolvimento, o mesmo autor propôs recentemente (Lee, 2006) a utilização do coeficiente de Biot, para estimar  $V_S$ , a partir da equação 3.4 e recorrendo ao módulo de corte:

$$\mu = \mu_m (1 - \beta), \quad (3.20)$$

onde  $\beta$  é o coeficiente de Biot, que pode ser determinado a partir do conhecimento de  $V_P$ , a partir da seguinte relação quadrática (Lee, 2003):

$$a\beta^2 + b\beta + c = 0 \quad (3.21)$$

com

$$a = \frac{4\mu_m k_f}{3},$$

$$b = \gamma k_f V_P^2 - \left( k_m + \frac{4\mu_m}{3} \right) [k_f (1+\phi) - k_m \phi],$$

$$c = \phi (k_f - k_m) \left( -\gamma V_P^2 + k_m + \frac{4\mu_m}{3} \right).$$

As duas linhas de desenvolvimento apresentadas, para estimativa de  $V_S$  possuem cada uma as suas vantagens e desvantagens:

*via estatística* – no que respeita às vantagens, destaca-se a maior facilidade no cálculo da velocidade, com menor número de parâmetros a obter – apenas  $V_P$ . A maior desvantagem reside na necessidade de obtenção de dados de  $V_P$  e  $V_S$  representativos da litologia presente no local em estudo, para obtenção da respectiva recta de regressão;

*via física* – a principal vantagem dos métodos desenvolvidos segundo esta via, é a de permitir ter um conhecimento dos mecanismos físicos das propriedades dos materiais, sendo as principais desvantagens a necessidade de conhecer os valores de diversos parâmetros, que apenas são possíveis de obter a partir de ensaios laboratoriais a amostras do material interessado, especialmente a porosidade. Conhecendo o tipo de material que constitui a matriz e o fluido, é possível, com base em tabelas de valores de massas volúmicas típicas dos materiais mais comuns, obter estimativas para os respectivos módulos de corte e de rigidez.

### 3.4 A influência da porosidade e da argila nas velocidades de propagação das ondas sísmicas

As velocidades de propagação das ondas sísmicas dependem de diversos factores, entre os quais se incluem a composição química e mineralógica dos materiais, a dimensão dos grãos, a porosidade, o grau de compactação, o conteúdo em água e o grau de alteração, este último no caso de maciços rochosos. De entre estes os que mais influenciam a velocidade de propagação são a porosidade – especialmente nos solos e nas rochas sedimentares - e o grau de alteração.

A velocidade da onda P é especialmente afectada pelo tipo de fluido que preenche os poros do meio (e.g. (Schön, 1983) *in* (Ayres e Theilen, 1999)), aumentando lentamente à medida que o conteúdo em água aumenta, até próximo da saturação, subindo a partir daí rapidamente ((Whitman, 1970) *in* (Fialho Rodrigues, 1979)), enquanto que a onda S é principalmente influenciada pela rigidez das ligações intragranulares ((Jones e Jago, 1991) *in* (Ayres e Theilen, 1999)) e é fortemente controlada pela porosidade, pressão, tensão, módulo de corte, conteúdo em água, temperatura e estado de consolidação dos materiais ((Woods, 1991) *in* (Ayres e Theilen, 1999)), para além da percentagem de argila (Castagna et al., 1985).

A obtenção de uma expressão que relacione a porosidade com as velocidades de propagação das ondas sísmicas em meios porosos, tem sido o alvo de diversos estudos (e.g. Han et al., 1986; Nur et al., 1998; Foti e Lancellota, 2004; Olowofela, 2004; Knackstedt et al., 2005).

Com base nas expressões para a velocidade das ondas de compressão e de corte (equações (3.4) e (3.5)), e considerando meios porosos que satisfaçam as condições de Gassmann, Berryman *et al.* (2000; 2002) investigaram a possibilidade de se estimar a porosidade e o grau de saturação de rochas, com base na representação dos dados de velocidade de propagação das ondas sísmicas em gráficos ( $V_P/V_S$  em vez de  $(V_P-V_S)$ ). Nestes gráficos, na maioria dos materiais que testaram (com excepção de alguns calcários), os resultados apresentam-se alinhados segundo uma recta cujo declive é inversamente correlacionado com a porosidade, uma vez que aquele é aproximadamente  $V_S^2$ , e a velocidade decresce com o aumento da porosidade, como resulta da seguinte expressão:

$$\frac{1}{V_s} = \frac{(1 - \phi)}{V_{s_m}} \quad (3.22)$$

( $V_{s_m}$  - velocidade de propagação da onda de corte na matriz)

obtida a partir da equação do tempo médio (Wyllie, 1956):

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\phi}{V_{P_f}} + \frac{1 - \phi}{V_{P_m}} \quad (3.23)$$

onde  $V_{P_f}$  é a velocidade da onda P no fluido e  $V_{P_m}$  na matriz rochosa.

Esta relação empírica (3.23) é válida para rochas sedimentares saturadas (Dvorkin et al., 2003), caracterizadas por uma mineralogia relativamente uniforme, e tem sido utilizada para a obtenção da porosidade a partir de medições da velocidade de propagação das ondas sísmicas.

Han et al. (1986) constataram igualmente que, no conjunto de amostras que utilizaram, existe um claro decréscimo de  $V_P$  e  $V_S$  com o aumento da porosidade. É interessante verificar que o esquema apresentado por Nur et al. (1998), para representação do significado físico do conceito de porosidade crítica, mostra claramente esta dependência da velocidade face à porosidade (Figura 3.3).

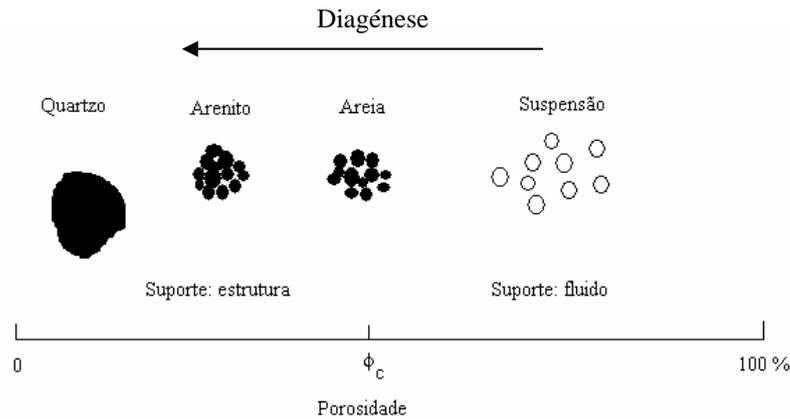


Figura 3.3 - Significado físico do conceito de porosidade crítica (adaptado de (Nur et al., 1998)). À medida que a diagéneze progride os grãos de areia vão-se cimentando e compactando e a porosidade vai decrescendo. O suporte das tensões aplicadas deixa de ser o fluido onde se encontram suspensos os grãos, para passar a ser a estrutura do composto final.

Em amostras de granito saturadas, provenientes da obra de construção da Barragem do Alto Lindoso, constatou-se igualmente um significativo decréscimo de  $V_P$  com o aumento da porosidade (Fialho Rodrigues, 1979).

Raymer et al. ((1980) in (Knackstedt et al., 2005)), a partir de dados de diagrfias de sondagens, sugeriram uma alteração da equação de Wyllie, subdividindo-a em três expressões, de acordo com a gama de porosidades:

$$V_P = (1 - \phi)^2 V_{P_m} + \phi V_{P_f} \quad \phi < 0,37 \quad (3.24)$$

$$\frac{1}{\gamma V_P^2} = \frac{(1 - \phi)}{\gamma_m V_{P_m}^2} + \frac{\phi}{\gamma_f V_{P_f}^2} \quad \phi > 0,47 \quad (3.25)$$

$$\frac{1}{V_P} = \frac{(0,47 - \phi)}{0,1 V_{37}} + \frac{\phi - 0,37}{0,1 V_{47}} \quad 0,37 < \phi < 0,47 \quad (3.26)$$

onde  $\gamma$  é a massa volúmica média do meio,  $\gamma_m$  a massa volúmica da matriz,  $\gamma_f$  a massa volúmica do fluido,  $V_{37}$  é determinada a partir da equação (3.24) e  $V_{47}$  é calculada com base na equação (3.25).

Dvorkin e Nur (1998) testaram, com recurso a três conjuntos de amostras de arenitos, as equações de Wyllie (equação (3.23)), de Raymer (equação (3.24)) e uma outra desenvolvida por Gardner *et al.* (1974):

$$V_p = \left[ \frac{(1-\phi)\gamma_m + \phi\gamma_f}{0,23} \right]^4 \quad (3.27)$$

Um desses conjuntos era constituído por cerca de 70 amostras de arenitos consolidados, com porosidades que variavam entre 5 e 30%, e uma percentagem de argila compreendia entre 0 e 50 %, descritas em (Han et al., 1986). O segundo conjunto ((Strandenes, 1991) *in* (Dvorkin e Nur, 1998)) era constituído por amostras de material com elevada porosidade, ligeiramente consolidados, e onde o material de consolidação era quartzo ou argila. O terceiro conjunto ((Blangy, 1992) *in* (Dvorkin e Nur, 1998)) era essencialmente constituído por material não consolidado e de elevada porosidade, onde os minerais predominantes eram quartzo, feldspato e mica.

Tendo em consideração que estas expressões apenas são válidas para rochas saturadas e sujeitas a elevadas tensões efectivas, aplicaram as condições de Gassmann (1951), para assim determinar com maior precisão o valor de  $V_{p_m}$ . Na Figura 3.4 apresentam-se os resultados a que chegaram com a aplicação das três equações, conjugadas com as equações (3.9) e (3.15).

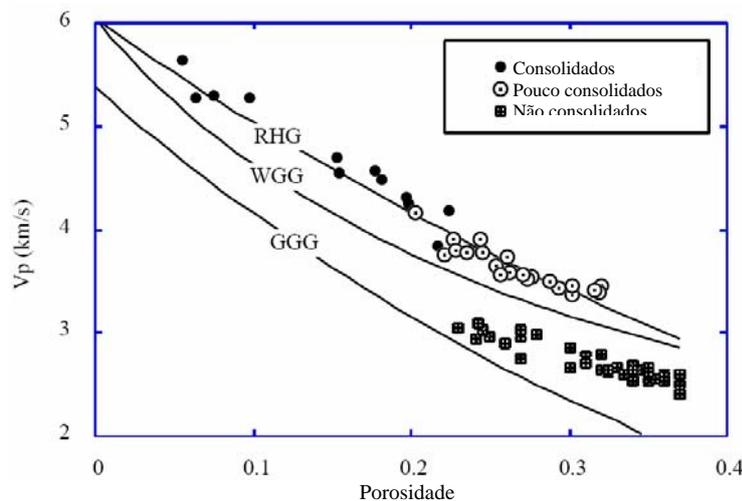


Figura 3.4 -  $V_p$  em função da porosidade para amostras de arenitos. As curvas designadas por RHG, WGG e GGG, correspondem aos valores teóricos obtidos com as equações de Raymer, Wyllie e Gardner, respectivamente (Dvorkin e Nur, 1998).

Da sua análise constata-se que a equação que apresenta melhores resultados é a de Raymer, embora nenhuma delas consiga estimar valores para as amostras não consolidadas, ou seja, para materiais com relativamente baixa velocidade e elevada porosidade. Face a esta análise Dvorkin e Nur (1998) consideram que para materiais com estas características, será mais adequado um outro modelo, como por exemplo aquele que desenvolveram (Dvorkin e Nur, 1996), e onde consideram o conceito de cimentação média e o modelo de Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949), que descreve o mecanismo de interação entre duas esferas elásticas não cimentadas entre si. Neste modelo, para determinação do módulo de deformação volúmico efectivo e do módulo de corte efectivo, propõem a utilização de limites inferiores de Hashin-Strikman modificados, uma vez que estes são apropriados para a descrição de materiais em suspensão. No entanto, consideram que estes modelos, mais rigorosos do que o de Wyllie e o de Raymer, apenas serão

necessários para arenitos cimentados, se o objectivo não for apenas relacionar a porosidade com a velocidade, mas também caracterizar as rochas em termos de permeabilidade e sensibilidade à tensão.

Os mesmos autores compararam ainda os valores da velocidade de propagação da onda elástica de compressão, calculados com base nas equações de Wyllie e de Raymer, com os valores verdadeiros, determinados em amostras laboratoriais, e concluíram que, uma vez mais, é a equação de Raymer a que dá os melhores valores, com um ajuste de 5%, como se pode comprovar pela análise da Figura 3.5, onde constam os resultados a que chegaram para arenitos consolidados saturados.

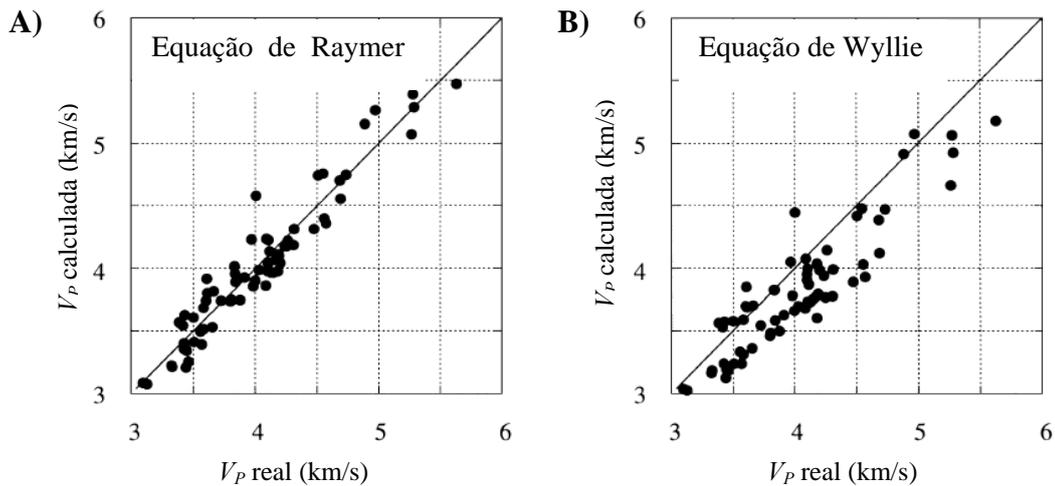


Figura 3.5 – Valores da velocidade de compressão calculada versus velocidade medida, em arenitos consolidados saturados. Na linha diagonal os valores calculados são iguais aos medidos. A) Cálculos efectuados com a equação de Raymer et al.. B) Cálculos efectuados com a equação de Wyllie et al. (Dvorkin e Nur, 1998).

Também Knackstedt *et al.* (2005) efectuaram testes comparativos entre a equação de Wyllie e as de Raymer, utilizando modelos de mineralogia simples<sup>1</sup>, considerando a forma como é feita a distribuição dos materiais, e chegaram à conclusão que, embora para porosidades inferiores a 35% a equação de Raymer apresente valores para  $V_p$  inferiores aos reais, ela é a mais adequada para determinação da porosidade.

Com o conjunto de simulações que fizeram com estes modelos, para três diferentes graus de cimentação, constataram que, para a situação “seca”,  $V_p$  varia linearmente com a porosidade, mas que a razão  $V_p/V_s$  apresenta um comportamento não linear com a porosidade, e tende para 1,63 para porosidades elevadas (porosidades até 50%, à qual corresponde um coeficiente de Poisson de 0,2). Considerando a situação de saturação, a razão  $V_p/V_s$  apresenta uma maior dependência da constituição mineralógica, i.e. para o mesmo valor da porosidade, existe uma maior variação dos valores de  $V_p/V_s$ , para os vários sistemas mineralógicos considerados, do que na situação “seca”.

Foti et al. (2002), partindo da teoria de Biot-Gassmann para meios porosos elásticos, apresentaram um método para determinação da porosidade a partir da medição de  $V_p$  e  $V_s$  em meios

<sup>1</sup> Argila/quartzo; quartzo/argila; dolomite/quartzo e quartzo/dolomite

saturados, no domínio das baixas frequências (crf. último parágrafo do § 3.2), e pressupondo que as partículas do solo são incompressíveis. A expressão simplificada desta teoria é dada por:

$$\phi = \frac{\gamma_s - \sqrt{\gamma_s^2 - \frac{4(\gamma_s - \gamma_f)K_f}{V_p^2 - 2V_s^2 \left( \frac{1 - \sigma_m}{1 - 2\sigma_m} \right)}}}{2(\gamma_s - \gamma_f)} \quad (3.28)$$

onde  $\gamma_s$ ,  $\gamma_f$ ,  $K_f$  e  $\sigma_m$ , são a massa volúmica dos grãos e do fluido, o módulo de rigidez do fluido e o coeficiente de Poisson da matriz<sup>1</sup>, respectivamente. Consideram estes parâmetros como sendo parâmetros físicos, cujos valores numéricos são conhecidos para cada litologia. O método foi testado com dados obtidos em ensaios entre furos (cfr. § 3.6) e ao longo de furos (*down-hole*), realizados em Itália (Florença, Pisa e Estreito de Messina) e no Canadá (Foti et al., 2002; Foti e Lancellota, 2004). A comparação entre os valores da porosidade estimada e aqueles obtidos laboratorialmente a partir de amostras colhidas a diversas profundidades, apresentam um bom ajuste, o que permitiu validar o método. Tomaram para a massa volúmica dos grãos o valor de  $2,65 \times 10^6 \text{ g/m}^3$  e  $2,72 \times 10^6 \text{ g/m}^3$ , respectivamente para as areias e as argilas.  $K_f$  foi calculado com base na equação 3.11, considerando que a velocidade de propagação no fluido ( $V_{pf}$ ) é igual à velocidade de propagação na água. Verificaram a variação da porosidade com o coeficiente de Poisson da matriz e constataram que a influência deste naquela é negligenciável.

Castagna et al. (1985), Han et al. (1986) e Olowofela et al. (2004), entre outros, investigaram a influência da argila no valor de  $V_p$  e  $V_s$ , tendo chegado a expressões que relacionam qualquer delas com a porosidade e o conteúdo em argila.

Castagna et al. (1985) obtiveram, para amostras provenientes de uma formação com mais de 30% de argila, as seguintes expressões ( $V_p$  e  $V_s$  em km/s):

$$V_p = 5,81 - 9,42\phi - 2,21P_{cl} \quad (3.29)$$

$$V_s = 3,89 - 7,07\phi - 2,04P_{cl}. \quad (3.30)$$

Han et al. (1986), obtiveram para o conjunto de 75 amostras de arenitos que utilizaram, as seguintes expressões para amostras com e sem argila, respectivamente ( $V_p$  e  $V_s$  em km/s):

$$V_p = 5,59 - 6,93\phi - 2,18P_{cl} \quad (3.31)$$

$$V_s = 3,52 - 4,91\phi - 1,89P_{cl} \quad (3.32)$$

$$V_p = 5,02 - 5,63\phi \quad (3.33)$$

$$V_s = 3,03 - 3,78\phi. \quad (3.34)$$

Han et al. (1986) concluíram que o efeito da porosidade e do conteúdo em argila na velocidade da onda de corte ( $V_s$ ) é maior do que na velocidade da onda de compressão ( $V_p$ ).

<sup>1</sup> Solo drenado, no original

## 3.5 O método de refacção sísmica

De entre os diversos métodos de prospecção geofísica existentes, o da refacção sísmica é um dos mais utilizados. Em geotecnia encontra-se particularmente adequado para o zonamento geotécnico preliminar de maciços rochosos; para a caracterização de maciços em termos de identificação da espessura de material rochoso ripável; e para a determinação da profundidade a que se encontra o firme rochoso, subjacente a depósitos não consolidados.

Fialho Rodrigues (1979), sistematizou de forma clara as razões pelas quais o método de refacção sísmica tem sido aplicado com sucesso em trabalhos de prospecção para obras de engenharia civil, nomeadamente a sua rapidez de execução e baixo custo, quando comparado com os métodos de prospecção directa (sondagens, por exemplo). Salientou ainda as principais dificuldades emergentes da utilização deste método a pequena profundidade (apenas algumas dezenas de metros), com as consequentes influências das variações laterais da velocidade e o desvio das condições teóricas da sua aplicabilidade – isotropia e homogeneidade –, dado que estas condições são algo que raramente acontece a profundidades tão superficiais.

### 3.5.1 Introdução

O método encontra-se perfeitamente desenvolvido em termos de técnicas de campo, pelo que nos últimos anos apenas se tem verificado um avanço tecnológico dos sismógrafos no sentido de aumentar a sua capacidade de armazenamento de dados, assim como um aumento do número de canais para permitir a utilização de um cada vez maior número de geofones. No que diz respeito ao processamento dos dados obtidos, a evolução tem sido no sentido de efectuar o processamento sob a forma de tomografias sísmicas, o que exige maior cobertura em termos de número de tiros por perfil.

Em meios homogéneos, a propagação da energia sísmica, através das várias camadas geológicas, possui um comportamento idêntico ao dos raios ópticos, sofrendo assim semelhantes processos físicos de transmissão. A Lei de Snell da óptica, o princípio do tempo mínimo de Fermat e o fenómeno da incidência crítica constituem as bases físicas do método de refacção sísmica. Com base no esquema apresentado na Figura 3.6A, onde  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  são os ângulos que os raios incidente e transmitido fazem com a normal à interface entre os meios 1 e 2, respectivamente, e  $V_1$  e  $V_2$  as velocidades de propagação das ondas sísmicas nos respectivos meios, onde  $V_1 < V_2$ , a Lei de Snell, ou a lei da refacção de Fermat (Robinson e Clark, 2006), é dada por:

$$\frac{\sin\alpha_1}{\sin\alpha_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.35)$$

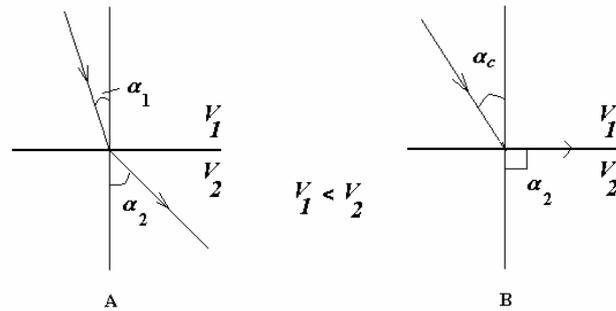


Figura 3.6 - Refracção de um raio através de uma interface entre dois meios de diferentes velocidades de propagação das ondas sísmicas (Adaptado de (Redpath, 1973))

Quando  $\alpha_2 = 90^\circ$  estamos perante uma incidência crítica, a qual corresponde, em termos sísmicos, à refracção da onda sísmica (Figura 3.6B) e a Lei de Snell toma então a seguinte forma:

$$\text{sen } \alpha_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.36)$$

onde  $\alpha_c$  é o ângulo de incidência crítica.

Na interface entre os dois meios, a onda sísmica propaga-se à maior das duas velocidades, e vai gerando continuamente para a superfície ondas sísmicas segundo um ângulo crítico  $\alpha_c$ , onde são detectadas nos diversos geofones aí instalados a iguais distâncias entre si, ao longo de um alinhamento, no qual também estão as fontes sísmicas.

Para determinação das profundidades a que se encontram os refractores e os eventuais ângulos de inclinação das interfaces, são necessários no mínimo dois tiros, um em cada extremidade do alinhamento, designados por tiro directo e tiro inverso. Idealmente deverão ser realizados tiros para além dos extremos e no meio do dispositivo, para aumentar o número de registos efectuados em cada geofone provenientes de mais do que uma camada do estrato. A dimensão dos perfis, incluindo os locais dos tiros, deve ter em conta a profundidade a que se encontra o alvo que se pretende investigar, considerando-se usualmente que o perfil deve ter de extensão o dobro da profundidade que se pretende atingir, podendo obter-se resultados até uma profundidade da ordem do comprimento total do perfil.

Os tempos de chegada das ondas P são registados num gráfico - designado por gráfico de tempo-distância - de acordo com a distância dos geofones à fonte. Apresenta-se esquematicamente na Figura 3.7 um meio constituído por três camadas horizontais e homogéneas, onde as velocidades de propagação das ondas sísmicas são constantes em cada uma delas, e crescentes em profundidade, i.e.  $V_3 > V_2 > V_1$ . Na parte inferior da figura é representado esquematicamente um gráfico de tempo-distância com o registo dos vários tempos de chegada. Os primeiros tempos de chegada registados correspondem às chegadas directas através da camada superficial (geofones 1 e 2), e o declive da recta que passa por esses pontos é o inverso da velocidade de propagação na primeira camada ( $V_1$ ). A partir de uma determinada distância da fonte, denominada em inglês por *crossover distance*, os primeiros tempos de chegada correspondem à onda refractada na interface entre as camadas 1 e 2 (geofones 3, 4 e 5), uma vez que esta foi-se

propagando a uma velocidade  $V_2$  superior à da primeira camada. O declive da recta que passa pelos pontos do gráfico tempo-distância, correspondentes a estes geofones, é igual ao inverso da velocidade de propagação na segunda camada ( $V_2$ ). Aos geofones 6 e 7 chega a onda que se propagou na interface entre as camadas 2 e 3 à velocidade  $V_3$ , que pode igualmente ser obtida a partir do gráfico tempo-distância.

O método de refacção sísmica baseia-se assim na existência de contrastes na velocidade de propagação das ondas sísmicas entre os diversos materiais que constituem os terrenos alvo de investigação.

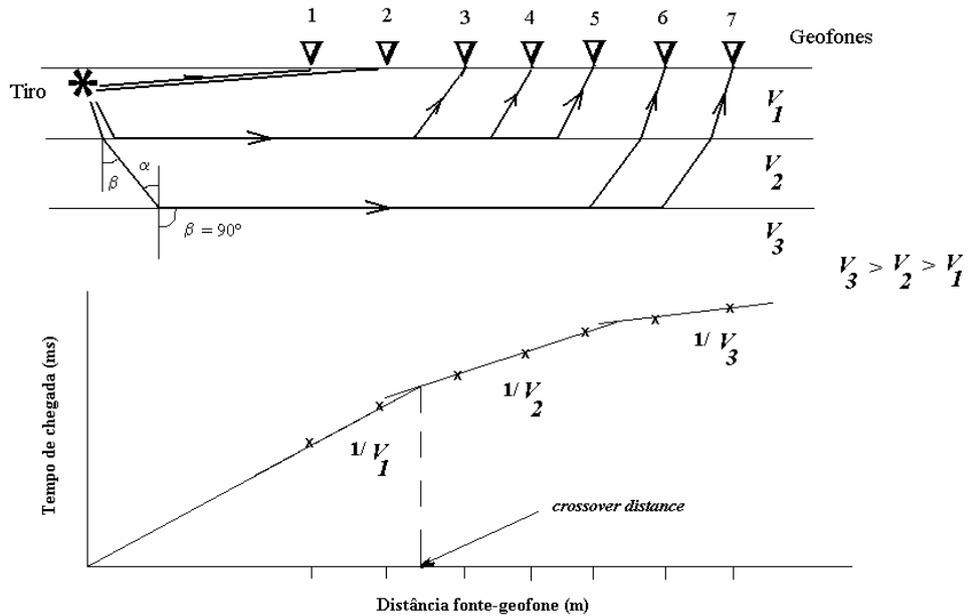


Figura 3.7 – Exemplo de um meio estratificado horizontalmente, composto por três camadas de velocidades de propagação crescentes com a profundidade ( $V_3 > V_2 > V_1$ ), e respectivo gráfico tempo-distância.

### 3.5.2 Métodos de interpretação e processamento dos dados

Nas secções anteriores foram apresentados os princípios básicos do método de prospecção por refacção sísmica, assim como as diversas grandezas que podem afectar as velocidades de propagação das ondas sísmicas e aquelas que se podem obter com base nestas. Na presente secção serão analisados sucintamente alguns dos principais métodos de interpretação de dados de refacção sísmica, mais utilizados nos programas comerciais, e cuja descrição detalhada pode ser encontrada em diversas referências da literatura (e.g., Dobrin, 1976; Sheriff e Geldart, 1983; Burger, 1992; Schuster e Quintus-Bosz, 1993; Reynolds, 1997).

São vários os métodos existentes, e já considerados como clássicos, para a interpretação de dados obtidos através da refacção sísmica, baseados unicamente na manipulação dos tempos de chegada, como por exemplo o “plus-minus” (Hagedoorn, 1959), o dos tempos de atraso (do inglês *delay-times*) (Redpath, 1973) ou o da recíproca generalizada (ou GRM, “*Generalized Reciprocal Method*) (Palmer, 1980).

Palmer (2001b; 2001a) desenvolveu um outro método onde combina os tempos de chegada com as amplitudes dos sinais, que designa por Secção de Refracção de Convolução<sup>1</sup>, a qual permite resolver, entre outras questões, ambiguidades nos modelos, modelos 3D de refracção e anisotropia azimutal.

Diversos autores têm vindo a desenvolver ultimamente técnicas de interpretação para a obtenção de tomografias sísmicas utilizando os tempos de chegada (Vidale, 1988; Zelt e Smith, 1992; Zelt e Barton, 1998; Ditmar et al., 1999; Lecomte et al., 2000). Sheehan *et al.* (2003) testaram três programas de tomografias sísmicas e concluíram que permitem resolver de uma forma realista os gradientes verticais da velocidade e variações laterais da velocidade, algo que não é possível com as restantes técnicas; as quais, por sua vez, permitem definir melhor modelos de locais onde o gradiente de velocidades não existe ou é muito reduzido.

### 3.5.2.1 O método dos tempos de atraso (“*delay-time*”)

O método dos tempos de atraso, cujo conceito foi introduzido por Gardner (1939), permite determinar, a partir dos tempos de percurso directo e inverso, a espessura de cada camada sob cada geofone, e define-se como sendo a diferença entre o tempo necessário para que uma onda “viaje” entre duas interfaces e aquele que demoraria a percorrer, à velocidade de refracção, a distância correspondente à projecção daquele percurso na interface, sendo necessário que exista sobreposição de tempos de chegada correspondentes ao mesmo refractor para trajectórias “directas” e “inversas”. Para que se verifique esta condição, na fase de execução dos trabalhos de campo devem ser efectuados tiros para além das extremidades dos perfis – técnica designada por “*phantoming*” (Redpath, 1973).

A espessura  $Z_D$  de cada camada sob cada geofone é determinada através da seguinte expressão (Redpath, 1973):

$$z_D = \frac{\Delta T_D V_1}{\cos \left( \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right)} \quad (3.37)$$

onde  $\Delta T_D = \frac{1}{2}(T_{D_1} + T_{D_2} - T_i)$  é o tempo de atraso total numa dada posição, em que  $T_{D_1}$  é o valor medido para o tempo de chegada da onda sísmica refractada correspondente ao tiro directo;  $T_{D_2}$  é o valor medido para o tempo de chegada da onda sísmica refractada correspondente ao tiro inverso e  $T_i$  é o tempo total de percurso ou tempo recíproco.  $V_1$  e  $V_2$  são dadas pelo inverso do declive da recta que passa pelos pontos do gráfico tempo-distância correspondentes às respectivas camadas (ver Figura 3.7).

<sup>1</sup> do inglês “*Refraction Convolution Section*” (RCS)

### 3.5.2.2 O método “plus-minus” de Hagedoorn

O método “plus-minus” foi desenvolvido por Hagedoorn (1959), é considerado de fácil implementação (e.g., Cummings, 1979; Van Overmeeren, 1987; Van Overmeeren, 2001), e faz parte de diversas aplicações informáticas (por exemplo Gremix® (Interpex, 1990)).

Este método é idêntico ao dos tempos de atraso, e é de aplicação simples: o tempo “plus” ( $T^+$ ) corresponde à adição dos tempos de chegada de ondas refractadas de dois tiros inversos, ao mesmo geofone, menos o tempo total de percurso entre os dois pontos de tiro<sup>1</sup> e está relacionado com a profundidade a que o refractor está sob esse geofone; enquanto que o tempo “minus” ( $T^-$ ) é obtido pela subtracção dos tempos de chegada, menos o tempo total de percurso entre os dois pontos de tiro<sup>2</sup>. O tempo “minus” permite estimar a velocidade de propagação da onda no refractor.

O método baseia-se assim no princípio da reciprocidade do tempo de percurso, i.e. o tempo de percurso de uma onda sísmica entre a fonte e o receptor é igual ao que se obtém se forem trocadas as posições da fonte e do receptor. Este princípio apenas será válido em meios homogéneos. Na prática o princípio da reciprocidade sofre diversas aproximações, pois na natureza raramente os meios são homogéneos e podem existir diferenças na leitura das primeiras chegadas dos tiros.

Para um meio de duas camadas a profundidade é dada pela seguinte expressão (Hagedoorn, 1959):

$$Z = (T_A + T_B - T_{AB}) \frac{V_1}{2\sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}} \quad (3.38)$$

As principais condicionantes da aplicação deste método é a sua necessidade de elevados contrastes entre as camadas e a quase horizontalidade dos estratos. Reynolds (1997), aponta como limite máximo para a inclinação dos estratos identificados por este método o valor de 10°.

Este método utiliza ainda o conceito de sobreposição de tempos de chegada ao mesmo refractor e a aplicação da técnica “phantoming”, que consiste em extrapolar os tempos de chegada correspondentes à refração numa camada, a partir da dromocrónica obtida com um tiro executado para além do perfil. A sobreposição dos tempos relativos às primeiras camadas em modelos de multicamadas é difícil de atingir e por vezes é substituída pelos tempos de intersecção no cálculo das espessuras das camadas (Van Overmeeren, 1987).

<sup>1</sup>  $T^+ = T_A + T_B - T_{AB}$ , onde  $T_A$  e  $T_B$  são os tempos de chegada a um determinado geofone, provenientes das explosões A e B, e  $T_{AB}$ , o tempo de percurso entre os dois pontos de tiro.

<sup>2</sup>  $T^- = T_A - T_B - T_{AB}$

### 3.5.2.3 O método recíproco generalizado (“*Generalised Reciprocal Method*”, ou *GRM*)

Este método, juntamente com o “*plus-minus*”, é um dos mais utilizados em prospecção. Também este método recorre ao uso de tiros directos e inversos e, de acordo com Kilty et al. (1986), ultrapassa a ambiguidade existente na determinação da profundidade a que se encontram os reflectores sob cada geofone, feita com base no método dos tempos de intersecção, devido ao facto de estes dependerem das condições sob cada geofone. Esta ambiguidade é ultrapassada com recurso ao tempo recíproco (tempo de percurso entre tiros), também utilizado no método “*plus-minus*”, e incorporando-o em duas funções - a função análise de velocidade e a função análise de profundidade:

A função análise de velocidade é dada por (Palmer, 1980):

$$T_V = (T_{AY} - T_{BX} + T_{AB})/2 \quad (3.39)$$

onde  $T_{AY}$  é o tempo de percurso entre o ponto de tiro A (directo) e o geofone Y onde a onda refractada é registada, e  $T_{BX}$  o tempo de percurso entre o ponto de tiro B (inverso) e o geofone X onde a onda refractada é registada. O ponto médio entre X e Y, identificado por G, é aquele relativamente ao qual é calculada a função análise de velocidade  $T_V$ . Graficamente, a partir do inverso do declive da recta definida por  $T_V$  em função da distância, obtém-se a velocidade  $V_n$  de propagação no refractor (Reynolds, 1997).

A função análise de profundidade é dada por (Palmer, 1980):

$$T_G = [T_{AY} + T_{BX} - (T_{AB} + XY/V_n)]/2. \quad (3.40)$$

Esta função permite obter a espessura das camadas subjacentes aos pontos intermédios G, a partir do conhecimento das velocidades de cada camada (Reynolds, 1997).

Existe uma distância XY óptima, que se assume como sendo aquela correspondente à distância que separa os pontos de emergência dos raios directos e inversos refractados muito próximo ou no mesmo ponto do refractor. O valor óptimo de XY é aquele para o qual a função profundidade é mais próxima de uma recta. Sabendo o valor do XY óptimo e da velocidade de refração calcula-se, com base na Equação 3.40 a profundidade a que se encontra o refractor, na vertical de cada geofone.

### 3.5.2.4 O método “*ray-tracing*”

O método de “*ray-tracing*” é um método de inversão através do qual se determinam os tempos de trajecto com base num modelo estrutural (problema directo), normalmente calculado com base no método “*plus-minus*”. Baseia-se na teoria da propagação das ondas elásticas e na resolução numérica das equações de Zoeppritz, para quaisquer ângulos de incidência dos raios sísmicos (Fialho Rodrigues, 1991). Estas equações são resolvidas para valores particulares das constantes de Lamé, tendo como parâmetro o ângulo de incidência. São assim calculados os tempos de trajecto de raios refractados e reflectidos nas interfaces do modelo introduzido, para uma dada localização da fonte sísmica e dos geofones.

Através de um processo iterativo, os tempos obtidos são comparados com os tempos de trajecto reais, até que se obtenha convergência, i.e. que a diferença de tempos seja inferior a um valor preestabelecido.

### 3.5.2.5 O método “Waveform Eikonal Traveltime (WET)”

O método WET (Schuster e Quintus-Bosz, 1993) é a base teórica do programa Rayfract<sup>®</sup> (Intelligent Resources, 2004), utilizado no processamento dos dados de refração sísmica apresentados nos Capítulos 4 e 5. É um método de inversão do tempo de percurso da onda sísmica, que considera alguns efeitos do percurso da onda - conceito semelhante ao do raio sísmico - o qual define o percurso de propagação entre a fonte e o receptor, considerando alguns fenómenos não modelados pelo método do *ray tracing*, como por exemplo zonas de sombra e efeitos de múltiplos percursos (Schuster e Quintus-Bosz, 1993). Este método determina o percurso das ondas através do uso de soluções da “*eikonal equation*”<sup>1</sup> obtidas por diferenças finitas e tem em conta os efeitos de difração e de limitação da energia da fonte numa determinada banda energética.

A partir dos tempos de percurso das primeiras chegadas da onda de compressão é proposto um modelo de lentidão<sup>2</sup> e é resolvida a “*eikonal equation*”, por um método de diferenças finitas ((Qin et al., 1992) in (Schuster e Quintus-Bosz, 1993)), cujas soluções para uma distribuição de lentidão  $s(x)$ , são os tempos teóricos de percurso entre a fonte  $s$  e um ponto  $x$  ( $t_{xs}$ ) e entre o receptor  $r$  e o mesmo ponto  $x$  ( $t_{xr}$ ). Para cada ponto o resultado da subtracção do tempos de chegada medido à soma destes tempos teóricos, constitui o tempo de percurso residual ( $t = t_{xs} + t_{xr} - t_{sr}^{obs}$ ). Os tempos residuais são o argumento da função peso da energia da fonte, a qual tem como objectivo a suavização do campo de lentidão reconstruído, de modo fisicamente consistente com o espectro da fonte e o percurso de propagação da onda. O conhecimento dos tempos residuais é necessário para a determinação da função gradiente ( $\chi$ ) do ajustamento do modelo de lentidão relativamente aos parâmetros de lentidão (posições das fontes e dos receptores e frequência da fonte). Para atingir este objectivo é ainda necessária a avaliação de uma função peso da energia da fonte ( $R_{rs}(\cdot)$ ) em todos os pontos do meio. Esta função é uma terceira derivada de uma *wavelet* de Ricker, cujo espectro de magnitude influencia o percurso da onda – por exemplo, a largura deste estreita à medida que a frequência da fonte aumenta.

O modelo de lentidão é actualizado segundo a expressão

$$s(x)_{k+1} = s(x)_k - \alpha_k \chi(x) \quad (3.41)$$

onde  $k$  é o tamanho do passo da iteração  $k$ . Este processo é repetido iterativamente até se obter a convergência pretendida.

---

<sup>1</sup> Forma da equação de onda, para ondas harmónicas, na qual a velocidade local  $V$  é comparada com uma velocidade  $V_R$  de referência (Sheriff, R.E., 1991):  $\nabla^2 \psi = \left( \frac{V}{V_R} \right)^2$ , onde  $\psi$  é a função de onda.

<sup>2</sup> Inverso da velocidade.

### 3.5.3 Aquisição dos dados de refração sísmica

Nos trabalhos apresentados no presente Capítulo e nos seguintes foi utilizado um sismógrafo digital de 24 canais da *Bison Instruments Inc.* (Figura 3.8A), equipado com geofones de 14 Hz da *Mark Products* (Figura 3.8B), tendo-se utilizado em dois locais cargas explosivas como fonte sísmica (Figura 3.8C). Nos restantes locais foi utilizada como fonte uma marreta (Figura 3.8D), dado que a energia produzida era suficiente para obter registos com boa amplitude da chegada da onda P refractada.

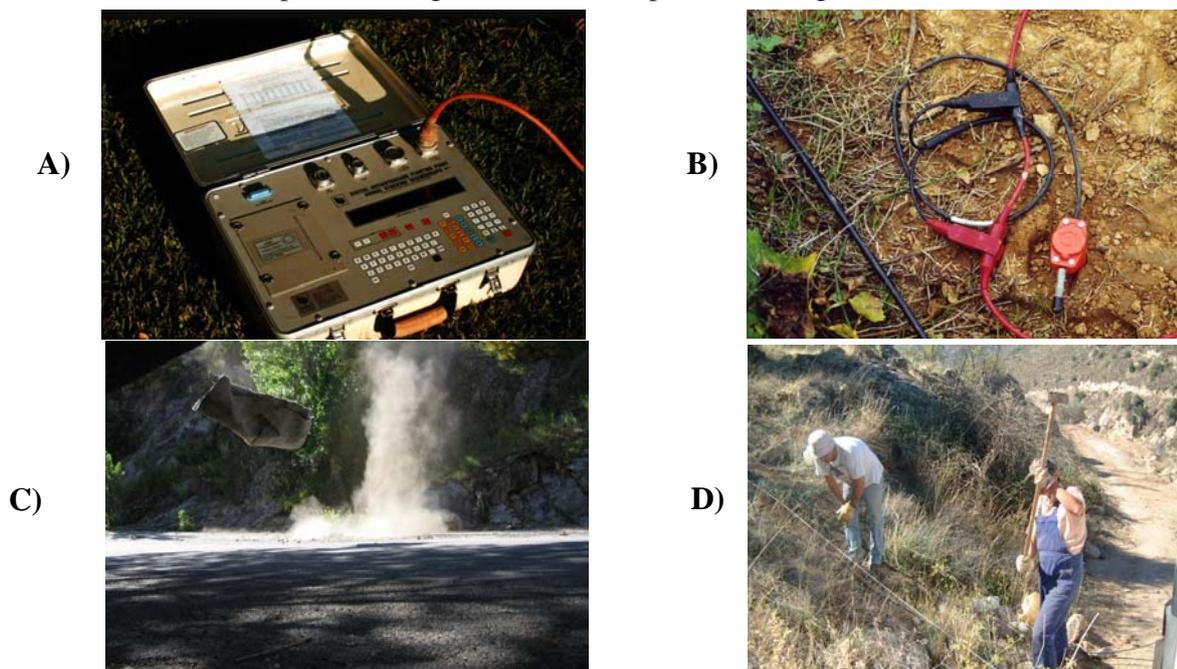


Figura 3.8 – A) Sismógrafo *Bison Instruments Inc.*, modelo 9000. B) Geofone da *Mark Products*. C) Execução de um “tiro” com explosivo. D) Execução de um “tiro” com marreta.

### 3.5.4 Ensaio para avaliação da sensibilidade do método da refração sísmica à variação da porosidade e do grau de saturação

Com base nos trabalhos realizados no *campus* do LNEC, para condução da experiência relatada no § 2.3.3, efectuaram-se perfis de refração sísmica no mesmo local, antes e após a movimentação do terreno. Com estes perfis pretendeu-se avaliar a sensibilidade do método da refração sísmica à alteração da porosidade dos solos não saturados.

No decurso da escavação foram realizados ensaios com um densímetro (Figura 3.9) – modelo 3 440 da *Troxler* - para determinação do conteúdo em água e do índice de vazios a diversas profundidades; para além de se ter procedido à recolha de amostras a quatro profundidades – três na fase de escavação: 0,0, 0,65 e 1,30 m e uma a meio do processo de enchimento (0,5 m) - pelo método da garrafa de areia (Figura 3.9), para determinação em laboratório dos mesmos parâmetros e da granulometria. Apresentam-se na Tabela 3.2 os resultados obtidos. A 0,65 m de profundidade procedeu-se

à colheita de duas amostras, devido ao facto de a primeira amostra se apresentar muito heterogénea, provocada por uma bolsada de material de aterro com elementos de maior dimensão.

Da análise às curvas granulométricas, obtidas para cada uma das amostras colhidas, e apresentadas na Figura 3.10, destaca-se a já mencionada heterogeneidade presente a 0,65 m de profundidade, patente na percentagem superior de material retido nos peneiros, face à das restantes amostras, assim como os diferentes valores obtidos nas duas amostras colhidas - distantes cerca de 1 m uma da outra.



Figura 3.9 - *Esquerda* - Densímetro – ensaio *in situ* no início da escavação (profundidades: 0,00, 0,10, 0,20 e 0,30 m). *Direita* – recolha de amostra pelo método da garrafa de areia (prof. 0,65 m), para ensaio em laboratório.

Tabela 3.2 - Resultados determinados *in situ*, em laboratório e calculados, a diversas profundidades, no *campus* do LNEC ( $e$  – índice de vazios;  $w$  – conteúdo em água e  $S_w$  – grau de saturação).

Prof. (m)	Granulometria			$e$ lab	$e$ <i>in situ</i>	$s$ Lab	$s$ <i>in situ</i>	$w$ lab	$w$ <i>in situ</i>	$S_w$ lab	$S_w$ <i>in situ</i>		
	< 0,074 mm	0,074-2 mm	> 2 mm										
0,00	32,2	61,9	5,9	0,459	0,501	1,81	1,759	31,5	33,4	4,8	5,0	15,9	15,0
0,10	-	-	-	-	0,421	-	1,858	-	29,6	-	4,6	-	15,5
0,20	-	-	-	-	0,432	-	1,843	-	30,2	-	5,0	-	16,6
0,30	-	-	-	-	0,442	-	1,831	-	30,7	-	4,7	-	15,3
0,65	17,1	35,7	47,2	0,275	0,371	2,08	1,948	21,6	27,1	6,2	7,1	32,9	26,2
0,75	-	-	-	-	0,246	-	2,142	-	19,7	-	5,9	-	29,9
0,85	-	-	-	-	0,245	-	2,145	-	19,7	-	5,8	-	29,5
0,95	-	-	-	-	0,263	-	2,114	-	20,8	-	5,9	-	28,3
1,30	26,8	68,0	5,2	0,350	0,494	1,97	1,781	25,9	33,1	8,8	7,8	30,1	23,6
1,40	-	-	-	-	0,425	-	1,867	-	29,8	-	7,6	-	25,5
1,50	-	-	-	-	0,476	-	1,802	-	32,2	-	7,8	-	24,2
1,60	-	-	-	-	0,496	-	1,778	-	33,2	-	7,9	-	23,8
1,50 (1)	-	-	-	-	0,588	---	1,675	-	37,0	-	11,6	-	31,4
1,60 (1)	-	-	-	-	0,523	-	1,746	-	34,3	-	11,2	-	32,7
0,50 (2)	19,7	56,0	24,3	0,669	0,704	1,58	1,538	40,0	41,3	4,8	4,6	12,0	11,1
0,60 (2)	-	-	-	-	0,715	-	1,528	-	41,7	-	4,9	-	11,8
0,00 (3)	-	-	-	-	0,697	---	1,544	-	41,1	-	4,3	-	10,5

Nota - A porosidade foi calculada com base na equação  $e = I -$ .

- (1) Dados colhidos após molhar o fundo da escavação e antes de se proceder ao seu enchimento.
- (2) Dados colhidos a meio do enchimento.
- (3) Dados colhidos após o enchimento.

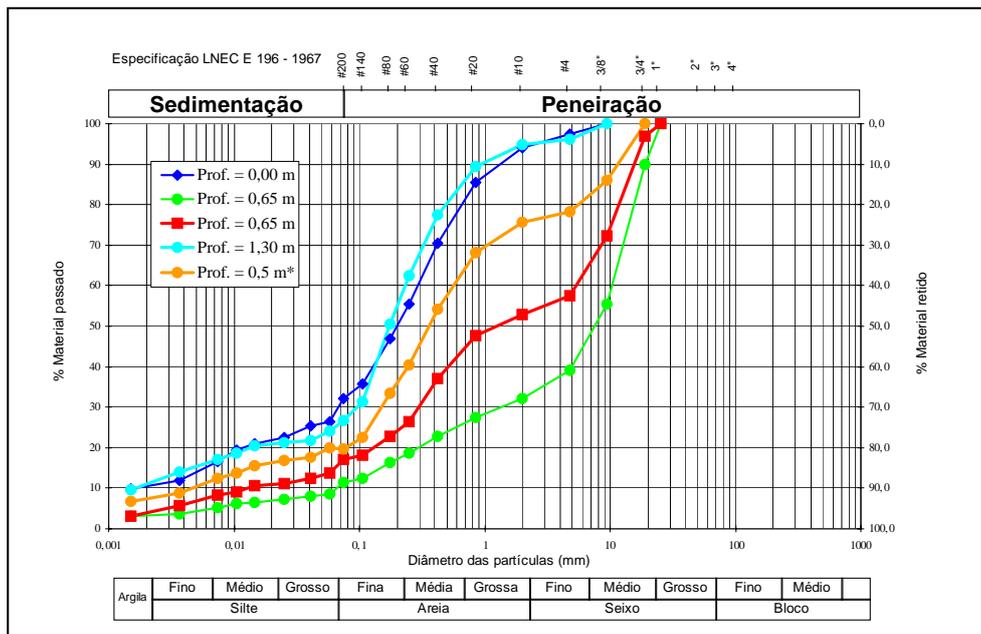


Figura 3.10 - Curvas granulométricas referentes às amostras colhidas. Devido à elevada heterogeneidade verificada a 0,65 m de profundidade, procedeu-se à colheita de duas amostras a esta profundidade. A curva referente a 0,5 m de profundidade corresponde à amostra colhida na fase de enchimento.

O material de aterro encontrava-se até cerca de 1 m de profundidade. A esta profundidade atingiu-se uma camada de areias compactas e homogéneas, o que também é identificável na análise da curva granulométrica dos 1,30 m. A foto da Figura 3.11 ilustra o material visível no corte realizado.



Figura 3.11 - Corte lateral do terreno. É visível a heterogeneidade do material de aterro.

Os perfis de refração sísmica foram executados, tal como os de resistividade eléctrica apresentados no Capítulo anterior, com três espaçamentos diferentes entre geofones: 0,25 m, 0,50 m e 1,0 m. Utilizou-se como fonte energética uma marreta, e cada perfil resultou da sobreposição de dois perfis com 24 geofones cada. Em cada um destes perfis utilizaram-se todas as sete posições de tiro (Figura 3.12), para obter uma maior densidade de informação, essencial para a interpretação com o programa Rayfract. Foram assim executados 14 tiros para a materialização de cada perfil final.



Figura 3.12 - Esquema da disposição dos tiros (\*) e das duas linhas de 24 geofones.

Na Figura 3.13 apresentam-se os modelos obtidos em cada perfil, assinalando-se em cada um deles a estrutura da escavação a realizar – nos modelos da situação pré-escavação – e realizada – situação após escavação e posterior aterro. Devido às características do terreno - favorável à atenuação da energia - e às dimensões utilizadas para o espaçamento entre geofones, por sua vez desfavoráveis à identificação de refractores a tão reduzida profundidade, a profundidade total atingida não é a mesma nos modelos correspondentes a iguais espaçamentos.

A análise dos modelos obtidos ao fim de 10 iterações permite constatar que, ao aumento da porosidade (crf. Tabela 3.2) correspondeu uma diminuição da velocidade de propagação da onda P, o que comprova que nos solos desagregados e não saturados é válida a conclusão extraída por outros autores para meios rochosos saturados (Fialho Rodrigues, 1979; Han et al., 1986, por exemplo). Convém aqui ressaltar que o conteúdo em água não sofreu significativa alteração, pelo que a redução da velocidade de valores entre 200 e 300 m/s no local da escavação para valores inferiores a 200 m/s será essencialmente devida ao aumento da porosidade. Este facto leva a ponderar que a prospecção geofísica com meios sísmicos em terrenos aluvionares, não variará de acordo com a estação do ano, mantendo-se estáveis os elementos que os métodos sísmicos dão para os estudos geotécnicos.

É de salientar nos modelos, a consistência da profundidade a que se identificam as isolinhas até aos 600 m/s. Nos modelos respeitantes ao espaçamento de 1 m nota-se uma clara discrepância da profundidade a que se encontram as isolinhas de mais elevado valor, face aos modelos de menor espaçamento entre geofones. Atribui-se este facto à reduzida amplitude dos registos correspondentes aos últimos geofones de cada tiro, originada pela mencionada perda de energia associada à natureza dos solos presentes. A título de exemplo apresentam-se na Figura 3.14 os registos obtidos nos geofones colocados entre as posições 18 e 41, com o tiro executado na posição 14, para o espaçamento entre geofones de 1 m, antes da execução da escavação, assim como as curvas tempo-distância respeitantes aos 14 tiros.

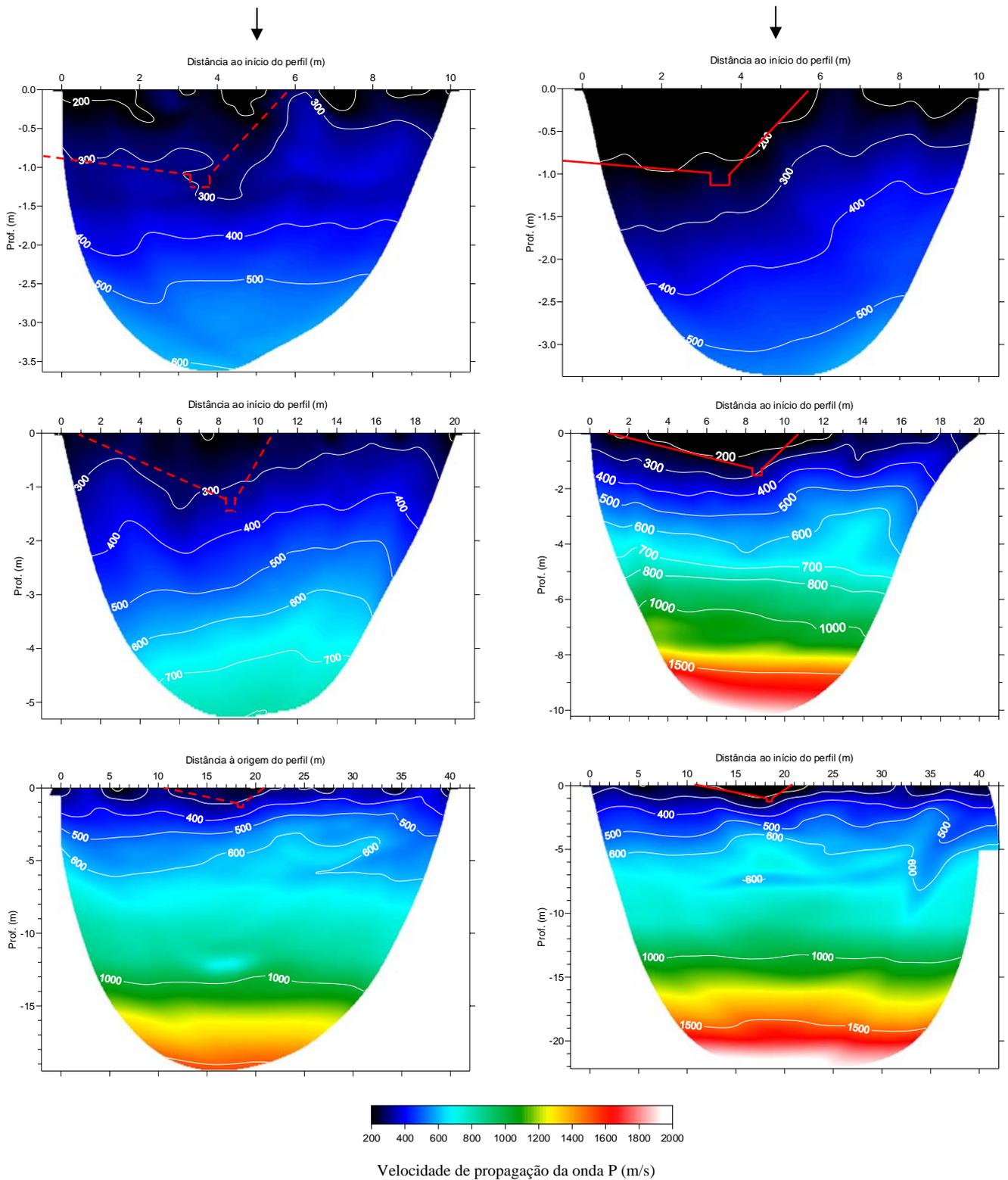


Figura 3.13 - Modelos da velocidade de propagação da onda P, obtidos com o programa Rayfract para cada distância entre geofones (de cima para baixo: 0,25 m; 0,50 m e 1,00 m), antes da movimentação do terreno (esquerda) e após o encerramento da escavação (direita). A seta assinala a posição onde foram colhidas as amostras de solos e executados os ensaios *in situ*.

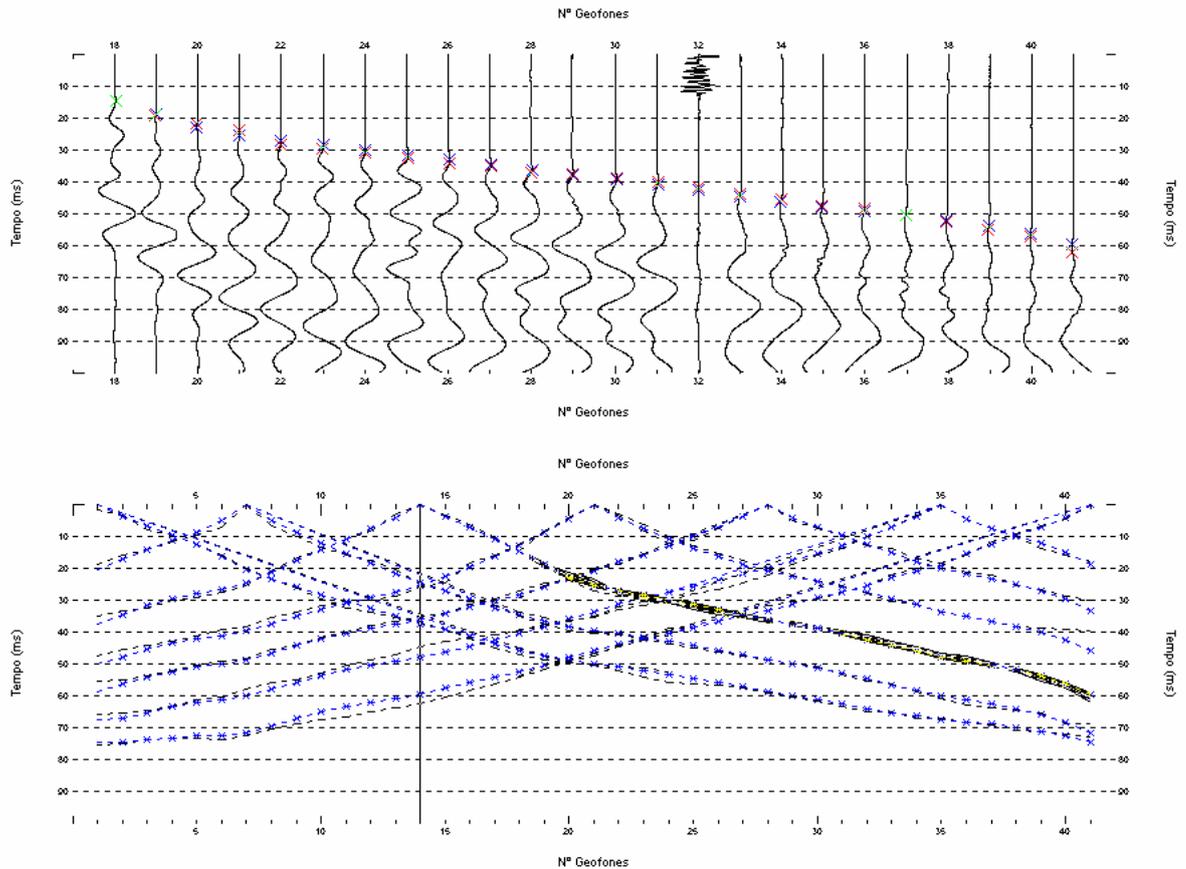


Figura 3.14 - Perfil realizado com a distância entre geofones de 1 m antes da escavação. **Topo** – Registos obtidos nos geofones colocados nas posições 18 a 41 (parte oriental do perfil), provenientes de tiro executado na posição 14. **Baixo** – Curvas tempo-distância (a azul as curvas resultantes da inversão e a preto as de campo) dos 14 tiros executados para a materialização do perfil.

### 3.6 Ensaios sísmicos entre furos de sondagem

Tal como Stokoe *et al.* (2004) recordaram, os métodos sísmicos envolvendo furos de sondagem, já há muitos anos - desde a década de 1960 - que são utilizados em engenharia geotécnica no campo da dinâmica de solos. Mais recentemente foi desenvolvido o penetrómetro sísmico, que evita a execução dos furos de sondagem, mas que possui a desvantagem de ter uma capacidade de penetração limitada aos estratos superficiais menos rígidos. A principal desvantagem dos métodos envolvendo furos de sondagem é a necessidade de execução dos furos, o que onera significativamente o custo final do ensaio.

No presente trabalho apenas será abordado o método envolvendo furos de sondagem e, de entre os vários tipos de ensaios sísmicos existentes – entre furos e entre furos e a superfície - apenas serão aqui analisados os correspondentes aos ensaios entre furos. O objectivo destes ensaios é determinar, a diferentes profundidades (até algumas dezenas de metros de profundidade), os valores das velocidades de propagação das ondas P e das ondas S, para caracterização dinâmica dos terrenos, sejam solos ou maciços rochosos, normalmente no âmbito de projectos de fundações de estruturas a edificar.

Na prospecção de uma vasta área de terreno a informação recolhida, normalmente é pontual, i.e. são seleccionados alguns locais onde se procede à recolha de amostras para realização de ensaios em laboratório ou *in situ*.

Para aumentar a informação obtida, propõe-se a combinação dos resultados dos ensaios sísmicos entre furos, com aqueles obtidos com perfis de refacção, para, a partir destes, e com base em expressões que relacionam a velocidade da onda S com a da onda P (§ 3.3), se obterem secções bidimensionais do coeficiente de Poisson. Normalmente executam-se diversos pares de furos de sondagem, para estudar, por exemplo, uma bacia aluvionar. A metodologia que aqui se propõe pode levar à redução do número de furos a executar, com a consequente diminuição de custos e celeridade na realização do estudo ou, simplesmente o aumento da informação disponível com os mesmos recursos.

### 3.6.1 Técnica do ensaio

A técnica para determinação das velocidades de propagação das ondas P e das ondas S, consiste na geração das referidas ondas, através de uma determinada fonte de energia sísmica colocada no interior de um furo de sondagem (normalmente vertical), e na sua captação por meio de receptores colocados num furo de sondagem adjacente (também normalmente vertical), geralmente à mesma profundidade da fonte, tal como é apresentado no esquema da Figura 3.15. Esta técnica é idêntica para ambos os tipos de onda elástica, diferindo apenas nas fontes e receptores utilizados.

Primeiro é feito o ensaio com as ondas S e a seguir com as ondas P. Para este último os furos têm que estar cheios com água. Esta ordem deve-se ao facto de os furos poderem ficar obstruídos devido às cargas explosivas utilizadas para gerar as ondas P, embora já existam no mercado fontes não explosivas que permitem evitar a manipulação de explosivos e, conseqüentemente, esta obrigatoriedade na sequência da realização do ensaio.

Com este método a distância entre a fonte e o receptor tem que ser reduzida – cerca de 5 m, ou menos –, pelo que normalmente considera-se que as primeiras chegadas de cada onda correspondem a trajectórias directas dos raios sísmicos, e não a raios refractados. A refacção neste tipo de ensaios ocorre quando o geofone e a fonte estão situados numa camada com velocidade de propagação inferior à das camadas que lhe estão imediatamente acima ou abaixo. A distinção entre as chegadas das ondas directas e refractadas é feita pela sua amplitude, dado que a onda directa tem maior amplitude do que a refractada.

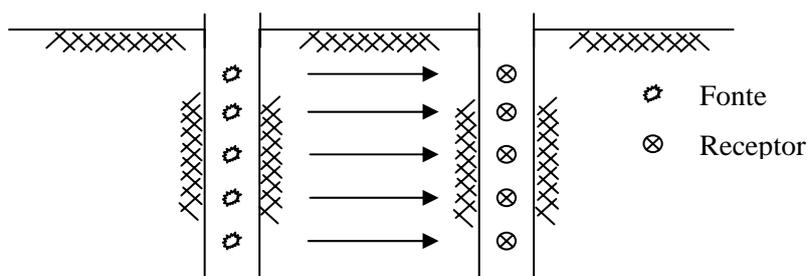


Figura 3.15 - Esquema da técnica utilizada para os ensaios sísmicos entre furos

Este método permite eliminar a influência dos terrenos de cobertura na determinação da velocidade das ondas P, assim como viabiliza a caracterização de camadas de baixa velocidade subjacentes a camadas de maior velocidade de propagação.

Conhecidas as distâncias entre as fontes e os receptores, às profundidades a que são realizados os ensaios, as velocidades de propagação são calculadas dividindo simplesmente as distâncias percorridas, pelos respectivos tempos de percurso, correspondentes às primeiras chegadas.

Tendo em conta que os furos nunca são exactamente verticais, é necessário efectuar-se um levantamento inclinométrico de cada um dos furos de sondagem utilizados, procedendo-se de seguida à correcção das distâncias entre os furos, para cada profundidade em que é realizada a medição das ondas P e S.

Com base no conhecimento dos valores da velocidade das ondas P e S, é calculado a cada nível o coeficiente de Poisson, através da Equação (3.7).

## 3.6.2 Fontes de energia e receptores

### 3.6.2.1 Ondas S

Nos diversos trabalhos onde se procedeu à recolha dos dados apresentados no parágrafo 3.6.3 a fonte utilizada para geração das ondas S foi um martelo sísmico, fabricado pela *Bison Instruments, Inc.*, e como receptores foram usados geofones triaxiais fabricados no LNEC (Figura 3.16).

Para cada nível de ensaio, a fonte e os receptores são fixados às paredes dos respectivos furos de sondagem por meio de calços actuados por um sistema hidráulico de alta pressão.



Figura 3.16 – *Esquerda* - Martelo sísmico da *Bison Instruments, Inc.* *Direita* - Geofone triaxial.

O martelo sísmico gera ondas de corte polarizadas verticalmente através dos impactos verticais de um peso central, em duas peças fixas, uma superior e outra inferior. O sistema permite, assim, a inversão do sentido do impacto (ascendente quando o impacto tem lugar na peça superior e descendente quando ocorre na peça inferior) possibilitando a inversão da polaridade das ondas de corte, para facilitar a sua identificação.

### 3.6.2.2 Ondas P

Na geração e captação das ondas P foram utilizadas fontes de energia e receptores distintos dos das ondas S, embora o dispositivo de campo seja análogo, com a diferença que para este ensaio os furos têm que estar cheios com água.

As ondas P são geradas através da detonação de cápsulas eléctricas instantâneas (tempo inicial zero), (Figura 3.17), no interior de um dos furos da secção ensaiada, para cada nível de profundidade. No furo adjacente, aos mesmos níveis de profundidade, são colocados os receptores das ondas P, que neste caso são hidrofones, como aqueles apresentados na Figura 3.17.

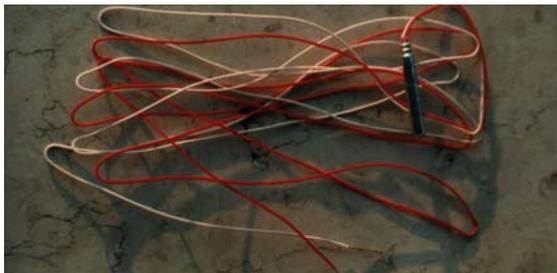


Figura 3.17 - Cápsula eléctrica instantânea (esquerda) e cabo de hidrofones (direita).

Na Figura 3.18 apresentam-se exemplos de registos de onda P e S, identificando-se claramente nesta última a inversão de polaridade da onda.

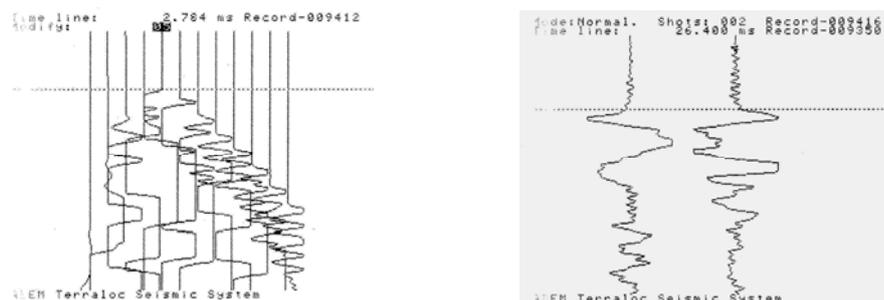


Figura 3.18 - Exemplos de registos de uma onda P (esquerda) e de uma onda S (direita).

## 3.6.3 Resultados de ensaios sísmicos entre furos realizados em Portugal

Na sequência dos trabalhos de Castagna et al. (1985) e (1993), e Han et al. (1986), entre outros, procurou-se obter, com recurso aos resultados de ensaios sísmicos entre furos de sondagem, realizados em Portugal, uma lei que relacione as ondas P com as ondas S. Para atingir este objectivo procedeu-se à

compilação dos dados obtidos em diversos ambientes geológicos, em trabalhos realizados pelo LNEC nos últimos anos (Fialho Rodrigues et al., 1993; Fialho Rodrigues e Mota, 1995a, b; Oliveira et al., 1995; Fialho Rodrigues e Mota, 1997b, a, 1998a, c, b; Fialho Rodrigues et al., 1998; Fialho Rodrigues e Mota, 1999; Mota, 1999; Mota e Fialho Rodrigues, 2000; Mota e Oliveira, 2001; Oliveira, 2001, 2003; Oliveira, 2006a, b, d).

O breve enquadramento geológico disponível para alguns dos locais, apresentado no parágrafo seguinte, constitui um resumo daquele constante nos relatórios emitidos para as diversas entidades para quem os trabalhos foram realizados que, por sua vez, são um resumo dos relatórios geológico-geotécnicos emitidos pelas várias empresas que realizaram as sondagens.

### 3.6.3.1 Breve enquadramento geológico dos vários locais

*Aveiro* – Nas três sondagens realizadas neste local identificaram-se materiais de aterro até 1,5 m de profundidade, areias a partir daí até cerca de 22/24 m num local e 48 m noutra local, encontrando-se o substrato calcário margoso a partir desta profundidade (Oliveira, 2006c).

*Coimbra (Ponte Europa)* - Os locais onde decorreram os trabalhos situam-se na baixa aluvionar do rio Mondego. A referida baixa encontra-se preenchida por depósitos aluvionares de natureza argilosa, lodosa e arenosa, por vezes cascalhenta, com estrutura lenticular devido às frequentes variações de fácies. Estes depósitos atingem 29,2 a 32,0 m de espessura no local de implantação das sondagens da Margem Direita, e espessuras da ordem de 22,5 m no local de implantação das sondagens da Margem Esquerda. O substrato corresponde a terrenos triásicos, constituídos por grés e siltitos (Fialho Rodrigues et al., 1998).

*Pombal* – No local onde foram realizados os ensaios ocorrem formações do Plio-Plistocénico constituídas basicamente por areias. Em sondagens realizadas a cerca de 50 m do local as areias na cobertura – cerca de 2,5 m de espessura - são acastanhadas, de grão fino, soltas, passando a amarelas e esbranquiçadas em profundidade, com grão fino, compactas a muito compactas (Fialho Rodrigues e Mota, 1998c).

*Santarém (Ponte Salgueiro Maia)* – Neste local ocorre a seguinte sequência de terrenos: Complexo aluvionar, de espessura variável, constituído essencialmente por argilas silto-arenosas lodosas, sobre um substrato pliocénico, correspondente a um complexo areno-argiloso, heterogéneo, englobando argilas siltosas, argilas arenosas, siltes areno-argilosos e areias silto-argilosas (Fialho Rodrigues e Mota, 1995a, b).

*Póvoa de Sta Iria* - Os locais onde decorreram os trabalhos situam-se na baixa aluvionar do rio Tejo. A referida baixa aluvionar encontra-se preenchida por depósitos aluvionares de natureza lodosa, argilosa e arenosa, com estrutura lenticular devido às frequentes variações de fácies. Estes depósitos atingem cerca de 21 m de espessura no local de implantação das sondagens e encontram-se cobertos por aterros atingindo uma espessura da ordem de 4,5 m. O substrato corresponde a terrenos mio-pliocénicos constituídos por areias argilosas e argilas siltosas (Fialho Rodrigues e Mota, 1998a).

*Ota* - Este local situa-se na margem Norte da bacia terciária do baixo Tejo. É formado por uma extensa baixa aluvionar atravessada pelas ribeiras da Ota, Alvarinho e Alenquer, cuja espessura aumenta para jusante em cada uma das ribeiras, atingindo um valor máximo da ordem dos 25 m na ribeira da Ota. Os depósitos aluvionares são constituídos por solos argilosos orgânicos (lodo) muito moles a moles, areno-argilosos e, por vezes, por cascalheiras na base (Jeremias et al., 2002).

*Estuário do rio Tejo* – Nas sondagens realizadas no estuário do rio Tejo, para as obras da Ponte Vasco da Gama, no local onde foram realizados os ensaios, verificou-se que o complexo litológico correspondente aos aluviões é composto por lodos até cerca de 30 m de profundidade, passando a areias lodosas até aos 50 m, sobrejacente a areias com calhaus até aos 70 m de profundidade, onde foi atingido o substrato Plio-Plistocénico, caracterizado por areias siltosas e argilas siltosas (Fialho Rodrigues et al., 1993).

*Alcochete* – Neste local, englobado na obra da Ponte Vasco da Gama, o complexo litológico correspondente aos aluviões é constituído por areias e possui cerca de 38 m de espessura. A esta profundidade ocorre a transição para o substrato Plio-Plistocénico, caracterizado por areias siltosas e argilas siltosas (Fialho Rodrigues et al., 1993).

*Lisboa (Sta Apolónia/Campo das Cebolas/Terreiro do Paço)* - Os locais onde decorreram os trabalhos situam-se na baixa aluvionar do rio Tejo. A referida baixa encontra-se preenchida por depósitos aluvionares holocénicos, constituídos essencialmente por lodos areno-argilosos, com estrutura lenticular, devido às frequentes variações de fácies. Estes depósitos atingem espessuras que variam entre 7 e 16 m nos locais de implantação das diversas sondagens realizadas. As formações aluvionares encontram-se cobertas por aterros recentes, heterogéneos, com espessuras que variam entre 4,5 e 21 m de espessura. O substrato corresponde a terrenos miocénicos, heterogéneos, englobando fácies argilosas, siltosas e arenosas, e níveis de calcarenitos. O nível freático encontrava-se a aproximadamente 2 m de profundidade (Fialho Rodrigues e Mota, 1998b).

*Lisboa (Campo Grande)* - Os ensaios foram efectuados em terrenos constituídos por formações miocénicas de natureza argilosa, com cascões fossilíferos, capeadas por aterros (Mota, 1999).

*Alcácer do Sal* – Os locais onde decorreram os diversos trabalhos situam-se na baixa aluvionar do rio Sado. A referida baixa aluvionar encontra-se preenchida por depósitos aluvionares de natureza lodosa, argilosa e arenosa, com estrutura lenticular devido às frequentes variações de fácies. Estes depósitos atingem espessuras que variam entre 20 e 37,5 m. O substrato corresponde a terrenos mio-pleiocénicos constituídos por areias argilosas e argilas siltosas (Fialho Rodrigues e Mota, 1997b, a).

*Sines* – Nos locais onde decorreram os trabalhos ocorrem terrenos paleozóicos pertencentes à Formação de Mira. Nas duas sondagens realizadas neste local os materiais de aterro possuíam cerca de 1,2 m de espessura numa das sondagens e 9 m na segunda. A partir das sondagens constatou-se que a Formação de Mira é constituída num dos locais por corneanas até cerca de 33 m de profundidade,

passando depois a xistos, enquanto no segundo local toda a formação é constituída por xistos (Mota e Fialho Rodrigues, 2000).

### 3.6.3.2 Resultados dos ensaios entre furos

A análise do enquadramento geológico dos diversos locais, permite verificar que os ensaios foram executados, maioritariamente, em zonas aluvionares, dado que é nestas zonas que tem maior importância conhecer o comportamento dinâmico dos terrenos. Este facto levou a que se optasse por agrupar os dados em três classes dos valores de  $V_P$  medidos: até 1 000 m/s; entre 1 000 e 2 000 m/s e acima de 2 000 m/s. Os resultados obtidos são apresentados nos gráficos  $V_P$ - $V_S$  da Figura 3.19, onde se encontram identificados os locais de colheita dos dados e se apresentam as equações de algumas das respectivas rectas de regressão linear, com os correspondentes coeficientes de correlação ( $R$ ) e de determinação ( $R^2$ ). Para facilitar a comparação com os resultados obtidos por, por exemplo, Castagna et al. (1985), na elaboração destes gráficos seguiu-se a nomenclatura destes autores, em termos de unidades - km/s em vez de m/s - e da posição de  $V_P$  e  $V_S$  nos eixos. Na Tabela 3.3 constam todas as equações obtidas ( $V_P$  em função de  $V_S$  e  $V_S$  em função de  $V_P$ ), ordenadas por gamas de valores e dentro destas por local, de norte para sul.

Da análise da figura e dos resultados obtidos para as rectas de regressão correspondentes a cada gama de valores de  $V_P$ , constata-se uma elevada dispersão dos valores na gama  $V_P < 1\,000$  m/s, traduzida por um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de apenas 0,06, o que significa que a recta de regressão desta classe apenas é representativa de 6% de todo o conjunto de dados. Esta classe de valores corresponde à camada superior dos terrenos, onde os materiais normalmente se apresentam desagregados, com mais elevada percentagem de baixa granulometria, como por exemplo lodos, e com maior teor em água, factores que influenciam tanto  $V_P$  como  $V_S$  (Han et al., 1986).

Tendo em conta a elevada dispersão dos dados nas gamas de velocidade correspondentes aos solos -  $V_P < 2\,000$  m/s -, não se podem considerar as rectas obtidas com os conjuntos totais de dados como representativas destes materiais. Em parte este facto resulta da dependência da velocidade de propagação de diversos factores, como por exemplo a porosidade, tal como foi comprovado pelo teste realizado no *campus* do LNEC (cfr § 3.5.4).

No que diz respeito à gama de velocidades acima de 2 000 m/s existe igualmente alguma variação de local para local, embora ocorra uma maior consistência no comportamento da relação entre os dois tipos de onda. Um dado a reter é que a relação obtida para o conjunto destes dados:

$$V_P = 1,11V_S + 1,44 \quad (3.42)$$

é muito semelhante àsquelas obtidas por Castagna et al. (1985) (equação 3.10) e Han ((1986) in (Knackstedt et al., 2005)) (equações 3.12 e 3.13).

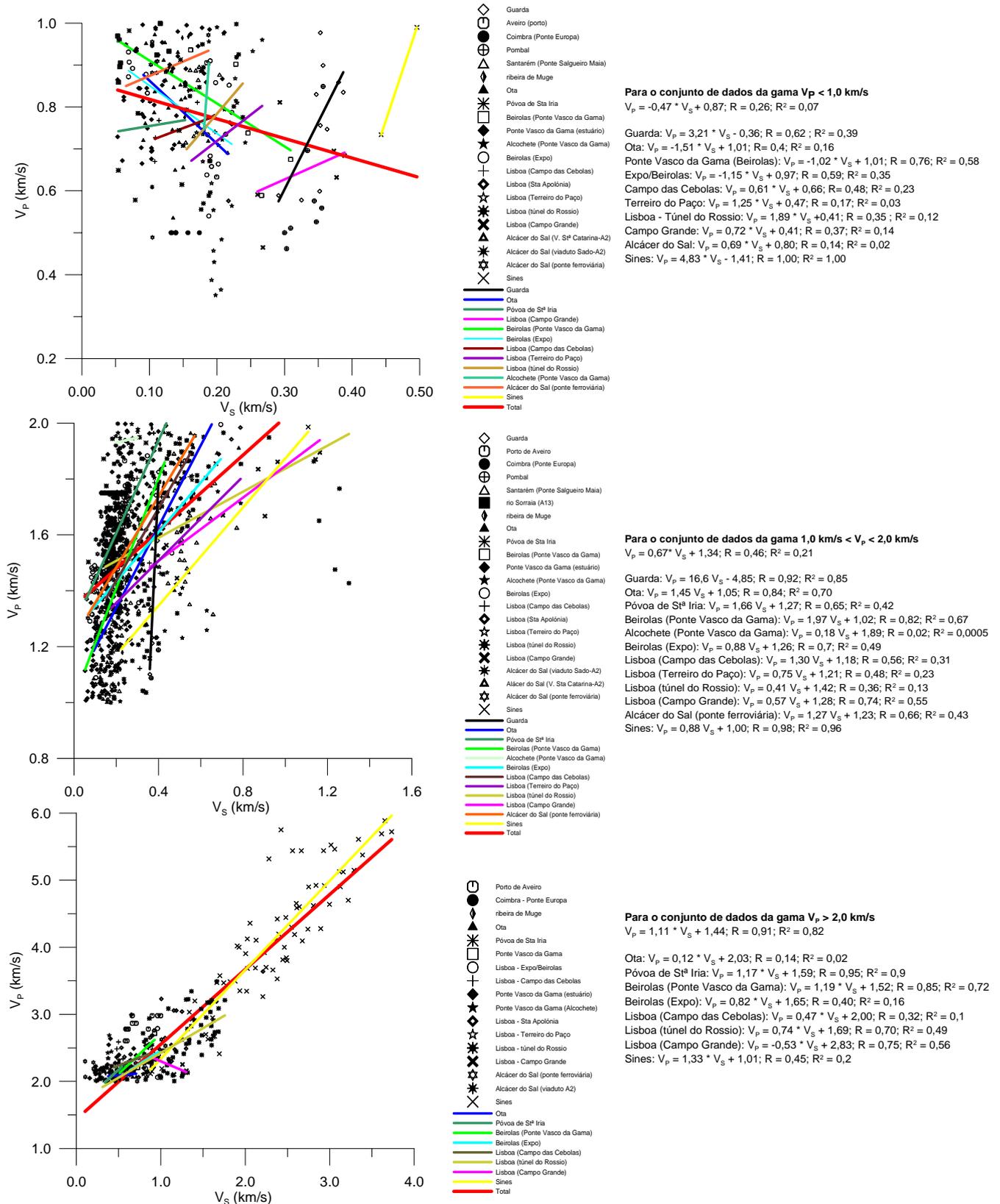


Figura 3.19 - Gráficos  $V_p$ - $V_s$  para o conjunto de dados obtidos pelo LNEC em ensaios sísmicos entre furos (Fialho Rodrigues et al., 1993; Fialho Rodrigues e Mota, 1995a, b; Oliveira et al., 1995; Fialho Rodrigues e Mota, 1997b, a, 1998a, c, b; Fialho Rodrigues et al., 1998; Fialho Rodrigues e Mota, 1999; Mota, 1999; Mota e Fialho Rodrigues, 2000; Mota e Oliveira, 2001; Oliveira, 2001, 2003; Oliveira, , 2006a, b, d).

Tabela 3.3 – Rectas de regressão obtidas para cada gama de valores existente em cada local.

$V_p < 1,0 \text{ km/s}$						
Aveiro (porto)	$V_p = -18,5$	$V_s +4,33$	$R = +1,00$	$R^2 = 1$	$V_s = -0,054 V_p + 0,23$	
Guarda	$V_p = 3,21$	$V_s -0,36$	$R = +0,62$	$R^2 = 0,39$	$V_s = 0,312 V_p + 0,11$	
Coimbra (Ponte Europa)*	$V_p =$	$V_s$	$R = +0,00$	$R^2 =$	$V_s = V_p$	
Pombal	$V_p = 3,38$	$V_s -0,53$	$R = +0,62$	$R^2 = 0,39$	$V_s = 0,296 V_p + 0,16$	
Santarém (Ponte Salgueiro Maia)	$V_p = 2,25$	$V_s +0,45$	$R = +0,46$	$R^2 = 0,21$	$V_s = 0,444 V_p - 0,20$	
Ribeira de Muge	$V_p = -1,02$	$V_s +1,02$	$R = +0,14$	$R^2 = 0,02$	$V_s = -0,980 V_p + 1,00$	
Ota	$V_p = 0,68$	$V_s +0,78$	$R = +0,17$	$R^2 = 0,03$	$V_s = 1,471 V_p - 1,15$	
Ota - CH1	$V_p = 2,09$	$V_s +0,27$	$R = +0,87$	$R^2 = 0,76$	$V_s = 0,478 V_p - 0,13$	
Ota - CH2	$V_p = 118$	$V_s -11,84$	$R = +0,71$	$R^2 = 0,5$	$V_s = 0,008 V_p + 0,10$	
Ota - CH3	$V_p = 10,26$	$V_s -0,21$	$R = +1,00$	$R^2 = 0,996$	$V_s = 0,097 V_p + 0,02$	
Ota - CH4	$V_p = 37,3$	$V_s -4,65$	$R = +1,00$	$R^2 = 1$	$V_s = 0,027 V_p + 0,12$	
Póvoa de Stª Iria	$V_p = 1,17$	$V_s +1,59$	$R = +0,08$	$R^2 = 0,006$	$V_s = 0,855 V_p - 1,36$	
Beirolas (Expo)	$V_p = -1,15$	$V_s +0,97$	$R = +0,59$	$R^2 = 0,35$	$V_s = -0,870 V_p + 0,84$	
Beirolas (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = -1,02$	$V_s +1,01$	$R = +0,76$	$R^2 = 0,58$	$V_s = -0,980 V_p + 0,99$	
Ponte Vasco da Gama (estuário)	$V_p = 0,7$	$V_s +0,78$	$R = +0,28$	$R^2 = 0,08$	$V_s = 1,429 V_p - 1,11$	
Alcochete (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = 22,29$	$V_s -3,29$	$R = +1,00$	$R^2 = 1$	$V_s = 0,045 V_p + 0,15$	
Lisboa (Campo das Cebolas)	$V_p = 0,61$	$V_s +0,66$	$R = +0,48$	$R^2 = 0,23$	$V_s = 1,639 V_p - 1,08$	
Lisboa (Sta Apolónia)	$V_p = 33,61$	$V_s -6,67$	$R = +0,79$	$R^2 = 0,63$	$V_s = 0,030 V_p + 0,20$	
Lisboa (Terreiro do Paço)	$V_p = 1,25$	$V_s +0,47$	$R = +0,17$	$R^2 = 0,03$	$V_s = 0,800 V_p - 0,38$	
Lisboa (túnel do Rossio)	$V_p = 1,89$	$V_s +0,41$	$R = +0,35$	$R^2 = 0,12$	$V_s = 0,529 V_p - 0,22$	
Lisboa (Campo Grande)	$V_p = 0,72$	$V_s +0,41$	$R = +0,37$	$R^2 = 0,14$	$V_s = 1,389 V_p - 0,57$	
Alcácer do Sal (Viad. Santa Catarina - A2)	$V_p = 0,61$	$V_s +0,69$	$R = +0,05$	$R^2 = 0,003$	$V_s = 1,639 V_p - 1,13$	
Alcácer do Sal (Viad. Sado - A2)	$V_p = 0,48$	$V_s +0,69$	$R = +0,14$	$R^2 = 0,02$	$V_s = 2,083 V_p - 1,44$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária)	$V_p = 0,69$	$V_s +0,80$	$R = +0,14$	$R^2 = 0,02$	$V_s = 1,449 V_p - 1,16$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária - CH 22)	$V_p = 39,5$	$V_s -3,15$	$R = +0,90$	$R^2 = 0,806$	$V_s = 0,025 V_p + 0,08$	
Sines	$V_p = 4,83$	$V_s -1,41$	$R = +1,00$	$R^2 = 1$	$V_s = 0,207 V_p + 0,29$	
Total	$V_p = -0,47$	$V_s +0,87$	$R = +0,26$	$R^2 = 0,07$	$V_s = -2,128 V_p + 1,85$	

$1,0 \text{ km/s} < V_p < 2,0 \text{ km/s}$						
Aveiro (porto)	$V_p = 1,07$	$V_s +1,39$	$R = +0,53$	$R^2 = 0,28$	$V_s = 0,935 V_p - 1,30$	
Guarda	$V_p = 16,6$	$V_s -4,85$	$R = +0,92$	$R^2 = 0,85$	$V_s = 0,060 V_p + 0,29$	
Coimbra (Ponte Europa)*	$V_p =$	$V_s$	$R = +0,00$	$R^2 =$	$V_s = V_p$	
Pombal	$V_p = 2,94$	$V_s +0,01$	$R = +1,00$	$R^2 = 1$	$V_s = 0,340 V_p - 0,00$	
Santarém (Ponte Salgueiro Maia)	$V_p = 0,64$	$V_s +1,22$	$R = +0,61$	$R^2 = 0,37$	$V_s = 1,563 V_p - 1,91$	
Ribeira de Muge	$V_p = 1,78$	$V_s +1,12$	$R = +0,68$	$R^2 = 0,46$	$V_s = 0,562 V_p - 0,63$	
rio Sorraia	$V_p = 1,76$	$V_s +1,24$	$R = +0,28$	$R^2 = 0,08$	$V_s = 0,568 V_p - 0,70$	
Ota	$V_p = 1,45$	$V_s +1,05$	$R = +0,84$	$R^2 = 0,7$	$V_s = 0,690 V_p - 0,72$	
Ota - CH1	$V_p = 5,5$	$V_s -0,16$	$R = +0,99$	$R^2 = 0,98$	$V_s = 0,182 V_p + 0,03$	
Ota - CH2	$V_p = 1,701$	$V_s +1,07$	$R = +0,93$	$R^2 = 0,86$	$V_s = 0,588 V_p - 0,63$	
Ota - CH3	$V_p = 0,93$	$V_s +1,10$	$R = +0,87$	$R^2 = 0,75$	$V_s = 1,075 V_p - 1,18$	
Ota - CH4	$V_p = 1,57$	$V_s +1,00$	$R = +0,91$	$R^2 = 0,83$	$V_s = 0,637 V_p - 0,64$	
Póvoa de Stª Iria	$V_p = 1,66$	$V_s +1,27$	$R = +0,65$	$R^2 = 0,42$	$V_s = 0,602 V_p - 0,77$	
Beirolas (Expo)	$V_p = 0,88$	$V_s +1,26$	$R = +0,70$	$R^2 = 0,49$	$V_s = 1,136 V_p - 1,43$	
Beirolas (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = 1,97$	$V_s +1,02$	$R = +0,82$	$R^2 = 0,67$	$V_s = 0,508 V_p - 0,52$	
Ponte Vasco da Gama (estuário)	$V_p = 1,84$	$V_s +1,08$	$R = +0,65$	$R^2 = 0,42$	$V_s = 0,543 V_p - 0,59$	
Alcochete (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = 0,18$	$V_s +1,89$	$R = +0,17$	$R^2 = 0,03$	$V_s = 5,556 V_p - 10,50$	
Lisboa (Campo das Cebolas)	$V_p = 1,3$	$V_s +1,18$	$R = +0,56$	$R^2 = 0,31$	$V_s = 0,769 V_p - 0,91$	
Lisboa (Sta Apolónia)	$V_p = 0,9$	$V_s +1,27$	$R = +0,84$	$R^2 = 0,7$	$V_s = 1,111 V_p - 1,41$	
Lisboa (Terreiro do Paço)	$V_p = 0,75$	$V_s +1,21$	$R = +0,48$	$R^2 = 0,23$	$V_s = 1,333 V_p - 1,61$	
Lisboa (túnel do Rossio)	$V_p = 0,41$	$V_s +1,42$	$R = +0,36$	$R^2 = 0,13$	$V_s = 2,439 V_p - 3,46$	
Lisboa (Campo Grande)	$V_p = 0,57$	$V_s +1,28$	$R = +0,74$	$R^2 = 0,55$	$V_s = 1,754 V_p - 2,25$	
Alcácer do Sal (Viad. Santa Catarina - A2)	$V_p = 3,3$	$V_s +0,76$	$R = +0,82$	$R^2 = 0,68$	$V_s = 0,303 V_p - 0,23$	
Alcácer do Sal (Viad. Sado - A2)	$V_p = 1,92$	$V_s +1,23$	$R = +0,51$	$R^2 = 0,26$	$V_s = 0,521 V_p - 0,64$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária)	$V_p = 1,27$	$V_s +1,23$	$R = +0,66$	$R^2 = 0,43$	$V_s = 0,787 V_p - 0,97$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária - CH 22)	$V_p = 29,23$	$V_s -1,73$	$R = +0,21$	$R^2 = 0,044$	$V_s = 0,034 V_p + 0,06$	
Sines	$V_p = 0,88$	$V_s +1,00$	$R = +0,98$	$R^2 = 0,96$	$V_s = 1,136 V_p - 1,14$	
Total	$V_p = 0,67$	$V_s +1,34$	$R = +0,46$	$R^2 = 0,21$	$V_s = 1,493 V_p - 2,00$	

$V_p > 2,0 \text{ km/s}$						
Aveiro (porto)	$V_p = 1,01$	$V_s +1,89$	$R = +0,57$	$R^2 = 0,33$	$V_s = 0,990 V_p - 1,87$	
Coimbra (Ponte Europa)*	$V_p =$	$V_s$	$R = +0,00$	$R^2 =$	$V_s = V_p$	
Ribeira de Muge	$V_p = -0,58$	$V_s +2,35$	$R = +0,48$	$R^2 = 0,23$	$V_s = -1,724 V_p + 4,05$	
Ota	$V_p = 0,45$	$V_s +1,82$	$R = +0,70$	$R^2 = 0,49$	$V_s = 2,222 V_p - 4,04$	
Ota - CH4	$V_p = 0,407$	$V_s +1,83$	$R = +0,82$	$R^2 = 0,68$	$V_s = 2,457 V_p - 4,50$	
Póvoa de Stª Iria	$V_p = 1,17$	$V_s +1,59$	$R = +0,95$	$R^2 = 0,9$	$V_s = 0,855 V_p - 1,36$	
Beirolas (Expo)	$V_p = 0,82$	$V_s +1,65$	$R = +0,40$	$R^2 = 0,16$	$V_s = 1,220 V_p - 2,01$	
Beirolas (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = 1,19$	$V_s +1,52$	$R = +0,85$	$R^2 = 0,72$	$V_s = 0,840 V_p - 1,28$	
Ponte Vasco da Gama (estuário)	$V_p = 1,02$	$V_s +1,82$	$R = +0,57$	$R^2 = 0,32$	$V_s = 0,980 V_p - 1,78$	
Alcochete (Ponte Vasco da Gama)	$V_p = 1,19$	$V_s +1,82$	$R = +0,42$	$R^2 = 0,18$	$V_s = 0,840 V_p - 1,53$	
Lisboa (Campo das Cebolas)	$V_p = 0,47$	$V_s +2,00$	$R = +0,32$	$R^2 = 0,1$	$V_s = 2,128 V_p - 4,26$	
Lisboa (Sta Apolónia)	$V_p = 0,96$	$V_s +1,62$	$R = +0,86$	$R^2 = 0,74$	$V_s = 1,042 V_p - 1,69$	
Lisboa (Terreiro do Paço)	$V_p = 0,35$	$V_s +2,03$	$R = +0,50$	$R^2 = 0,25$	$V_s = 2,857 V_p - 5,80$	
Lisboa (túnel do Rossio)	$V_p = 0,74$	$V_s +1,69$	$R = +0,70$	$R^2 = 0,49$	$V_s = 1,351 V_p - 2,28$	
Lisboa (Campo Grande)	$V_p = -0,53$	$V_s +2,83$	$R = +0,75$	$R^2 = 0,56$	$V_s = -1,887 V_p + 5,34$	
Alcácer do Sal (Viad. Sado - A2)	$V_p = 0,11$	$V_s +2,12$	$R = +0,26$	$R^2 = 0,07$	$V_s = 9,091 V_p - 19,27$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária)	$V_p = 0,45$	$V_s +2,06$	$R = +0,62$	$R^2 = 0,39$	$V_s = 2,222 V_p - 4,58$	
Alcácer do Sal (ponte ferroviária - CH 22)	$V_p = -0,859$	$V_s +3,46$	$R =$	$R^2 = 0,000$	$V_s = -1,164 V_p + 4,03$	
Sines	$V_p = 1,33$	$V_s +1,01$	$R = +0,45$	$R^2 = 0,2$	$V_s = 0,752 V_p - 0,76$	
Total	$V_p = 1,11$	$V_s +1,44$	$R = +0,91$	$R^2 = 0,82$	$V_s = 0,901 V_p - 1,30$	

\*  $V_p$  foi estimado a partir de tomografia sísmica

## 3.7 O programa Poisson2D

Na sequência dos elementos apresentados nas secções anteriores, propõe-se o desenvolvimento de uma metodologia para a obtenção de secções bidimensionais (2D) do coeficiente de Poisson, (equação 3.7), a partir da aplicação de relações entre  $V_P$  e  $V_S$ , do tipo  $V_P = mV_S + b$ , a uma secção 2D de  $V_P$ . Esta última será obtida com recurso ao programa Rayfract.

As relações entre  $V_P$  e  $V_S$  podem resultar de ensaios sísmicos entre furos, tal como foram apresentadas no parágrafo anterior, em que se apresentaram relações para três gamas de velocidade da onda P, ou a partir de relações existentes na literatura, como aquelas apresentadas por Castagna et al. (1985) (equação 3.10), Han et. al (1986) (equação 3.11) e Han ((1986) in Knacksdtedt et al., 2005)) (equações 3.12 e 3.13).

### 3.7.1 Aplicação do programa Poisson2D a locais de estudo

De entre os diversos locais onde foram realizados ensaios entre furos, apresentados no § 3.6.3, apenas na Ota (local prospectado para o novo aeroporto de Lisboa) e em Alcácer do Sal (local da futura ponte ferroviária) é que existem igualmente perfis de refração da onda P. Assim, apenas nestes locais é possível confrontar os valores de  $V_S$  medidos *in situ* e os de - calculados com base nos valores medidos -, com aqueles determinados com a metodologia proposta para obtenção de secções de  $V_S$  e , a partir da aplicação de relações  $V_P$ - $V_S$  a perfis de refração sísmica.

Para aplicação do método em locais não aluvionares; foram seleccionados os perfis de refração sísmica executados nas Margens Esquerdas dos rios Sabor e Guadiana (Pedrógão). Uma vez que nestes locais não existem dados de ensaios sísmicos entre furos, aplicaram-se as relações  $V_P$ - $V_S$  obtidas em Sines, devido ao facto de o ambiente geológico ser idêntico nestes três locais; e aquelas desenvolvidas por Castagna et. al (1985) (equação 3.10), Han et. al (1986) (equação 3.11) e Han (1986) (equações 3.12 e 3.13).

Todos os modelos de refração sísmica da onda P foram obtidos ao fim de 10 iterações.

#### 3.7.1.1 Pedrógão

O perfil de refração sísmica seleccionado para este local faz parte de um conjunto de 6 perfis realizados para a EDIA em Abril de 2001, no âmbito do estudo de uma localização alternativa para a Barragem de Pedrógão (Mota, 2001).

Os elementos sobre o enquadramento geológico deste local, que a seguir se apresentam, constituem um resumo da Nota de Enquadramento Geral e do Relatório do Reconhecimento Geológico e Geotécnico da Barragem de Pedrógão, ambos elaborados pela Hidrorumo, e são parte dos elementos constantes em (Mota, 2001).

3.7.1.1.1 Enquadramento geológico

A rocha aflorante é um granito de grão médio, que contacta no local onde foi realizado o perfil de refração sísmica com rochas identificadas como corneanas<sup>1</sup>, encontrando-se ambas as unidades recobertas por solos residuais. À cota do leito menor do rio, principalmente mais para jusante (SW) deste local, podem observar-se aluviões recentes com granulometria extensa, constituídos por areias, cascalhos, siltes e argilas em proporções muito variáveis. A cotas mais elevadas foram observados dois níveis de terraços fluviais, com constituição idêntica à dos aluviões recentes.

Apresenta-se na Figura 3.20 um extracto da Carta Geológica de Portugal com a localização do perfil utilizado neste Capítulo, assim como o local da Margem Direita do rio Guadiana onde foram realizados os trabalhos apresentados no Capítulo 5, e que é o local onde acabou por ser construída recentemente a barragem de Pedrogão.

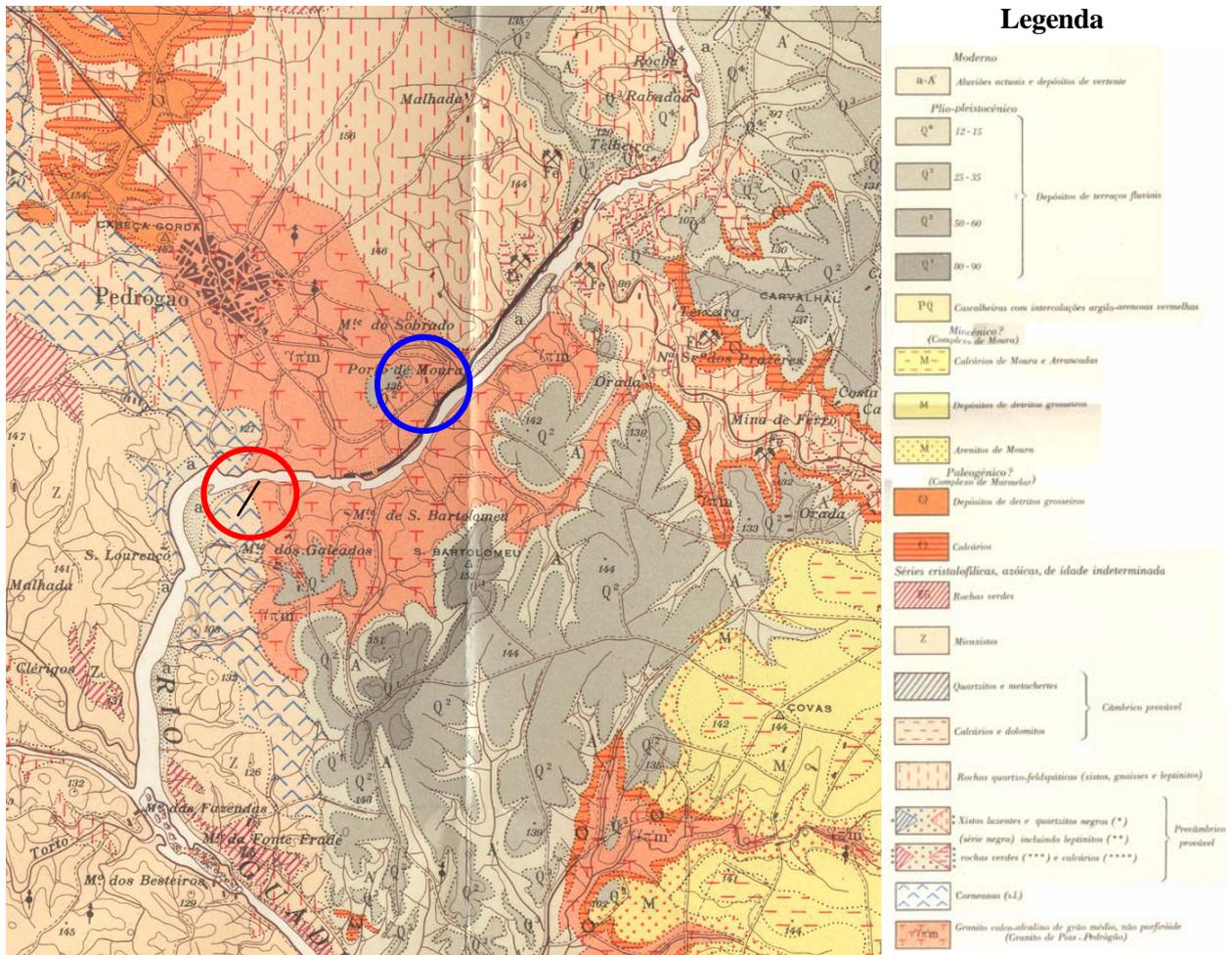


Figura 3.20 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 43B - Moura). O perfil utilizado neste capítulo encontra-se marcado a preto no centro do círculo encarnado. Com o círculo azul assinala-se o local onde decorreram os trabalhos descritos no Capítulo 5.

<sup>1</sup> Rocha metamórfica – rocha que resultou de uma transformação física e química sofrida por outras rochas.

Os dois terraços fluviais, pertencentes ao Plio-Plistocénico, apresentam-se parcialmente erodidos, e situam-se aproximadamente à cota 130 e entre as cotas 85 e 95. Este último, encontra-se imediatamente acima dos depósitos aluvionares do leito de cheia, presentes entre as cotas 65 e 80, e é essencialmente constituído por sedimentos finos pouco consolidados, designadamente, areias de grão fino a muito fino, siltes e argilas, com poucos calhaus rolados e raros fragmentos de granito. A extremidade NE do perfil seleccionado (aproximadamente os primeiros 60 m) situa-se neste terraço.

#### 3.7.1.1.2 Trabalhos realizados e resultados obtidos

O perfil de refacção sísmica executado, resultou da sobreposição de dois perfis de 24 geofones, com um espaçamento de 6 m entre geofones, e em que os 12 primeiros geofones do segundo perfil – perfil realizado na extremidade SE – foram instalados nas mesmas posições que os 12 últimos do primeiro perfil.

O perfil foi executado com 7 posições de tiro – 4 no perfil NE e 3 no perfil SW, sendo a fonte sísmica o explosivo gelamonite, detonado por uma carga eléctrica instantânea.

Não tendo sido executados ensaios sísmicos entre furos neste local, optou-se por considerar os resultados obtidos em ensaios sísmicos entre furos num meio geológico idêntico – Sines. Não só o meio geológico é idêntico – reduzida cobertura de solo sobre substrato rochoso, como também a evolução em profundidade obtida em Sines, é idêntica àquela presente no modelo obtido para o perfil de refacção sísmica realizado neste local. Optou-se ainda por avaliar a possibilidade de aplicação das equações de Castagna et. al (1985), obtidas com rochas argilosas (equação 3.10); de Han et. al (1986), obtidas com arenitos sem argila (equação 3.11) e as equações de Han (1986) obtidas com arenitos com menos de 25 % de argila (equação 3.12) e com mais de 25% de argila (equação 3.13). Tendo em conta a potencial influência que o método de interpolação utilizado pelo programa *Surfer* pode induzir no resultado final, foram utilizados dois métodos para produção das secções finais – *kriging* e vizinhança mais próxima (*nearest neighbor*). Os resultados obtidos são apresentados na Figura 3.21.

Os dois métodos deram resultados semelhantes, principalmente nas secções de  $V_s$ , como se pode comprovar pela análise das secções apresentadas. No que diz respeito às secções de  $V_p$ , verifica-se que existe uma maior percentagem de valores mais elevados naquelas obtidas pelo método de vizinhança mais próxima, do que nas obtidas com recurso ao método de *kriging*, embora este último apresente valores máximos irrealistas ( $> 0,5$ ) e crie muitos “artefactos” - visíveis nas secções D, E e G.

Na falta de elementos que permitam validar as secções obtidas, consideram-se como mais válidas as secções **F**, resultantes da aplicação da equação de Han (1986) correspondente à percentagem de argila inferior a 25 % (equação 3.12). Embora nas restantes secções as variações vertical e lateral de  $V_p$  não difiram muito entre si, verifica-se uma significativa inversão nos valores de  $V_p$  em profundidade, para valores em torno de 0,5, que não são plausíveis num ambiente geológico com velocidades de propagação da onda P superiores a 5 000 m/s.

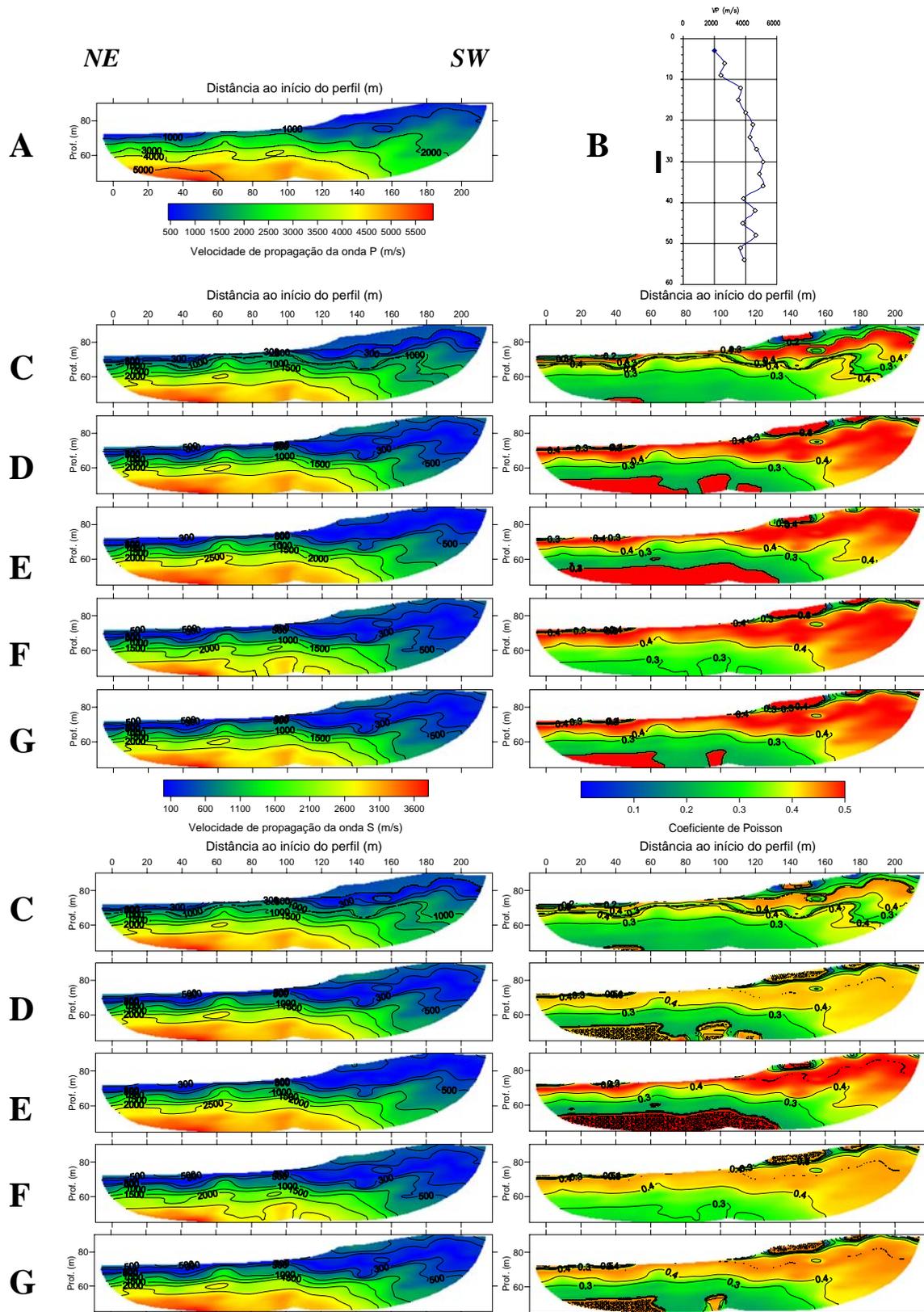


Figura 3.21 – Pedrogão. Resultados obtidos com aplicação de diversas equações  $V_P$ - $V_S$ . **A** - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. **B** – Variação de  $V_P$  com a profundidade, obtida num dos ensaios sísmicos entre furos em Sines. Coluna da esquerda: secções de  $V_S$ , obtidas com o programa Poisson2D. Coluna da direita: secções do coeficiente de Poisson, obtidas com o programa Poisson2D. Conjunto superior – desenhados com utilização do método de vizinhança mais próxima (*nearest neighbor*) do Surfer. Conjunto inferior – desenhados com utilização do método de *kriging* do Surfer. **C** – Aplicação da equação  $V_P$ - $V_S$  de Sines. **D** – Aplicação da equação 3.10 (Castagna et. al (1985)). **E** – Aplicação da equação 3.11 (Han et. al (1986)). **F** – Aplicação da equação 3.12 (Han, 1986) ( $P_{cl} < 25\%$ ). **G** – Aplicação da equação 3.13 (Han, 1986) ( $P_{cl} > 25\%$ ).

### 3.7.1.2 Sabor

Tal como em Pedrógão, também neste local não foram executados ensaios sísmicos entre furos, pelo que, tal como aí, também aqui se utilizou o conjunto de relações  $V_P-V_S$  obtidas em Sines e aquelas apresentadas por Castagna et. al (1985), Han et al. (1986) e Han (1986).

#### 3.7.1.2.1 Breve enquadramento geológico

De acordo com Silva et al. (1989), o rio Sabor encontra-se profundamente encaixado num vale constituído por granitóides e metassedimentos, e o seu percurso final, até confluír no rio Douro, é feito ao longo da falha da Vilariça, tal como pode ser verificado pela observação do extracto da carta apresentado na Figura 3.22.

O local onde foi realizado o perfil - no âmbito dos trabalhos de prospecção associados ao projecto da barragem do Sabor (Mota, 2004) -, é caracterizado por um maciço de natureza granítica, por vezes aflorante, de elevada heterogeneidade, cortado por filões de quartzo, coberto por solo residual. Os trabalhos mais vastos de prospecção geofísica, realizados em 1997 para a então CPPE – Companhia Portuguesa de Produção de Electricidade, S.A. (Fialho Rodrigues e Mota, 1997c) permitiram identificar que o maciço granítico superficial se encontra alterado e descomprimido, e que o maciço subjacente possui melhor qualidade mecânica.

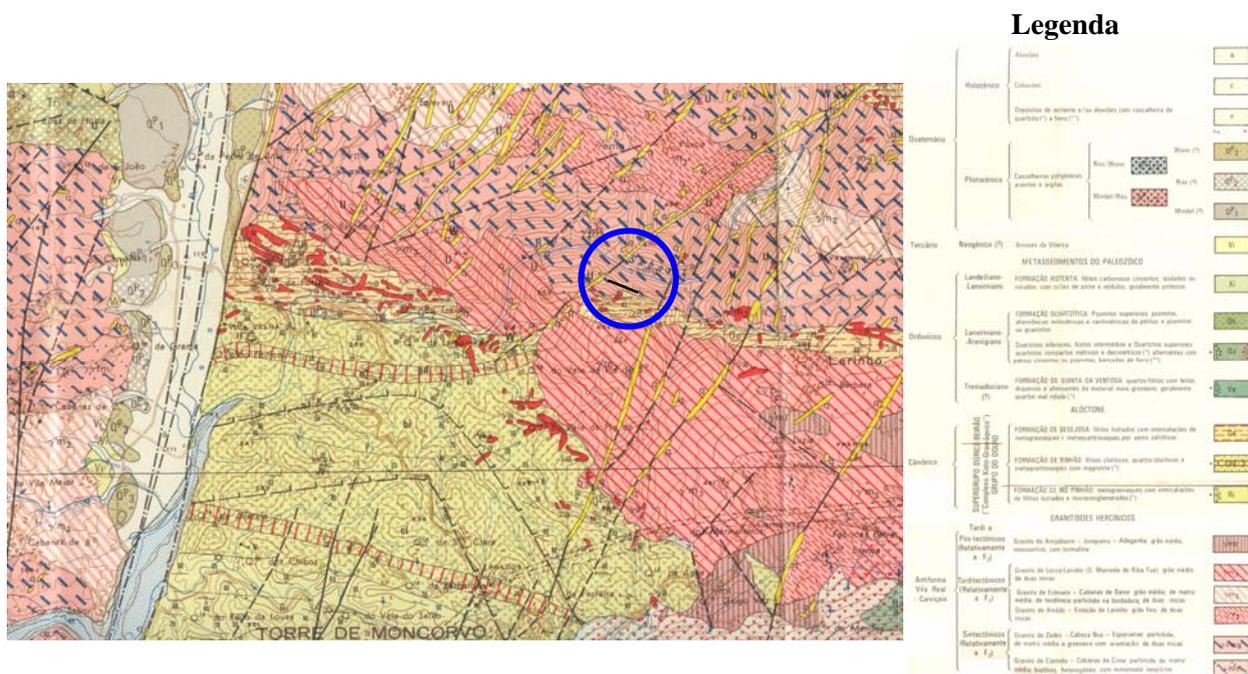


Figura 3.22 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 11C – Torre de Moncorvo). O local onde foi realizado o perfil utilizado neste capítulo e no Capítulo 5 encontra-se assinalado com um círculo azul. O perfil está marcado a preto no interior do círculo.

### 3.7.1.2.2 Trabalhos realizados e resultados obtidos

O perfil de refração sísmica resultou da sobreposição de dois perfis com 24 geofones, perfazendo 41 pontos de leitura, pelo que ocorreu uma sobreposição dos últimos 7 geofones do primeiro perfil (jusante) com os primeiros 7 geofones do segundo perfil (montante) (Figura 3.23).

No perfil de jusante foram utilizadas cinco posições de tiro, enquanto que no segundo apenas foram utilizadas quatro posições de tiro.

O espaçamento entre geofones foi de 4 metros, pelo que o perfil teve uma extensão total de 160 m.

A fonte sísmica utilizada foi uma marreta de 11 kg sobre uma placa metálica.

Tal como nos restantes locais os dados de campo foram processados com o programa Rayfract, com incorporação da topografia.

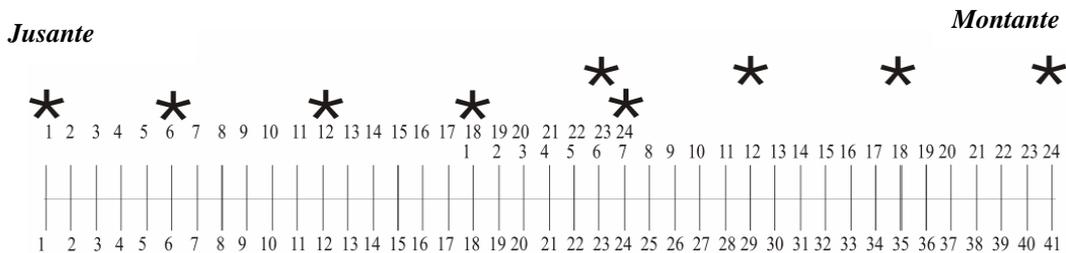


Figura 3.23 - Esquema da disposição dos tiros (\*) e das duas linhas de 24 geofones.

Tal como na aplicação feita aos dados de Pedrógão, também aqui foram utilizados os métodos da vizinhança mais próxima e de *kriging* no programa *Surfer* para realizar a interpolação entre os pontos das secções de  $V_S$  e .

Os resultados obtidos são apresentados na Figura 3.24, seguindo a mesma lógica apresentada no caso de Pedrógão. Tal como em Pedrógão, também se verifica neste local que apenas a equação de Han (1986) obtida com arenitos com menos de 25 % de argila (equação 3.12), é que não apresenta inversão dos valores de em profundidade. Também neste local o método de *kriging* produz “artefactos” no desenho das secções. Com este método a interpolação dos dados obtidos leva igualmente à geração de valores para superiores a 0,5. Consideram-se assim como mais válidas as estimativas para  $V_S$  e obtidas com a equação 3.12 (secções E), tal como já havia ocorrido no caso de Pedrógão.

Face aos resultados obtidos em Pedrógão, onde os terrenos de cobertura, constituídos por areias e siltes, apresentam alguma espessura, aqui a espessura da camada superficial de terreno com valores de superiores a 0,4, apresenta muito menor espessura, correspondendo ao solo residual e ao granito mais alterado e/ou descomprimido pela abertura de trincheiras a explosivo, para a primeira fase dos trabalhos de prospecção (Fialho Rodrigues e Mota, 1997c).

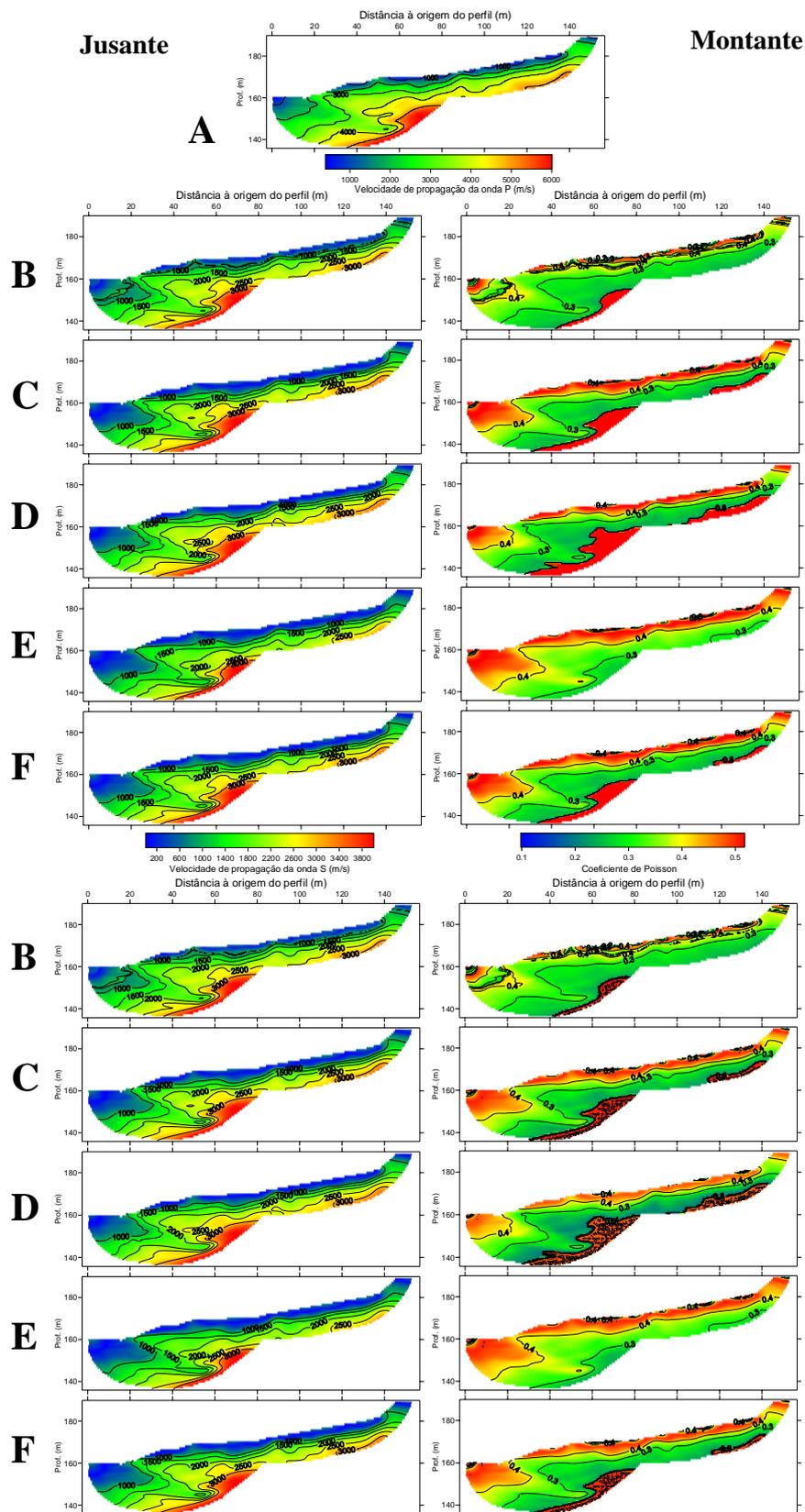


Figura 3.24 – Sabor. Resultados obtidos com aplicação de diversas equações  $V_P$ - $V_S$ . **A** - Modelo de  $V_P$  (Rayfract). *Coluna da esquerda*: secções de  $V_S$ , obtidas com o programa Poisson2D. *Coluna da direita*: secções do coeficiente de Poisson, obtidas com o programa Poisson2D. *Conjunto superior* – desenhados com utilização do método de vizinhança mais próxima (*nearest neighbor*) do *Surfer*. *Conjunto inferior* – desenhados com utilização do método de *kriging* do *Surfer*. **B** – Aplicação da equação  $V_P$ - $V_S$  de Sines. **C** – Aplicação da equação 3.10 (Castagna et. al, 1985).

**D** – Aplicação da equação 3.11 (Han et. al, 1986). **E** – Aplicação da equação 3.12 (Han, 1986) ( $P_{c1} < 25\%$ ). **F** – Aplicação da equação 3.13 (Han, 1986) ( $P_{c1} > 25\%$ ).

### 3.7.1.3 Ota

Neste local utilizaram-se dois dos quatro perfis de refração sísmica realizados no âmbito dos estudos para o novo aeroporto de Lisboa na Ota (Mota e Oliveira, 2001), envolvendo as baixas aluvionares das ribeiras de Alenquer, Ota e Alvarinho. Foram seleccionados os dois perfis e os quatro ensaios entre furos executados na baixa aluvionar da ribeira da Ota, por ser aquela que possui maior extensão e, também, maior espessura de terreno aluvionar.

Apresenta-se na Figura 3.25 um extracto da Carta Geológica de Portugal com a localização dos perfis utilizados, assim como dos pares de furos.

Os elementos sobre a geologia do local constantes na secção seguinte, foram retirados do Relatório de Síntese do estudo geológico e geotécnico (Jeremias et al., 2002).

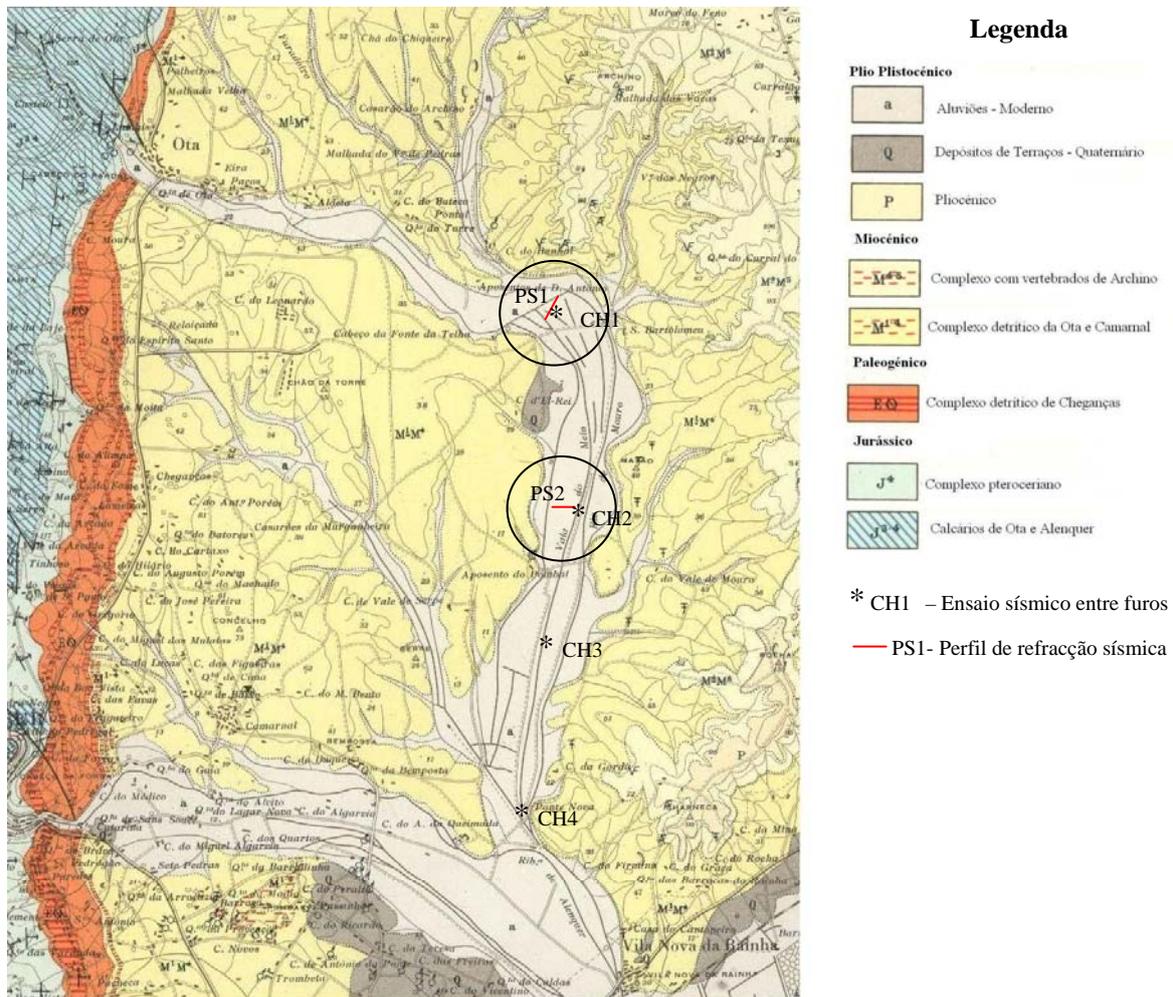


Figura 3.25 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 30D – Alenquer). Os perfis utilizados neste local encontram-se marcados a encarnado no centro dos círculos.

### 3.7.1.3.1 Enquadramento geológico

Em complemento dos elementos já indicados no § 3.6.3.1 refere-se que os solos argilosos orgânicos, classificados como muito moles a moles, não foram identificados na sondagem mecânica executada na coordenada 180 do perfil PS1 e coincidente com o ensaio entre furos CH1. No local do perfil PS2 e ensaio sísmico CH2, estes solos apresentaram uma espessura que varia entre 5,0 e 9,2 m. Foi esta diferença no material superficial entre os dois locais, que levou a que se optasse por utilizar ambos os perfis para a aplicação da metodologia proposta neste ambiente geológico.

### 3.7.1.3.2 Trabalhos realizados e resultados obtidos

Ambos os perfis foram executados com 24 geofones e três posições de tiro, tendo-se utilizado como fonte sísmica gelamonite, detonado por uma carga eléctrica instantânea. Os tiros dos extremos foram executados a 10 m de cada topo do perfil, e o terceiro foi dado no centro. No entanto, devido às condicionantes do programa Rayfract, de apenas permitir um número máximo de 6 geofones entre tiros, e dado que apenas foram executados três tiros, apenas puderam ser considerados 12 geofones em cada perfil.

Os resultados dos ensaios sísmicos entre furos, respeitantes aos ensaios designados por CH1 e CH2, são apresentados juntamente com as secções resultantes da aplicação do programa Poisson2D às respectivas secções de refração sísmica PS1 e PS2.

Neste local a interpolação no programa *Surfer*, pelos métodos de vizinhança mais próxima e de *kriging* entre os pontos das secções de  $V_S$  e  $V_P$  originava demasiados artefactos, pelo que, após diversos testes com os vários métodos de interpolação disponíveis, optou-se por utilizar o método de “Polinómio Local” com potência 2 e um polinómio de primeira ordem ( $F(X,Y)=a+bX+cY$ , onde  $(X,Y)$  são as coordenadas do ponto em torno do qual se procede à análise por mínimos quadrados de todos os pontos existentes dentro de uma elipse).

Para avaliar a aplicabilidade da utilização de equações  $V_P$ - $V_S$  obtidas no mesmo local, mas não coincidentes com o perfil de refração sísmica, foram testadas em ambos os perfis as equações obtidas em cada um dos quatro ensaios entre furos e no conjunto destes quatro ensaios. Os resultados assim obtidos permitem verificar que em terrenos pouco consolidados, a utilização de equações deduzidas a partir de ensaios entre furos não coincidentes com o perfil, permite dar em alguns casos uma estimativa da evolução lateral e em profundidade dos parâmetros em apreciação ( $V_S$  e  $V_P$  - comparem-se as secções **C** e **F** com as **D** nos resultados respeitantes ao perfil PS2 (Figura 3.27).

Ao lado das secções **C**, no caso da aplicação do perfil PS1 e **D**, para o perfil PS2, apresentam-se os gráficos com a variação em profundidade de  $V_S$  e  $V_P$ , obtidos a partir do ensaio sísmico entre furos, cuja comparação permite concluir sobre a boa concordância dos dois métodos, apesar de os ensaios entre furos terem atingido uma profundidade relativamente pequena face àquela atingida pelo perfil de refração sísmica.

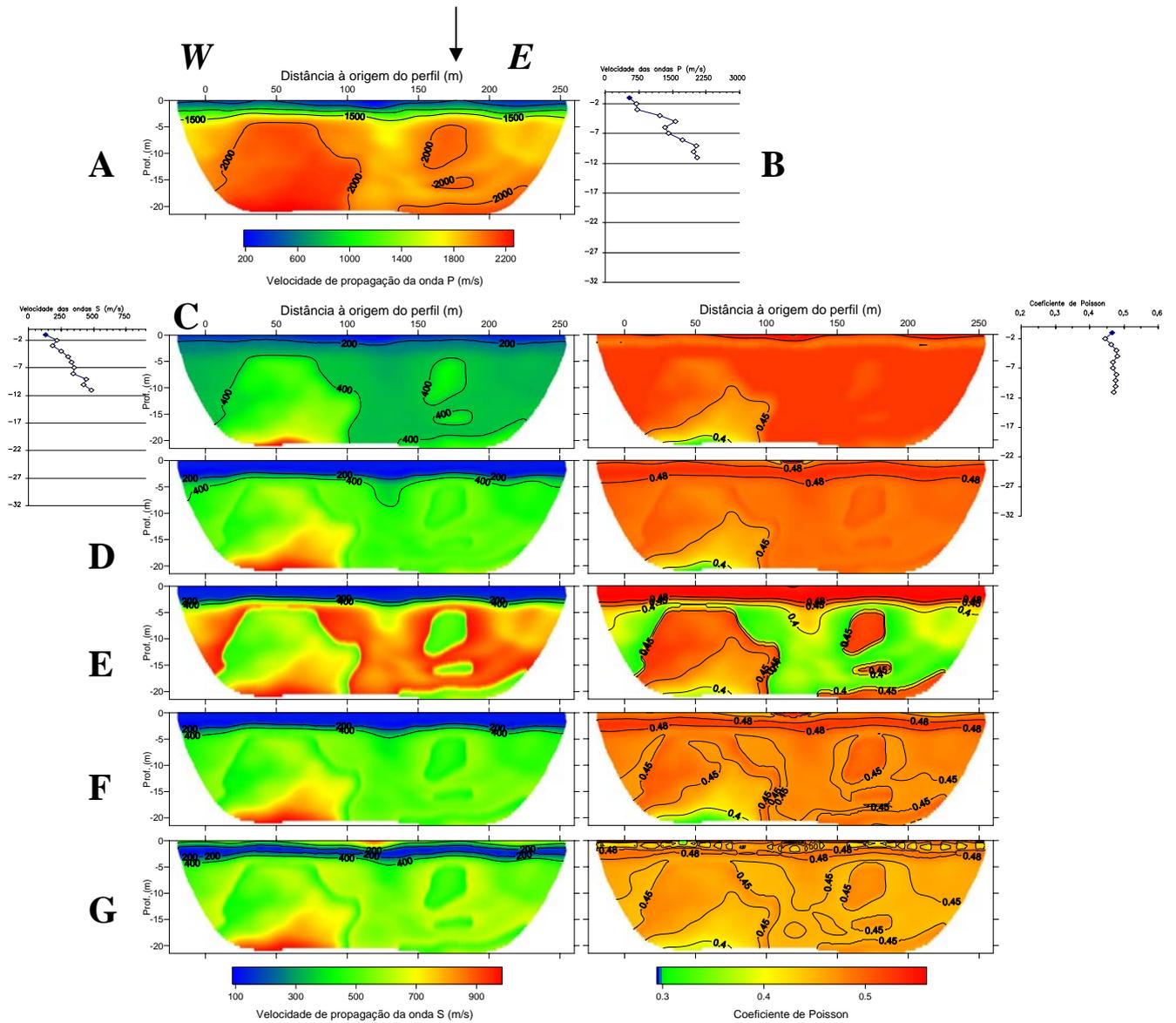


Figura 3.26 - Ota. Resultados obtidos com aplicação ao perfil de refração sísmica **PS1**, das equações  $V_P$ - $V_S$  respeitantes a cada um dos quatro ensaios entre furos, e ao conjunto dos quatro ensaios. A seta assinala a localização do ensaio **CH1**. **A** - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. **B** - Evolução de  $V_P$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos **CH1**. **C** - Perfis de  $V_S$  (*esquerda*) e coeficiente de Poisson (*direita*) obtidos com o programa Poisson2D, com a aplicação das equações  $V_P$ - $V_S$  obtidas com **CH1** – as curvas apresentadas lateralmente a estas secções, correspondem à evolução de  $V_S$  (*esquerda*) e (*direita*) com a profundidade, obtidas a partir do ensaio sísmico entre furos **CH1**. **D** – Idem com **CH2**. **E** – Idem com **CH3**. **F** – Idem com **CH4**. **G** – Idem com o conjunto dos quatro ensaios entre furos (**CH1** a **CH2**).

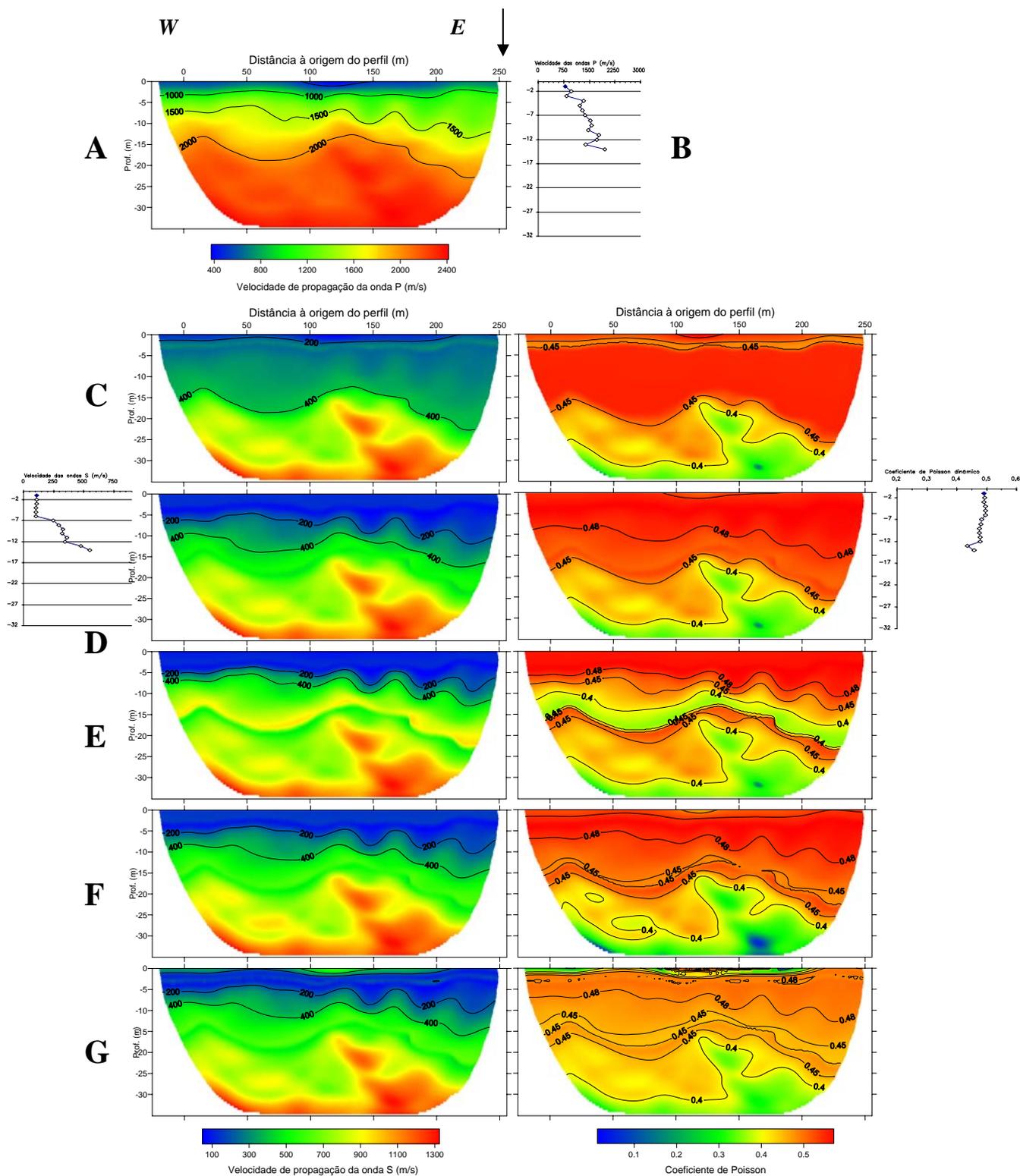


Figura 3.27 - Ota. Resultados obtidos com aplicação ao perfil de refração sísmica **PS2**, das equações  $V_P$ - $V_S$  respeitantes a cada um dos quatro ensaios entre furos, e ao conjunto dos quatro ensaios A seta assinala a localização do ensaio **CH2**. **A** - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. **B** - Evolução de  $V_P$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos **CH2**. **C** - Perfis de  $V_S$  (*esquerda*) e coeficiente de Poisson (*direita*) obtidos com o programa Poisson2D, com a aplicação das equações  $V_P$ - $V_S$  obtidas com CH1. **D** - Idem com CH2 – as curvas apresentadas lateralmente a estas secções, correspondem à evolução de  $V_S$  (*esquerda*) e (*direita*) com a profundidade, obtidas a partir do ensaio sísmico entre furos **CH2**. **E** - Idem com CH3. **F** - Idem com CH4. **G** - Idem com o conjunto dos quatro ensaios entre furos (CH1 a CH2).

### 3.7.1.4 Alcácer do Sal

Foram realizados diversos trabalhos em vários locais junto a Alcácer do Sal (Fialho Rodrigues e Mota, 1997b, a; Oliveira, 2006b). Destes locais seleccionou-se para teste aquele onde será construída a futura ponte ferroviária da Linha Lisboa-Algarve (Oliveira, 2006b). Os ensaios sísmicos entre furos foram executados em 2005 e o perfil de refração sísmica foi realizado em Julho de 2006.

#### 3.7.1.4.1 Enquadramento geológico

Apresenta-se na Figura 3.28 um extracto da Carta Geológica de Portugal (folha 38A) com a localização do perfil. Tal como já foi referido, este local situa-se na baixa aluvionar do rio Sado, a qual encontra-se preenchida por depósitos aluvionares de natureza lodosa, argilosa e arenosa que podem atingir cerca de 30 m de espessura.

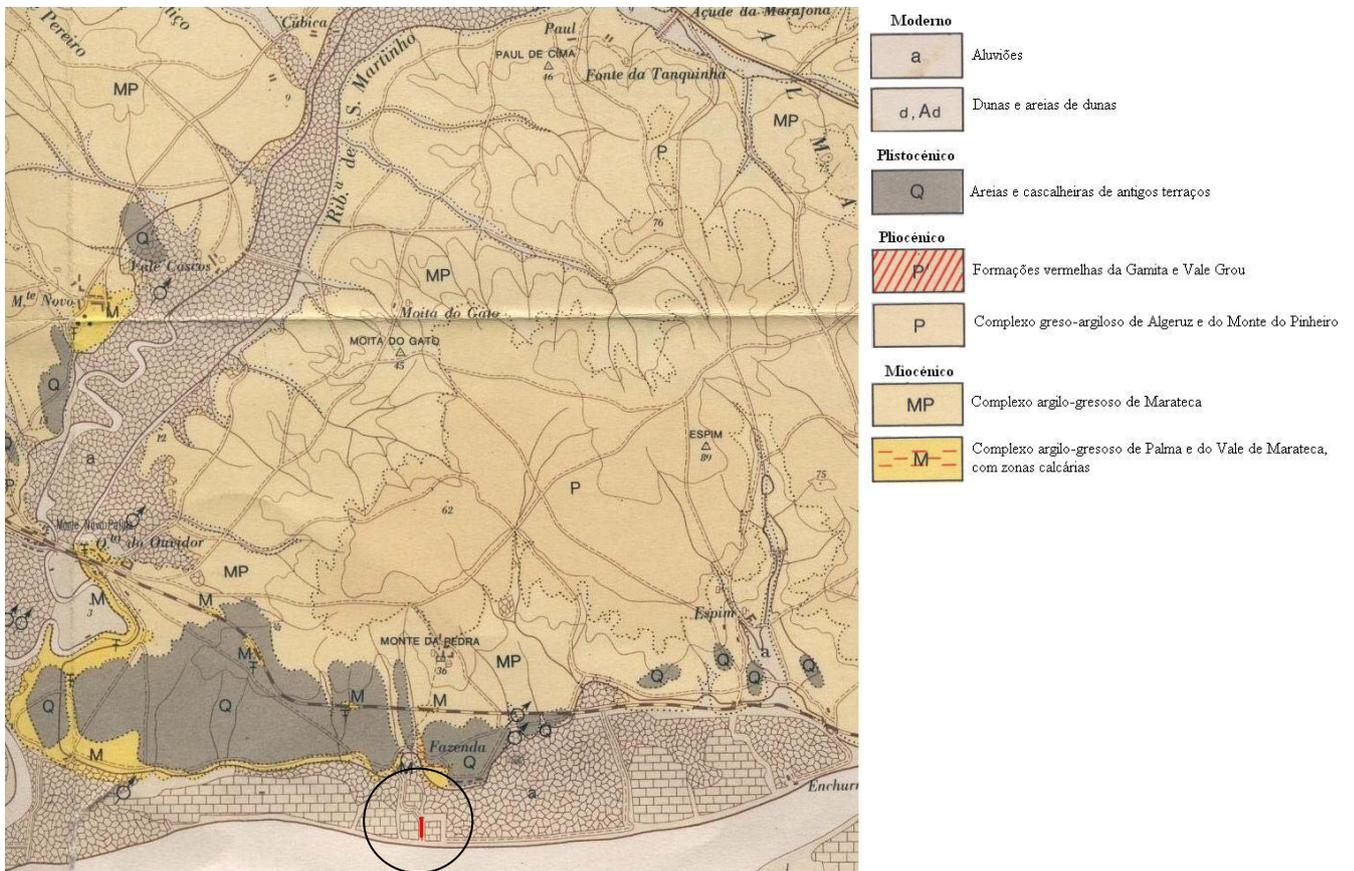


Figura 3.28 - Extracto (fora de escala) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Folha 39A – Águas de Moura). O perfil realizado neste local encontra-se marcado a encarnado no centro do círculo.

#### 3.7.1.4.2 Trabalhos realizados e resultados obtidos

O perfil de refração foi materializado com 24 geofones espaçados de 6 m e 5 tiros, o primeiro dos quais foi dado 6 m antes do primeiro geofone, pelo que a extensão total do perfil foi de 144 m. Devido à extensão do perfil associada à elevada atenuação de energia devida às características do terreno, utilizou-se como fonte sísmica o explosivo gelamonite, detonado por uma carga eléctrica instantânea.

O perfil foi implantado de modo a que o seu centro coincidissem com um dos pares de furos de sondagem utilizados para os ensaios sísmicos entre furos (CH22). Na Figura 3.29 apresentam-se a secção sísmica obtida com o tiro executado junto ao geofone 24 e as dromocrónicas de todo o perfil.

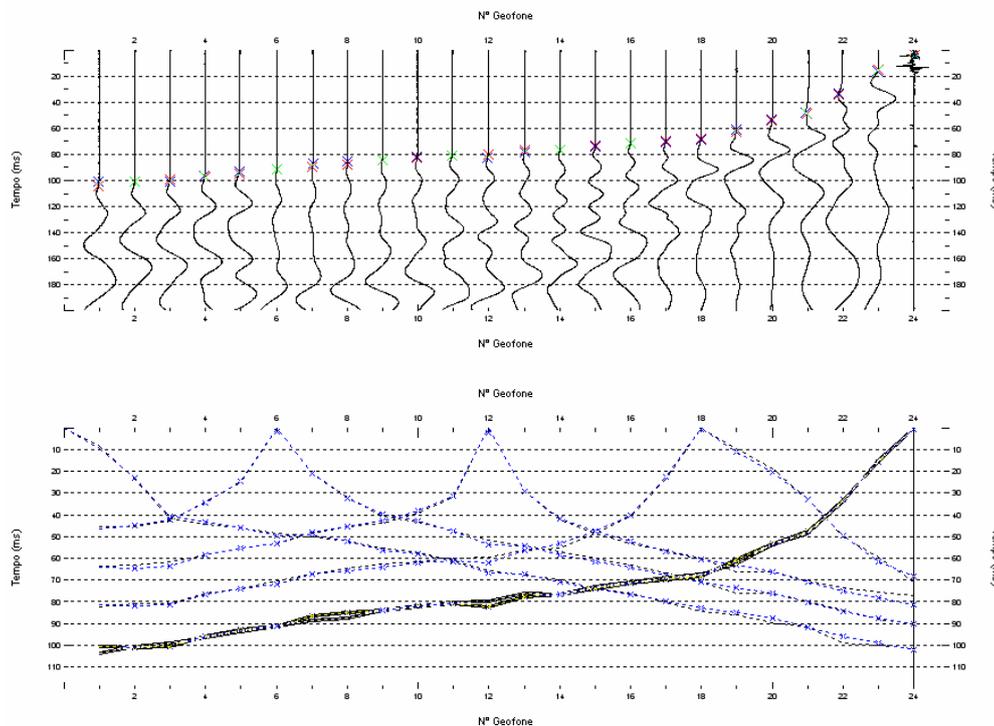


Figura 3.29 - **Topo** – Secção sísmica respeitante ao tiro efectuada junto ao geofone 24. **Baixo** - Curvas tempo-distância (a azul as curvas resultantes da inversão e a preto as de campo – encontra-se em destaque o tiro dado junto ao geofone 24).

No topo da Figura 3.30 apresenta-se o modelo de  $V_p$  para o perfil de refração sísmica executado, em conjunto com o gráfico da evolução em profundidade de  $V_p$ , obtido a partir dos ensaios sísmicos entre furos no centro do perfil (Oliveira, 2006b). A comparação entre o modelo de  $V_p$  e o gráfico permite constatar a boa concordância entre ambos. A aplicação do programa Poisson2D a este modelo, utilizando as relações  $V_p$ - $V_s$  obtidas a partir do ensaio sísmico realizado entre o par de furos CH22 (Tabela 3.3), resultou nas secções de  $V_s$  e apresentadas na mesma figura. Ao lado de cada secção apresenta-se o gráfico com a evolução em profundidade da respectiva propriedade, obtido a partir dos ensaios sísmicos entre furos. A comparação entre os resultados obtidos com o programa Poisson2D e aqueles obtidos com os ensaios sísmicos entre furos, permite evidenciar a identificação da transição entre os terrenos de cobertura, de menor velocidade e os subjacentes. Ao contrário do que os resultados dos ensaios entre furos apresentam, ocorre uma inversão de velocidade da onda S e, conseqüentemente, do coeficiente de Poisson. Tal será devido à inversão da velocidade da onda P identificada com o ensaio entre furos, que não encontra paralelo na velocidade da onda S, medida pelo mesmo método. Foi ainda testada a aplicação das equações obtidas para este local considerando os resultados de todos os pares de furos; contudo, os resultados obtidos (Figura 3.31) apresentam-se extremamente díspares daqueles obtidos com o método sísmico entre furos e com um comportamento deveras anómalo.

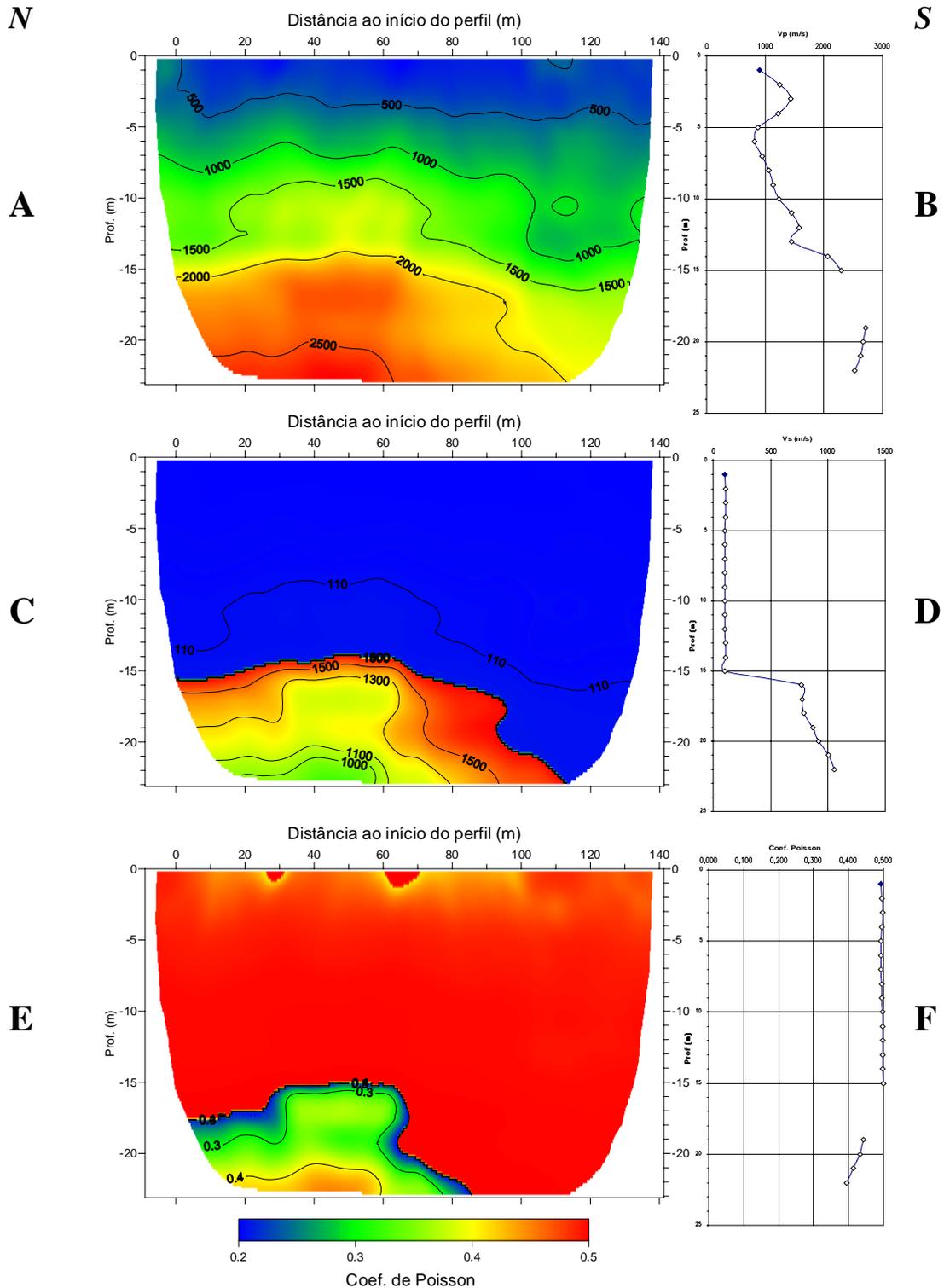


Figura 3.30 – Alcácer do Sal. Resultados obtidos com a aplicação das equações deduzidas a partir dos ensaios sísmicos entre furos executados no centro do perfil de refração sísmica (CH22). **A** - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. **B** – Evolução de  $V_p$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos. **C** - Perfil de  $V_s$ , obtido com o programa Poisson2D. **D** – Evolução de  $V_s$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos. **E** - Perfil do coeficiente de Poisson, obtido com o programa Poisson2D. **F** – Evolução do coeficiente de Poisson com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos.

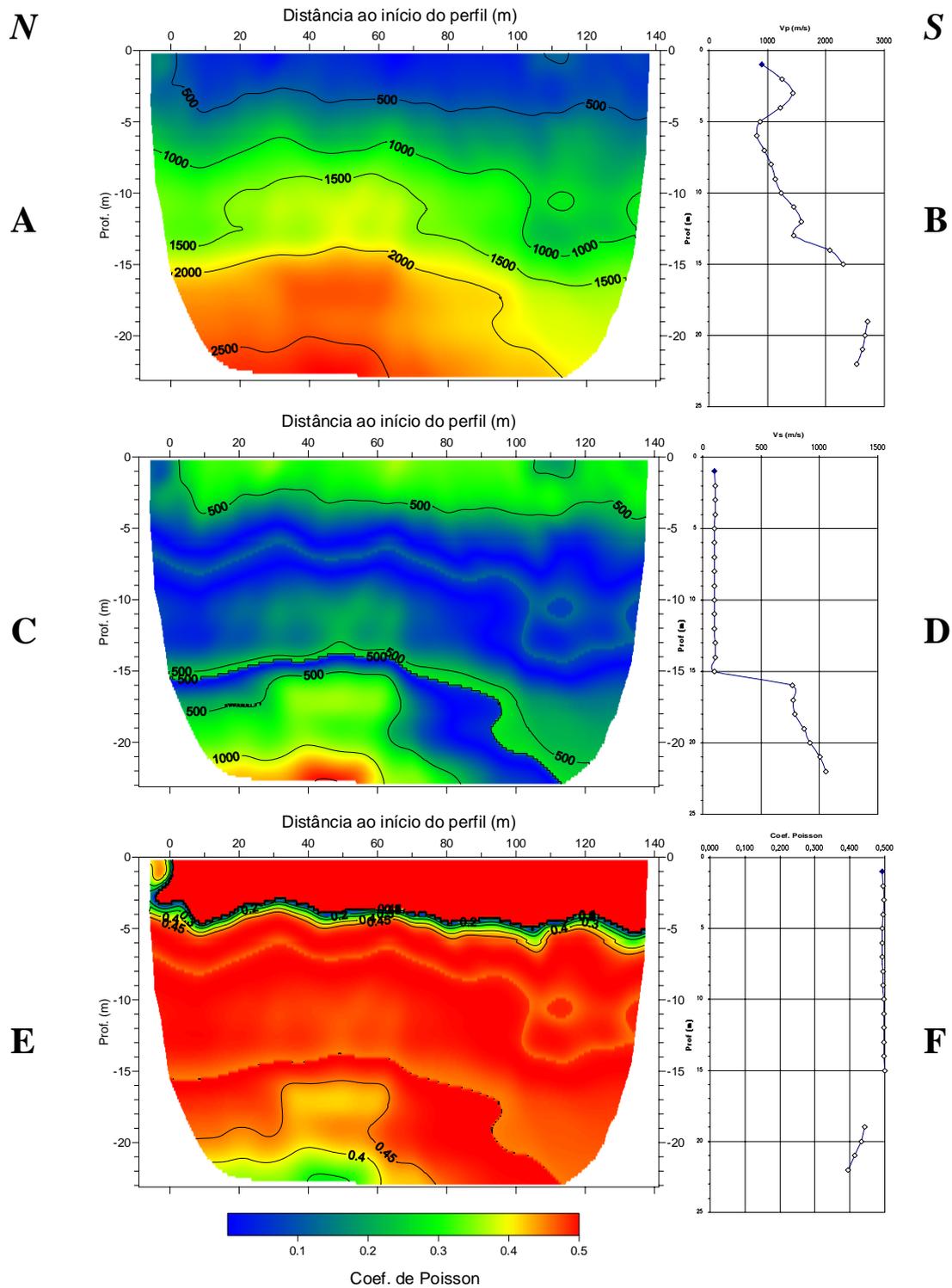


Figura 3.31 – Alcácer do Sal. Resultados obtidos com a aplicação das equações deduzidas a partir da conjugação de todos os ensaios sísmicos entre furos executados neste local. **A** - Perfil de refração sísmica - modelo obtido com o programa Rayfract. **B** – Evolução de  $V_P$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos (CH22). **C** - Perfil de  $V_S$ , obtido com o programa Poisson2D. **D** – Evolução de  $V_S$  com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos (CH22). **E** - Perfil do coeficiente de Poisson, obtido com o programa Poisson2D. **F** – Evolução do coeficiente de Poisson com a profundidade, obtida a partir do ensaio sísmico entre furos (CH22).

### 3.7.2 Conclusões

A produção de secções 2D de  $V_S$  e  $V_P$ , a partir da conjugação entre um perfil de refração sísmica de  $V_P$  e relações  $V_P-V_S$ , apresenta-se viável, tendo em conta os exemplos apresentados.

Deve ter-se em conta que este procedimento não substitui a execução dos ensaios entre furos, sendo sim um seu complemento, e necessitando destes para obtenção das relações  $V_P-V_S$  para o local em análise. É possível, sob algumas reservas, como ficou demonstrado pelos resultados obtidos com os dados da Ota, produzirem-se secções de  $V_S$  e  $V_P$  em locais não coincidentes com ensaios entre furos, obtendo-se assim uma estimativa qualitativa e de algum modo também quantitativa, da variação lateral e vertical destas propriedades, principalmente as zonas/profundidades onde ocorrem os seus maiores gradientes.

Em terrenos não aluvionares, e face aos resultados obtidos com os dados de Pedrógão e Sabor, as relações  $V_P-V_S$  obtidas por Han (1986) poderão ser aplicáveis na ausência de relações obtidas localmente. Para melhor comprovar esta afirmação torna-se necessário proceder a trabalhos complementares em locais com estas características geológicas, nomeadamente a realização conjunta de ensaios sísmicos entre furos e perfis de refração sísmica.

## 3.8 Conclusões

Procurou-se neste capítulo comprovar a sensibilidade do método de refração sísmica à variação de uma das principais propriedades do meio – a porosidade – em terrenos não coesos e avaliar a possibilidade de, a partir de simples perfis de refração sísmica conjugados com equações que relacionem  $V_P$  com  $V_S$ , obter secções bidimensionais de  $V_S$  que, por sua vez, permitem obter um dos parâmetros geotécnicos utilizados em geologia de engenharia – o coeficiente de Poisson.

Dentro das limitações experimentais inerentes ao trabalho com um modelo (aquele realizado no *campus* do LNEC) onde não foi possível controlar todos os parâmetros em jogo, principalmente a nível da homogeneidade granulométrica do material presente, e com dados resultantes da aplicação de técnicas geofísicas, a locais de estudo para obras geotécnicas – dado o elevado custo com meios mecânicos, seria quase incomportável fazer de outro modo este trabalho – os resultados obtidos permitem considerar que foi possível concluir com algum sucesso os objectivos propostos.

Naturalmente que torna-se necessário realizar mais trabalho de campo e proceder a melhoramentos no programa Poisson2D; contudo, os resultados obtidos permitem desde já evidenciar algumas potencialidades para a aplicação de técnicas clássicas da geofísica na estimativa de alguns parâmetros necessários à geologia de engenharia.



## **4 Aplicação conjunta dos métodos de resistividade eléctrica e de refração sísmica na caracterização do subsolo**

A ambiguidade inerente à não unicidade da solução dos modelos de cada uma das técnicas de prospecção geofísica existentes – por exemplo, resistividade eléctrica, refração sísmica, reflexão sísmica, gravimetria, magnetotelúrica, georadar, ondas de superfície - tem levado à utilização conjunta de mais do que um destes métodos.

A conjugação entre os vários métodos depende sempre do objectivo pretendido e das condições geológicas que se prevê existirem.

A título de exemplo, e sem procurar ser exaustivo, cite-se alguns trabalhos em que foram utilizadas mais do que uma técnica de prospecção, realizados recentemente na área da geofísica ambiental: (Karlik e Kaya, 2001; Sumanovac e Weisser, 2001; Doll et al., 2002; Rainone et al., 2003; Zogala et al., 2003; Abu-Zeid e Santarato, 2004; Mota et al., 2004); e em aplicações geotécnicas (Mota e Oliveira, 2001; Cardarelli, 2002; Karastathis et al., 2002; Seren et al., 2002; Comina et al., 2004; Lim et al., 2004; Vita et al., 2006).

A utilização conjunta de vários métodos levou ao desenvolvimento de diversas técnicas de inversão que combinem mais do que um tipo de dados (e.g., Dobroka et al., 1991; Dittmer e Szymanski, 1995; Hering et al., 1995; Haber e Oldenburg, 1997; Nath e Shahid, 1999; Berge et al., 2000; Nath et al., 2000; Kozlovskaya, 2001; Kis, 2002; Lee, 2002; Gallardo e Meju, 2004; Nardis et al., 2005).

Estas técnicas distinguem-se entre si, não só pelo tipo de dados que utilizam, como também pela abordagem feita.

A inversão conjunta de dados geofísicos foi apresentada pela primeira vez por Vozoff e Jupp (1975), com a aplicação à magnetotelúrica e à resistividade eléctrica de corrente contínua. Em termos de conjugação de dados de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação das ondas sísmicas Dobroka *et al.* (1991), realizaram uma inversão conjunta de dados de perfis sísmicos verticais e de

sondagens de resistividade eléctrica; Carrara *et al.* (1994; 1999) a partir da lei d'Archie e da equação do valor médio de Wyllie, conjugaram dados de SEV com dados de refração sísmica, para obterem curvas de porosidade e de saturação em função da resistividade eléctrica e da velocidade de propagação da onda sísmica; Hering *et al.* (1995), desenvolveram a inversão conjunta de dados de ondas sísmicas de superfície e de resistividade eléctrica; Nath e Shahid (1999), efectuaram uma inversão sequencial de dados de refração sísmica e de resistividade eléctrica; Kis (2002), utilizou a técnica de expansão em série para executar a inversão conjunta de dados de refração sísmica e de sondagens eléctricas verticais; Gallardo e Meju (2004), realizaram a inversão conjunta de perfis de resistividade eléctrica e de refração sísmica, com a técnica dos constrangimentos do gradiente cruzado; Comina *et al.* (2004), inverteram conjuntamente dados de sondagens eléctricas verticais (SEV) com dados de ondas de superfície, com base na técnica dos mínimos quadrados com amortecimentos pesados e Nardis *et al.* (2005) combinaram dados de SEV com dados de refração sísmica por meio de uma inversão conjunta híbrida.

Os vários métodos de prospecção geofísica são sensíveis a diferentes propriedades físicas dos terrenos. Em locais de geologia complicada, a obtenção de dados por diferentes métodos geofísicos, permite constranger melhor a estimativa das propriedades dos terrenos e a sua estrutura subsuperficial.

Todos os autores têm provado que a precisão dos modelos finais a que se chega melhora significativamente com a inversão conjunta ou sequencial de dados.

Geralmente para a realização de uma inversão conjunta de diferentes dados geofísicos, é necessário que exista um parâmetro comum a ambas as grandezas. No caso da resistividade eléctrica e da velocidade de propagação das ondas sísmicas existem duas vias: uma através da petrofísica, em que a porosidade e o grau de saturação são o elo de ligação (e.g., Wempe, 2000; Berryman *et al.*, 2002), outra através da estrutura do meio, i.e., das fronteiras geológicas. Temos como exemplo desta última os trabalhos de Nath *et al.* (2000), de Gallardo e Meju (2003) e de Nardis *et al.* (2005), no caso da resistividade eléctrica e da refração sísmica, e de Comina *et al.* (2004), no caso da resistividade eléctrica e das ondas de superfície. As fronteiras entre camadas dos modelos de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação das ondas sísmicas podem não ser coincidentes; contudo, para realizar a inversão conjunta pode assumir-se que estas coincidem (Hering *et al.*, 1995).

A crescente utilização de métodos de prospecção geofísica em estudos ambientais, especialmente em locais contaminados, tem levado ao desenvolvimento da investigação no domínio das relações entre as propriedades geofísicas medidas e parâmetros hidrogeológicos, especialmente a porosidade<sup>1</sup> (ou em

---

<sup>1</sup>  $\phi = \frac{V_v}{V_v + V_s}$ , onde  $V_v$  é o volume de poros e  $V_s$  o volume de partículas sólidas.

alternativa o índice de vazios<sup>2</sup>) e o grau de saturação<sup>3</sup> do meio (e.g., Wempe, 2000; Berryman et al., 2002; Comina et al., 2004).

No presente capítulo apresentam-se alguns estudos feitos mais recentemente neste domínio, apenas com utilização dos métodos de resistividade eléctrica e de refracção sísmica. De um modo geral, os trabalhos que têm vindo a ser realizados no âmbito da conjugação de métodos de prospecção, têm como objectivo principal a melhoria da estabilidade da solução (unicidade, precisão e erro dos modelos). A evolução natural desta técnica vai no sentido de obter parâmetros hidrogeológicos e geotécnicos, como tem sido apontado por alguns autores (e.g., Comina et al., 2004), sendo por isso uma das motivações para o desenvolvimento da aplicação apresentada na secção seguinte.

Neste capítulo apresenta-se ainda uma introdução ao método de optimização estocástica designado por *Simulated Annealing*. Este método foi utilizado para o desenvolvimento de um processo de conjugação dos resultados da inversão independente dos dados de perfis de resistividade eléctrica com os de perfis de refracção sísmica, para obtenção de pseudo-secções de porosidade, índice de vazios, grau de saturação e conteúdo em água.

Alguns dos resultados aqui apresentados foram entretanto divulgados em Congressos (Mota e Monteiro dos Santos, 2003, 2006b) e numa revista da especialidade (Mota e Monteiro dos Santos, 2006a).

## 4.1 Conjugação de métodos de prospecção geofísica. Estado da arte

Em 1994 Carrara *et al.* (1994) apresentaram os primeiros resultados dos trabalhos que têm vindo a desenvolver no âmbito da utilização conjunta de dados de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda sísmica, para aplicação à hidrogeologia; nomeadamente, para obtenção de curvas de porosidade e saturação em função da resistividade e da velocidade de propagação da onda sísmica. Estas curvas foram obtidas teoricamente, a partir do desenvolvimento de relações matemáticas com base na equação de Wyllie (1956), num processo idêntico àquele realizado por Castagna et al. (1985) e Han et al. (1986), considerando que um solo ou uma massa rochosa são constituídos por um sistema de quatro componentes - matriz, argila, água e ar. A componente sólida será ocupada pela matriz e pela argila, enquanto que os vazios entre os grãos estarão ocupados parcial ou totalmente por água. O modelo electrosísmico a que chegaram é expresso pelas seguintes relações:

---


$$^2 e = \frac{V_v}{V_s}$$

$$^3 S_w = \frac{V_w}{V_v}, \text{ onde } V_w \text{ é o volume de água.}$$

$$V_p = \frac{1}{\frac{(1-\phi)(1-P_{cl})}{V_m} + \frac{(1-\phi)P_{cl}}{V_{cl}} + \frac{S_w \phi}{V_w} + \frac{\phi(1-S_w)}{V_a}} \quad (4.1)$$

$$\rho = \frac{1}{\frac{(1-\phi)(1-P_{cl})}{\rho_m} + \frac{(1-\phi)P_{cl}}{\rho_{cl}} + \frac{S_w \phi}{\rho_w} + \frac{\phi(1-S_w)}{\rho_a}} \quad (4.2)$$

onde

- $V_p$  = velocidade de propagação da onda sísmica de compressão
- $\phi$  = porosidade
- $P_{cl}$  = percentagem de argila na matriz
- $V_m$  = velocidade de propagação da onda sísmica de compressão na matriz
- $V_{cl}$  = velocidade de propagação da onda de compressão na argila
- $S_w$  = grau de saturação do meio
- $V_w$  = velocidade de propagação da onda sísmica de compressão na água
- $V_a$  = velocidade de propagação da onda sísmica de compressão no ar
- $\rho$  = resistividade medida
- $\rho_m$  = resistividade da matriz
- $\rho_{cl}$  = resistividade da argila
- $\rho_w$  = resistividade da água (electrólito)
- $\rho_a$  = resistividade do ar

Mediram em laboratório a velocidade de propagação da onda de compressão e a resistividade eléctrica de diversas amostras secas ( $S_w = 0\%$ ) e saturadas ( $S_w = 100\%$ ) de arenitos, calcários e turfa, e aplicando os valores obtidos nestas condições ao modelo electrosísmico, considerando valores típicos para a resistividade e velocidade de propagação no ar, na água, na argila e na matriz, obtiveram a porosidade e o grau de saturação das amostras (Carrara et al., 1999). Da análise estatística comparativa entre os valores assim calculados, e aqueles obtidos para os mesmos materiais a partir de ensaios geotécnicos, concluíram que, em média, o grau de saturação não apresenta diferenças substanciais, enquanto que na porosidade existe um desfasamento para saturações entre zero e 70%. Para proceder à correcção deste desfasamento deduziram de modo empírico um factor correctivo:

$$F_c = 1,3 A e^{-\left(\frac{\phi - \phi_c}{0,09\gamma}\right)} \quad (4.3)$$

onde

1,3 = coeficiente determinado experimentalmente;

$A = \phi(1-\phi)(1-S_w)(1-\phi S_w)$ , com  $\phi(1-\phi)$  = percentagem do ar;  $(1-\phi)$  = percentagem da matriz e

$\phi S_w$  = percentagem da água;

$\phi_c$  = porosidade crítica (porosidade à qual  $F_c$  inverte: 50%)

$\gamma$  = peso volúmico total:  $(\gamma = (1-\phi)\gamma_m + \phi S_w \gamma_w + \phi(1-S_w)\gamma_a)$ , com  $\gamma_m$ ,  $\gamma_w$  e  $\gamma_a$ , os pesos volúnicos da matriz, água e ar, respectivamente.

A análise dos valores da velocidade de propagação que obtiveram para as várias amostras, com base no modelo corrigido, permite-nos constatar que esta não sofre grande variação, independentemente

do estado em que aquelas se encontram – seco ou saturado, ao contrário do que acontece com a resistividade, que aumenta muito quando a amostra é seca (cerca de 40 a 300 vezes superior nos arenitos, 200 a 500 vezes nos calcários e cerca de 250 a 1 300 vezes nas turfas), o que demonstra a grande sensibilidade da resistividade eléctrica à presença de água no meio prospectado.

Haber e Oldenburg (1997), desenvolveram uma metodologia de inversão conjunta de dados obtidos a partir de diferentes métodos de prospecção, com base no princípio que os modelos de cada grandeza estão definidos nos mesmos pontos do espaço físico considerado. Esta condição visa substituir as situações em que não existe uma função matemática que relacione as grandezas medidas. O método consiste basicamente em minimizar uma função  $f_c$ , que mede a diferença entre as estruturas dos dois modelos:

$$f_c = \sum_{i=1}^N \left( E[m_1^{(i)}] - E[m_2^{(i)}] \right)^2 \quad (4.4)$$

onde  $E[m]$  é uma função que define a curvatura da estrutura, e que apenas pode tomar o valor 0 ou 1, em função de um parâmetro de controle, e  $N$  é o número de células em que se divide o domínio dos modelos  $m_1$  e  $m_2$ . A minimização da função  $f_c$ , é feita segundo o método dos mínimos quadrados e deve obedecer ao constrangimento

$$f_d = \| \mathcal{F}^{(1)}[m_1] - d_1 \|^2 + \| \mathcal{F}^{(2)}[m_2] - d_2 \|^2 = f_d^* \quad (4.5)$$

onde  $f_d^*$  é o desajuste pretendido entre os modelos e os dados ( $d_1$  e  $d_2$ ) que, no caso de dados com elevada precisão, é zero, e  $\mathcal{F}^{(1)}$  e  $\mathcal{F}^{(2)}$  são operadores diferenciáveis, lineares ou não lineares.

Uma equipa de investigadores do Lawrence Livermore National Laboratory conjugando alguns dados de campo, modelação numérica e dados de resistividade eléctrica e de velocidade das ondas sísmicas no domínio das altas frequências, obtidos laboratorialmente em solos artificiais sujeitos a baixas pressões, chegou a relações entre dados geofísicos – velocidade e resistividade – e parâmetros hidrogeológicos e composição do solo, nomeadamente porosidade, grau de saturação e percentagem de argila (Berge et al., 2000; Berryman et al., 2000; Bertete-Aguirre et al., 2001). Concluíram que a utilização da onda S reduzia a ambiguidade dos modelos e que a inclusão de dados de resistividade eléctrica melhorava ainda mais os resultados finais. Outra conclusão importante a que chegaram foi que as propriedades eléctricas dependem muito do conteúdo em argila, nomeadamente que a permeabilidade depende da porosidade e conteúdo em argila, descendo duas ordens de magnitude para amostras de areia contendo 10% de argila face a outras sem argila.

Nath *et al.* (Nath e Shahid, 1999; Nath et al., 2000) desenvolveram um programa informático para a inversão sequencial de dados de refracção sísmica e de sondagens eléctricas verticais ou de perfis de resistividade eléctrica. Com base nos tempos de chegada da frente de onda e no conceito de velocidade média, o programa começa por determinar, através do método da distância crítica, a velocidade de propagação da onda sísmica e a profundidade da interface, a qual é utilizada na inversão das curvas de

resistividade. O processo de inversão, para obtenção dos valores de resistividade e espessura das várias camadas do subsolo, é um processo aleatório (*Simulated Evolution*), com recurso ao algoritmo de Koefoed (1979), usando o filtro linear de Ghosh (1971). O modelo de resistividade tanto pode ser 1D, como pseudo-2D. Neste caso a secção bidimensional é construída a partir de  $n$  sondagens eléctricas verticais.

Kozlovskaya (2001) desenvolveu a inversão conjunta de dados provenientes de diferentes métodos de prospecção, utilizando a técnica de optimização de multiobjectivos e partindo do princípio que um corpo  $C$  encontra-se caracterizado por diversos parâmetros físicos - por exemplo, velocidade das ondas sísmicas e resistividade. Se uma destas propriedades diferir do meio ambiente em que está inserido o corpo, verifica-se uma anomalia no correspondente campo geofísico. Se se considerar que vários destes parâmetros físicos podem ter uma relação entre si, na natureza esta toma uma forma probabilística, a qual pode ser descrita por uma função de densidade de probabilidade ou uma regressão linear. Se as propriedades satisfazem esta função, então provocam anomalias nos campos geofísicos correspondentes, expressas matematicamente sob a forma de um sistema de equações integrais e diferenciais, normalmente não lineares, as quais podem ser resolvidas em termos das propriedades físicas, se os campos gerados forem medidos. A esta metodologia Kozlovskaya deu o nome de “Interpretação conjunta de dados geofísicos de métodos diversos”. A resolução deste sistema de equações é efectuada por meio de métodos numéricos. Para isso considera que o corpo  $C$  pode ser descrito por parâmetros geométricos (vector  $g$ ) que, conjuntamente com a distribuição das propriedades físicas, constituem um vector  $m$  de parâmetros, comum a todos os conjuntos de dados. A resolução do problema inverso conjunto consiste então na obtenção do vector  $m$  que minimiza as diferenças entre os campos medidos e aqueles calculados, a partir da minimização da seguinte função objectivo:

$$L(m) = \sum_{i=1}^k \|g_i(m) - d_{obs}^i\|_{l_{Q_i}} + \|m - m_0\|_{l_n} \quad (4.6)$$

onde  $k$  identifica o número de propriedades envolvidas;  $d_{obs}^i$  é o vector com os dados medidos de cada propriedade,  $m_0$  o vector dos parâmetros definido *a priori* e,  $l_{Q_i}$  e  $l_n$  identificam o peso dado a cada norma, sendo que  $Q_i$  é a ordem da matriz de covariância das funções de densidade de probabilidade de cada propriedade e  $n$  a ordem da matriz de covariância da densidade de probabilidade condicional de cada propriedade (probabilidade de se obterem determinados valores experimentais para uns dados valores dos parâmetros dos modelos).

Max Meju *et al* (2003), com base numa distribuição gráfica de valores de resistividade *versus* velocidade da onda P, obtidos a partir de perfis de audio-magnetotelúrica, de electromagnética transiente, de resistividade eléctrica e de refacção sísmica, chegaram à seguinte expressão, que relaciona ambas as grandezas:

$$\log_{10} \rho = m \log_{10} V_p + c \quad (4.7)$$

onde  $m$  e  $c$ , são constantes que tomam valores inversos, caso estejamos na presença de materiais consolidados ou não consolidados. Ao compararem esta expressão, com aquela obtida em furos de sondagem entre os 700 e os 1300 m de profundidade (Rudman et al., 1975), concluíram que, também a pouca profundidade, a porosidade é um parâmetro comum à resistividade e à velocidade da onda sísmica, assumindo que o tempo de percurso da onda elástica nos grãos é muito pequeno face àquele no fluido que ocupa os vazios. Com base nestes resultados, consideraram que a porosidade poderia ser um factor chave para o desenvolvimento de relações entre a resistividade e a velocidade da onda sísmica, não só em meios consolidados (grande profundidade), como também nos não consolidados (superficiais).

Embora tenham chegado a esta conclusão, no domínio da via petrofísica de ligação entre a resistividade eléctrica do meio e a velocidade de propagação da onda sísmica, Gallardo e Meju (2003; 2004) desenvolveram um método de inversão conjunta de dados de pseudo-secções de resistividade eléctrica e de refracção sísmica, com constrangimento de gradiente cruzado, em que consideram a via estrutural para ligação de ambas as propriedades – as derivadas estão definidas no domínio do espaço físico e não das propriedades.

Comina et al. (2004) utilizaram a espessura das camadas, como parâmetro de conjugação entre os parâmetros sísmicos e eléctricos, para a inversão conjunta de dados de SEV e de ondas superficiais, utilizando o modo fundamental da onda de Rayleigh e aplicando o formalismo dos mínimos quadrados com amortecimentos pesados. Através de um processo iterativo são minimizados os resíduos entre os dados de campo e os calculados, até obter um modelo que melhor aproxime as curvas de campo. Nas situações em que a interface sísmica não coincide com a eléctrica procede a uma inversão independente dos respectivos dados.

Mais recentemente Nardis et al. (2005), combinando a aproximação 1D, respeitante aos dados de resistividade eléctrica (SEV), com uma aproximação 2D, referente aos dados de refracção sísmica, e assumindo que as fronteiras entre camadas são comuns a ambos os métodos, desenvolveram uma técnica, que designam de híbrida, para a obtenção dos parâmetros petrofísicos de um terreno – resistividade e velocidade de propagação da onda sísmica. Para a descrição do modelo geológico consideram que o parâmetro unificador – a espessura das camadas - é dado sob a forma de uma expansão em série, em que um dos termos pode ser descrito de duas maneiras diferentes, dando assim origem a dois algoritmos de inversão diferentes. Num, consideram que a função que descreve o modelo, tem intervalos constantes e, no outro, esta função é dada por um polinómio de Chebyshev.

Para a inversão dos dados, utilizam igualmente a técnica dos mínimos quadrados com amortecimentos pesados.

A estimativa da porosidade e do conteúdo em água, um dos objectivos da aplicação desenvolvida, e apresentada na secção seguinte, foi efectuada recentemente com base em dados de georadar e de resistividade eléctrica, em ambiente saturado, utilizando ainda perfis de refracção sísmica para melhor

definir a posição do nível freático (Turesson, 2006). Turesson utilizou ambos os métodos de forma independente, para avaliar a sua precisão na estimativa destes parâmetros.

## 4.2 Simulated Annealing (SA)

A optimização em áreas tão diversas do conhecimento como por exemplo Redes Neurais (Cohen, 1994), Geofísica (Gibert e Virieux, 1991; Mosegaard e Vestergaard, 1991; Vasudevan et al., 1991; Dittmer e Szymanski, 1995; Ihmlé e Ruegg, 1997; Nicollin et al., 2006), Química (Mundim e Tsallis, 1996), Engenharia (Kirkpatrick et al., 1983), Tratamento de Imagens (Geman e Geman, 1984) e Economia (Ingber et al., 1991; Goffe, 1995) faz-se geralmente com recurso à minimização de uma função custo ou de energia. Com esta função pretende-se testar modelos matemáticos do mundo real através do ajuste de diversos parâmetros que descrevem o problema em questão.

Se a função custo tem apenas um mínimo absoluto, qualquer método de gradiente descendente pode resolver o problema. No entanto, quando essa função tem diversos mínimos locais, são necessários métodos mais complexos para atingir o mínimo global (Szu e Hartley, 1987; Mosegaard e Tarantola, 1995; Tsallis e Stariolo, 1996). Estes métodos podem envolver aumentos da energia por forma a sair dos mínimos locais e implicam inúmeros testes de avaliação da energia. Os métodos em questão são métodos estocásticos, dos quais um dos mais utilizados é o *Simulated Annealing (SA)*.

O *Simulated Annealing* deve o seu nome à semelhança com o processo de arrefecimento termodinâmico (*annealing*) de um metal fundido até atingir o estado cristalino, correspondente ao mínimo global termodinâmico. Foi originalmente proposto por Metropolis *et al.* (1953), para simulação numérica da equação de estado de um sistema termodinâmico. Posteriormente, Kirkpatrick *et al.* (1983) introduziram um esquema de “temperatura” para melhorar a busca da solução.

O algoritmo matemático correspondente consiste no seguinte esquema: a partir de um dado estado aleatório inicial a que corresponde uma energia elevada, e uma temperatura inicial elevada, é introduzida uma alteração aleatória ao modelo. A alteração proposta vai ser avaliada segundo o critério de Metropolis *et al.* (1953): se ocorrer uma diminuição de energia ( $\Delta E < 0$ ) a alteração é aceite. Se, pelo contrário, se verificar um aumento de energia, vai-se determinar a probabilidade de Boltzmann ( $P(\Delta E) = \exp(-\Delta E/T)$ ). Esta é comparada com um número aleatório  $Q$  compreendido entre 0 e 1. Se  $P > Q$ , a alteração é aceite, e passa-se para nova iteração. Se for menor, a alteração é rejeitada, recupera-se o modelo anterior e introduz-se nova alteração aleatória, que por sua vez também vai ser avaliada. Ao fim de um número pré-determinado de sucessos com a mesma temperatura, esta é reduzida. Existem diversos esquemas de redução de temperatura, de entre os quais se destacam os seguintes:

- *Classical Simulated Annealing (CSA)*, ou arrefecimento proporcional, ou de Boltzman, inicialmente proposto por Kirkpatrick *et al.* (1983):

$$T(k) = \alpha T(k-1) \quad (4.8)$$

onde  $\alpha$  é menor que 1 (Kirkpatrick et al (1983) consideraram valores inferiores a 0,95) e  $k$  o “tempo” (número de iterações do processo de pesquisa);

- *Fast Simulated Annealing* (FSA) ou arrefecimento de Cauchy. Szu e Hartley (1987) verificaram que uma distribuição de probabilidade de Cauchy da função energia dá saltos ocasionais no espaço, em vez de fazer apenas amostragens locais, possuindo assim vantagens, em termos de rapidez de execução, face a uma distribuição de probabilidade de Boltzman. Utilizaram como esquema de redução de temperatura:

$$T(k) = T_i / (1 + k) \quad (4.9)$$

- *Very Fast Simulated Re-annealing* ou *Adaptive Simulated Annealing*, proposto por Ingber (1989; 1995), que utiliza como esquema de redução da temperatura:

$$T(k) = T_i \exp(-ck^{1/D}) \quad (4.10)$$

onde  $D$  representa o número de dimensões do problema e  $c = m \exp(-n/D)$ , com  $n$  e  $m$  parâmetros “livres”, que variam de acordo com os problemas em análise;

- *Generalized Simulated Annealing* (GSA), proposto por Tsallis e Stariolo (1996), que utilizam uma combinação de funções de distribuição de Cauchy e de Boltzman. O esquema proposto por estes autores, possui um parâmetro que, de acordo com o valor que toma - 1, 2 ou 2,7 – torna o processo num CSA, FSA ou GSA, respectivamente;
- Luke (2005) apresenta uma súpula de vários esquemas, de entre os quais se destaca o seguinte, pela dependência face a vários parâmetros iniciais, como por exemplo uma temperatura final,  $T_f$ , e o número máximo de iterações,  $k_{max}$ :

$$T(k) = T_i - k * (T_i - T_f) / k_{max} \quad (4.11)$$

O processo de redução da temperatura e o seu valor inicial são cruciais para o bom desempenho do método, uma vez que é ela que controla o processo estocástico, para evitar que o sistema caia num mínimo local. Se a temperatura decair muito rapidamente, o processo pode terminar num mínimo local, por não ter tempo para se libertar, aumentando assim a energia. Por outro lado, se o arrefecimento é demasiado lento, torna o processo muito demorado, sem garantias de se conseguir atingir o objectivo de obtenção do mínimo global, uma vez que os “saltos” energéticos podem ser tão reduzidos, que não permitam sair de um mínimo local. Se a temperatura inicial for muito elevada, o processo torna-se muito demorado, exigindo mais iterações, dado que o valor da probabilidade é muito baixo e, assim, a maioria das variações do sistema são aceites, enquanto a temperatura não desce significativamente.

Este processo é realizado até ser atingido um número preestabelecido de iterações e/ou de energia mínima.

### 4.3 Aplicação do SA para obtenção de secções de porosidade e grau de saturação

Com recurso ao processo de *Simulated Annealing* desenvolveu-se um programa – RSAnn – para estimar a porosidade, o índice de vazios, o grau de saturação dos terrenos e o seu conteúdo em água, a partir da conjugação dos modelos obtidos por inversão independente de dados de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação de ondas sísmicas de compressão. Os modelos de resistividade eléctrica foram obtidos com recurso ao programa Res2DInv (Loke e Barker, 1996; Loke, 1999), enquanto os de refacção sísmica foram obtidos a partir do programa Rayfract (Schuster e Quintus-Bosz, 1993; Intelligent Resources, 2004).

Considerando que a representação espacial de ambos os modelos é diferente (Figura 4.1), o primeiro passo consiste em encontrar a área comum a ambas as secções, com base na delimitação da secção do modelo da resistividade eléctrica. A partir do perímetro do modelo de resistividade eléctrica, e através de princípios da topologia (Sunday, 2004), é determinado automaticamente o conjunto dos pontos do modelo de refacção sísmica que se encontram dentro desse perímetro, de acordo com o esquema apresentado na Figura 4.2.

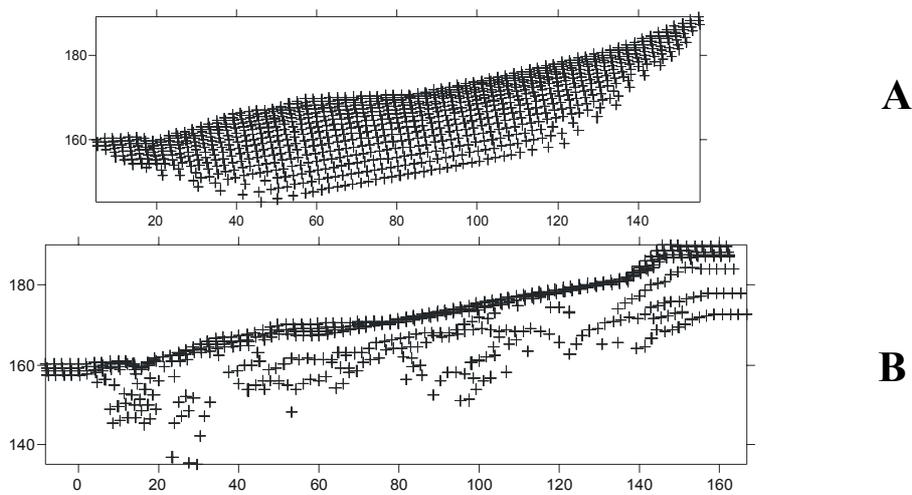


Figura 4.1 - Cobertura dos resultados das inversões de resistividade eléctrica (A) e refacção sísmica (B).

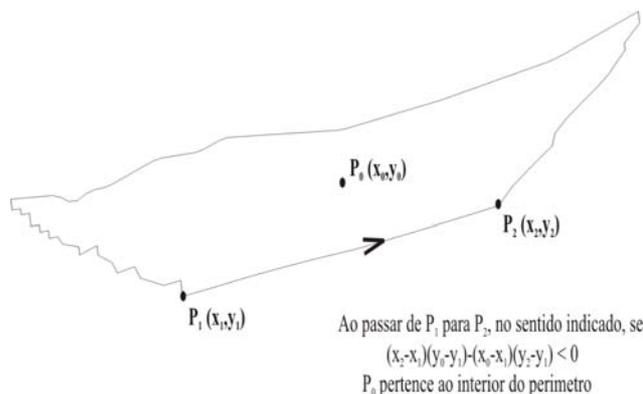


Figura 4.2 - Esquema de identificação dos pontos do modelo de refacção sísmica pertencentes ao perímetro do modelo de resistividade eléctrica.

Dado que raramente existe coincidência de pontos de cada secção – eléctrica e sísmica – e que a malha da secção de resistividade é mais densa do que a sísmica, reduz-se a malha daquela à dimensão desta. Para não se perder definição na secção de resistividade, determina-se o valor médio da resistividade dos pontos inscritos num círculo com centro em cada ponto da secção de velocidade. O raio deste círculo será igual à distância dipolar, se a variação dos valores de resistividade for elevada – entre 300 e 9 000 ohm.m, por exemplo - e será metade da distância dipolar se a variação de resistividades não for muito elevada – entre 10 e 100 ohm.m, por exemplo.

O processo iterativo de estimativa das secções de porosidade e de grau de saturação, inicia-se com secções uniformes de porosidade e saturação (valores iguais em todas as células do modelo), tendo como função custo ou energia a seguinte expressão:

$$E = \alpha \sqrt{\frac{\sum_1^N \left( \frac{\rho_{obs} - \rho_{cal}}{\rho_{obs}} \right)^2}{N}} + \beta \sqrt{\frac{\sum_1^N \left( \frac{V_{obs} - V_{cal}}{V_{obs}} \right)^2}{N}} \quad (4.12)$$

onde  $\rho_{obs}$  e  $V_{obs}$  são a resistividade e velocidade provenientes dos modelos, após o processo de tratamento referido,  $\rho_{cal}$  e  $V_{cal}$ , aquelas obtidas no processo iterativo, N é o número de pontos da secção e,  $\alpha$  e  $\beta$ , são pesos ( $\alpha + \beta = 1$ ). O processo de optimização é assim constringido pelos modelos de resistividade e velocidade da onda de compressão pré-determinados.

Os valores de  $\rho_{cal}$  são obtidos com recurso à Lei d'Archie (1942), para meios não saturados (2.9), com adição de um termo, associado à contribuição da condução da corrente eléctrica, devida à argila:

$$\sigma = a^{-1} \phi^m S_w^n \sigma_w + \sigma_{cl} (1 - \phi^m) \quad (4.13)$$

pelo que  $\rho_{cal}$  vem dada por:

$$\rho_{cal} = \frac{a \rho_w \rho_{cl}}{a \rho_w (1 - \phi^m) + \rho_{cl} \phi^m S_w^n} \quad (4.14)$$

Nos exemplos de aplicação apresentados na secção seguinte, os valores de  $v_{cal}$ , foram determinados com recurso à equação (4.1), desenvolvida por Carrara et al (1994), a partir da equação de Wyllie do tempo médio (Wyllie, 1956) (equação (3.23):

$$V_{cal} = \frac{1}{\frac{(1-\phi)(1-P_{cl})}{V_m} + \frac{(1-\phi)P_{cl}}{V_{cl}} + \frac{S_w \phi}{V_w} + \frac{\phi(1-S_w)}{V_a}} \quad (4.15)$$

O programa encontra-se ainda preparado para utilizar a expressão desenvolvida por Raymer *et al.* (1980), apresentada no capítulo 3 (equações (3.15) a (3.17)).

Nos gráficos da Figura 4.3 apresenta-se a variação da resistividade e da velocidade da onda P, em função da porosidade, para vários valores da saturação, calculadas com recurso às equações (4.14) e (4.15), e considerando que a fase sólida possui 50% de argila. A sua análise permite verificar a baixa

variação, tanto da resistividade como da velocidade de propagação da onda P, com a porosidade em meio saturado, e a significativa dependência da resistividade do meio, do seu nível de saturação – com uma saturação de 25% o valor da resistividade do meio é cerca de 5 vezes superior do que com uma saturação de 50% - tal como tinha sido verificado experimentalmente por Carrara et al. (1999) (ver parágrafo 4.1).

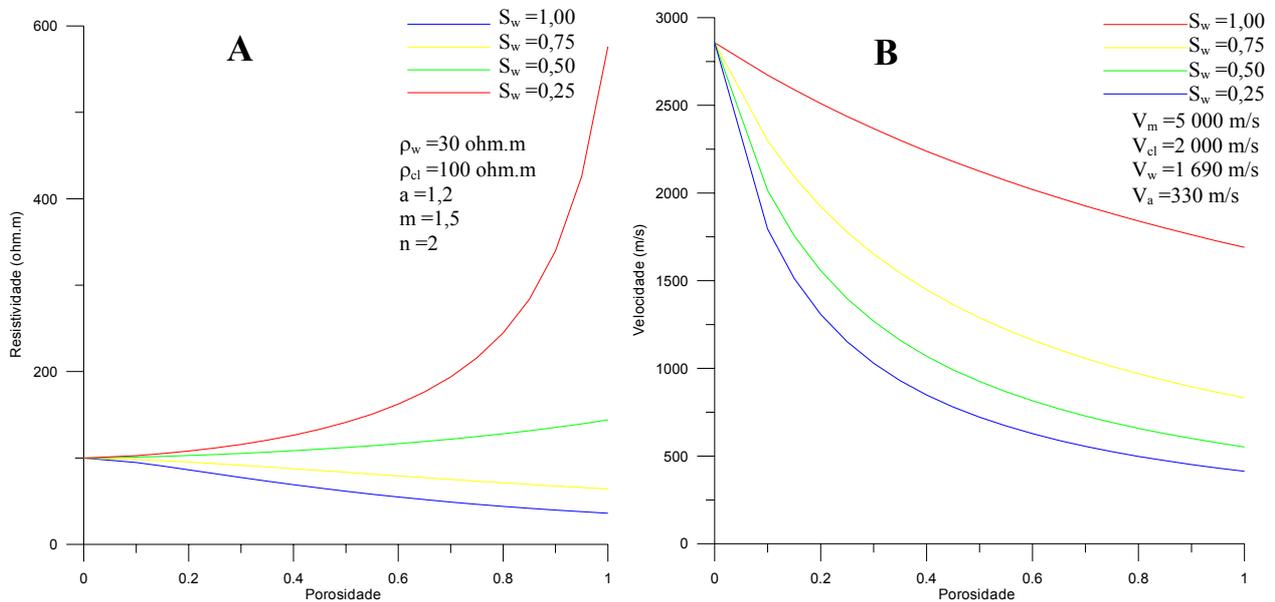


Figura 4.3 - Variação da resistividade eléctrica com a porosidade (A) e da velocidade de propagação da onda P com a porosidade (B), para diferentes níveis de saturação, calculadas com base nas equações (4.14) e (4.15), considerando 50% de argila na fase sólida.

Na Tabela 4.1 apresentam-se os valores característicos da velocidade da onda sísmica de compressão em alguns materiais, coligidos a partir de diversos autores. Na coluna da direita consta o valor médio de cada intervalo, valor este considerado para a velocidade de compressão da matriz ( $V_m$ ) em cada célula do modelo. Para  $V_w$  e  $V_a$ , foram considerados os valores de 1 690 m/s e 330 m/s, respectivamente. Em situações em que a espessura dos solos incoerentes e das argilas é elevada ou preponderante, é possível considerar-se no programa RSAnn a subdivisão de cada uma das duas gamas de velocidades, bastando para tal indicar os correspondentes parâmetros de entrada.

Tabela 4.1- Valores considerados para a velocidade da onda sísmica de compressão da matriz ( $V_m$ ), a partir dos valores tabelados presentes na literatura (adaptado de (Dobrin, 1976; Folque, 1988; Lavergne, 1989) e Press, 1966 in (Darracott, 1976))

Material	$V_p$ (m/s)	$V_m$ (m/s)
Solos incoerentes	180 - 750	465
Argilas e margas	750 - 1 200	975
Areias e solos grosseiros compactos	1 200 - 2 400	1 800
Arenito	2 400 - 3 000	2 700
Calcário e Granito	3 000 - 6 000	4 500
Gabro e Basalto	6 000 - 7 000	6 500

Em termos de resistividade, o programa RSAnn encontra-se preparado para utilizar a expressão de Bussian (2.14), considerando que  $\rho_m$  é o mesmo que  $\rho_{cl}$ :

$$\rho_{cal} = \frac{\rho_w \rho_{cl}}{m \rho_w (1 - \phi^m) + \rho_{cl} \phi^m} \quad (4.16)$$

Utilizando uma “função visita”, definida por  $x = \Psi N$ , onde  $x$  é a coordenada,  $\Psi$  uma função aleatória (Press et al., 1992), cujos pontos pertencem ao intervalo  $[0,1]$  e  $N$  o número de pontos da secção, é seleccionado um número de pontos aleatórios, estabelecido no início do processo de optimização, onde são alterados, também aleatoriamente, os valores de saturação e porosidade, de acordo com as seguintes expressões:

$$S_w(x) = S_w(x) + \frac{dS_w}{\xi} \psi \quad (4.17)$$

$$\phi(x) = \phi(x) + \frac{d\phi}{\xi} \psi \quad (4.18)$$

onde  $dS_w$  e  $d\phi$  são os intervalos de variação da saturação e da porosidade – definidos *a priori* - e  $\xi$  um factor de divisão, que tem por função diminuir o acréscimo/decréscimo de variação das grandezas, à medida que a função custo vai diminuindo, e que toma os seguintes valores:

$$\xi = \begin{cases} 2 & \text{se } E \geq 50 \\ 3 & \text{se } 40 \leq E < 50 \\ 4 & \text{se } 25 \leq E < 40 \\ 5 & \text{se } E < 25 \end{cases}$$

A função aleatória  $\psi$  toma, de uma forma também aleatória, o sinal positivo e negativo, para que tanto possa haver acréscimo como decréscimo do valor de  $S_w$  ou  $\phi$ . Das diversas funções aleatórias testadas, aquela que se mostrou mais fiável foi a função *ran3* do Numerical Recipes (Press et al., 1992).

Foram realizados diversos testes com as várias expressões para a temperatura apresentadas em 4.2, por forma a avaliar a que melhor se adequaria à aplicação em análise, assim como a conjugação de mais do que uma. Apresentam-se alguns desses resultados na Figura 4.4. Para a versão final do programa foram considerados os esquemas apresentados nas equações (4.8), (4.9) e (4.11), sendo possível optar por qualquer um deles. O esquema utilizado nos exemplos apresentados na secção seguinte foi o de decaimento geométrico dado pela equação (4.8), devido ao facto de a energia convergir mais cedo, e para valores mais baixos, como se pode comprovar pela análise dos resultados apresentados na Figura 4.4.

Após diversos testes com valores tendentes para 1, foi adoptado o valor de 0,9 para o decaimento geométrico em (4.8), o que significa que a temperatura na iteração é 90 % daquela da iteração precedente. Este valor encontra-se dentro daqueles preconizados por alguns autores, como por exemplo Dittmer e Szymanski (1995).

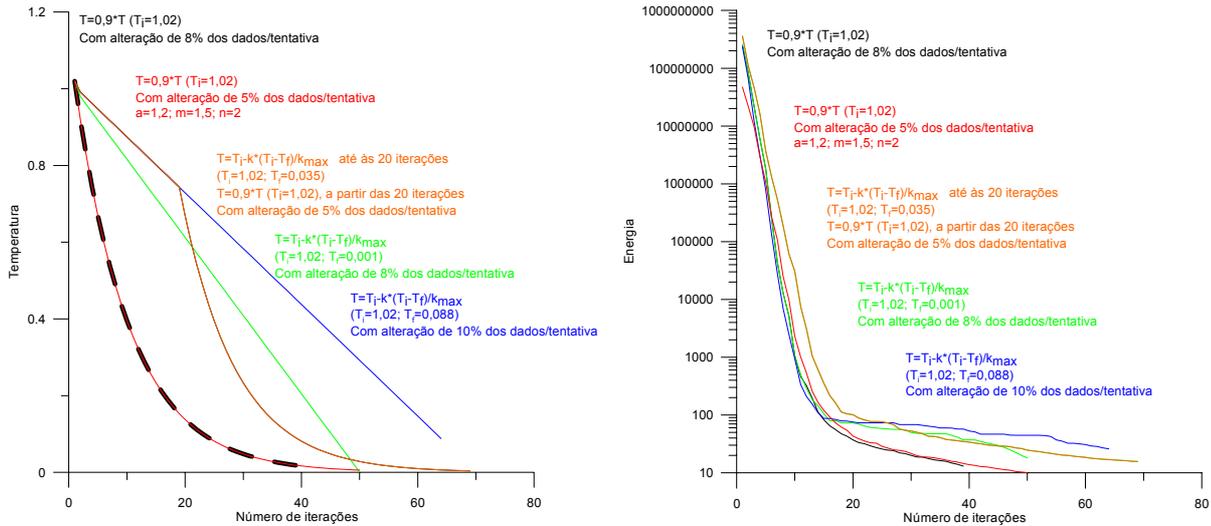


Figura 4.4 - Exemplo de alguns testes realizados, para selecção da equação de redução da temperatura a utilizar. À esquerda apresenta-se a evolução da temperatura com o número de iterações, e à direita a evolução da energia. Todos estes testes foram realizados com  $\alpha=\beta=0,5$  em (4.12), e com  $a=1, m=2, n=2$ , na Lei d’Archie, com excepção do caso indicado (curva a encarnado). Indica-se para cada situação a percentagem de pontos do universo que constitui a pseudo-secção que serão alterados em cada tentativa.

No que diz respeito ao valor da temperatura inicial foram feitos igualmente inúmeros testes. Começou-se com valores elevados - em alguns casos eram uma função da energia inicial do sistema – reduzindo-se gradualmente à medida que se foi verificando que o valor da energia descia mais, para valores baixos da temperatura, tendo-se adoptado o valor de 1,02, para todos os exemplos de aplicação prática apresentados na secção seguinte.

Os pesos  $\alpha$  e  $\beta$ , constantes em (4.12), foram igualmente sujeitos a diversos testes, por forma a avaliar a melhor relação em cada local. Na Figura 4.5 apresenta-se um exemplo dos resultados obtidos para quatro combinações diferentes deste parâmetro. Para a obtenção dos resultados apresentados nesta figura, mantiveram-se constantes todos os outros parâmetros de entrada em cada situação.

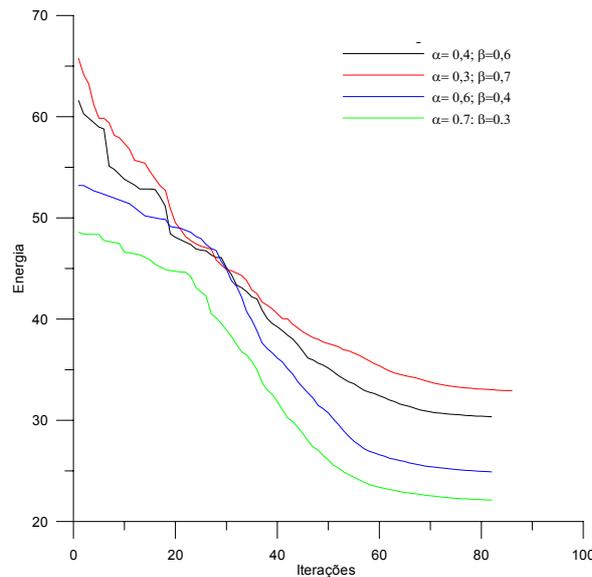


Figura 4.5 – Exemplo da evolução da energia em função dos pesos  $\alpha$  e  $\beta$  na equação (4.12).

Constatou-se que, se o valor considerado para a resistividade da argila ( $\rho_{cl}$ ) difere muito dos valores mais baixos da resistividade do modelo – uma ordem de grandeza, por exemplo – a energia final atinge cerca do dobro daquela que se obtém quando se considera um valor para  $\rho_{cl}$  próximo dos mínimos da resistividade do modelo.

Dado que várias expressões das relações geotécnicas estão interrelacionadas, o programa RSAnn permite obter, para além de pseudo-secções 2D de porosidade e grau de saturação, secções de conteúdo em água e índice de vazios, recorrendo para tal às seguintes expressões:

$$w = \phi S_w \quad (4.19)$$

e

$$e = \frac{\phi}{1 - \phi} \quad (4.20)$$

## 4.4 Exemplos de aplicação prática

Para testar a aplicabilidade prática do método foram seleccionados quatro locais de diferentes características geológicas: um meio aluvionar (Ota); um meio constituído essencialmente por material de aterro (*Campus* do LNEC) e dois meios cujo substrato é rochoso e a cobertura é constituída por depósitos aluvionares (Pedrógão) e por solo residual (Sabor).

Em dois destes locais - Ota e LNEC - foram feitos ensaios *in situ* e em laboratório, em amostras colhidas para esse fim, que permitiram obter dados sobre a granulometria de cada local, assim como do índice de vazios e do conteúdo em água que, por sua vez, possibilitaram a determinação da porosidade e do grau de saturação.

Na Ota, o facto de todos os dados terem sido colhidos na mesma época temporal, não permitiu que fosse repetido o perfil de refracção sísmica, com mais posições de tiro, para se poder tirar mais partido da utilização do programa Rayfract.

Dadas as condições existentes no caso de aplicação do *Campus* do LNEC – caracterização granulométrica dos solos, reduzido conteúdo em água e baixo teor em partículas finas - procedeu-se, com os dados deste local, a um conjunto de testes, para avaliar a sensibilidade do método ao valor considerado para a velocidade de propagação da onda P nos solos e na argila.

Para todos os locais são apresentados diversos modelos, resultantes de variações nos principais parâmetros de entrada. Com excepção da Ota, onde foram utilizadas a equação de Bussian e a lei d'Archie, para a resistividade e no Sabor, onde foram utilizadas as expressões da lei d'Archie, com e sem a influência da argila, nas restantes situações os resultados foram sempre obtidos com a lei d'Archie modificada, i.e., com consideração da argila, e a equação do tempo médio de Wyllie, para a velocidade de propagação da onda P.

#### 4.4.1 Zona aluvionar (Ota)

No âmbito do estudo conduzido pelo LNEC para a NAER – Novo Aeroporto, S.A., necessários para a preparação do Caderno de Encargos para o futuro Aeroporto de Lisboa, na Ota, foram realizados diversos trabalhos de prospecção geofísica e mecânica, para além de todo um conjunto de ensaios laboratoriais e de reconhecimento geológico e geotécnico (Bilé Serra, 2001; Mota e Oliveira, 2001; Jeremias et al., 2002).

Dadas as características geológicas do local e a quantidade de informação disponível, seleccionou-se este local como exemplo de aplicação da metodologia em estudo, em zona saturada.

O perfil de resistividade eléctrica utilizado, constitui um excerto de um outro de maiores dimensões, realizado com o dispositivo de Wenner, e que vai de um extremo ao outro do vale onde corre a ribeira da Ota. O excerto seleccionado coincide com um perfil de refração sísmica já utilizado no Capítulo 3. Este perfil foi realizado com 24 geofones e 3 posições de tiro – uma em cada extremidade e outra no centro.

##### 4.4.1.1 Enquadramento geológico e resultados laboratoriais

O enquadramento geológico deste local já foi apresentado no § 3.7.1.1. Para localização das sondagens mecânicas executadas neste troço do perfil (S15 e S16) apresenta-se na Figura 4.6 um excerto do corte geológico onde se insere o perfil considerado. Nestas sondagens procedeu-se à recolha de amostras para análise laboratorial, apresentando-se na Tabela 4.2 os resultados obtidos relativamente à granulometria, ao índice de vazios ( $e$ ) e ao conteúdo em água ( $w$ ).

Os valores de porosidade ( $\phi$ ) e grau de saturação ( $s_w$ ) foram obtidos a partir do índice de vazios e do conteúdo em água, respectivamente, com recurso às equações (4.19) e (4.20).

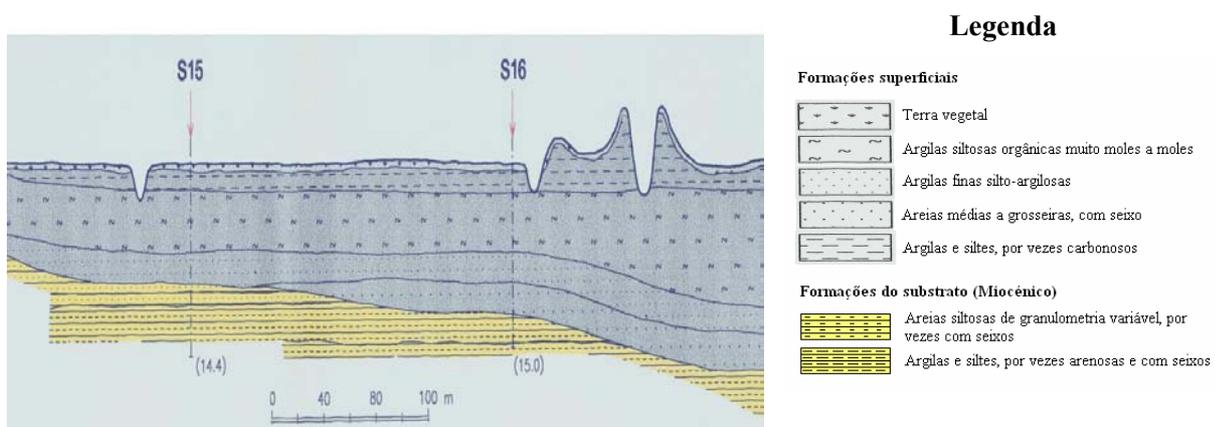


Figura 4.6 - Secção do corte geológico obtido a partir das sondagens mecânicas, onde se insere a secção do perfil de resistividade eléctrica utilizado neste local de aplicação (Adaptado de (Jeremias et al., 2002)).

Tabela 4.2 - Resultados determinados em laboratório e calculados, a diversas profundidades, com base em amostras colhidas em dois furos de sondagem (S15 e S16). Dados coligidos a partir de (Bilé Serra, 2001).

Prof. (m)	Granulometria (%)			e lab	$\phi$ %	w lab	Sw lab
	Silte	Areia	Cascalho				
	< 0,074 mm	0,074-2 mm	> 2 mm				
(S15) – 3,5	99,3	0,7	-	2,291	69,9	82,6	98,8
(S16) – 2,5	100	-	-	1,475	59,6	53,5	98,3
(S16) – 7,5	98,8	1,2	-	1,871	65,2	67,8	98,9

(1) – a porosidade foi calculada com base nos valores do índice de vazios medidos *in situ*, com recurso à relação  $\phi=e/1+e$ , obtida a partir da equação (4.20).

#### 4.4.1.2 Trabalhos realizados e resultados obtidos

O perfil de resistividade eléctrica foi executado com a técnica do *roll-along*, com uma distância dipolar de 4 m, e utilizando todos os eléctrodos das bobines centrais em cada avanço. O perfil sísmico tal como já havia sido referido no § 3.7.1.3.2 foi realizado com três tiros e um espaçamento de 10 m entre cada um dos 24 geofones.

Devido à condicionante do programa Rayfract, de apenas permitir um número máximo de 6 geofones entre tiros, consideraram-se apenas metade dos geofones utilizados, o que na situação presente não altera o modelo final proveniente do programa Rayfract, uma vez que estamos perante um meio aluvionar, estratificado horizontalmente. No entanto, para a aplicação da metodologia em apreciação, este facto diminui o número de pontos onde existe informação, aumentando assim a dificuldade na obtenção de bons resultados, especialmente em profundidade. Optou-se por não se proceder à execução de um novo perfil de refração, já de acordo com as condicionantes do novo programa de interpretação (Rayfract), para que os dados obtidos por métodos geofísicos (refracção sísmica e resistividade eléctrica) e ensaios laboratoriais e *in situ*, fossem representativos do mesmo período temporal e, consequentemente, das mesmas condições físicas.

Na Figura 4.7 apresentam-se os dados de campo da resistividade eléctrica, correspondente à secção considerada para este local do perfil realizado que, como já foi referido, atravessa toda a bacia, de um extremo ao outro do vale por onde corre a ribeira da Ota, assim como as dromocrónicas de campo e aquelas resultantes da inversão com o programa Rayfract. Salienta-se que a secção de resistividade eléctrica apresentada é maior do que aquela utilizada no processo de *annealing*, devido à restrição imposta pelo perfil de refração sísmica (ver § 4.3 e Figuras 4.1 e 4.2) e para limitar os efeitos de fronteira, inerentes ao processo de inversão dos dados de campo.

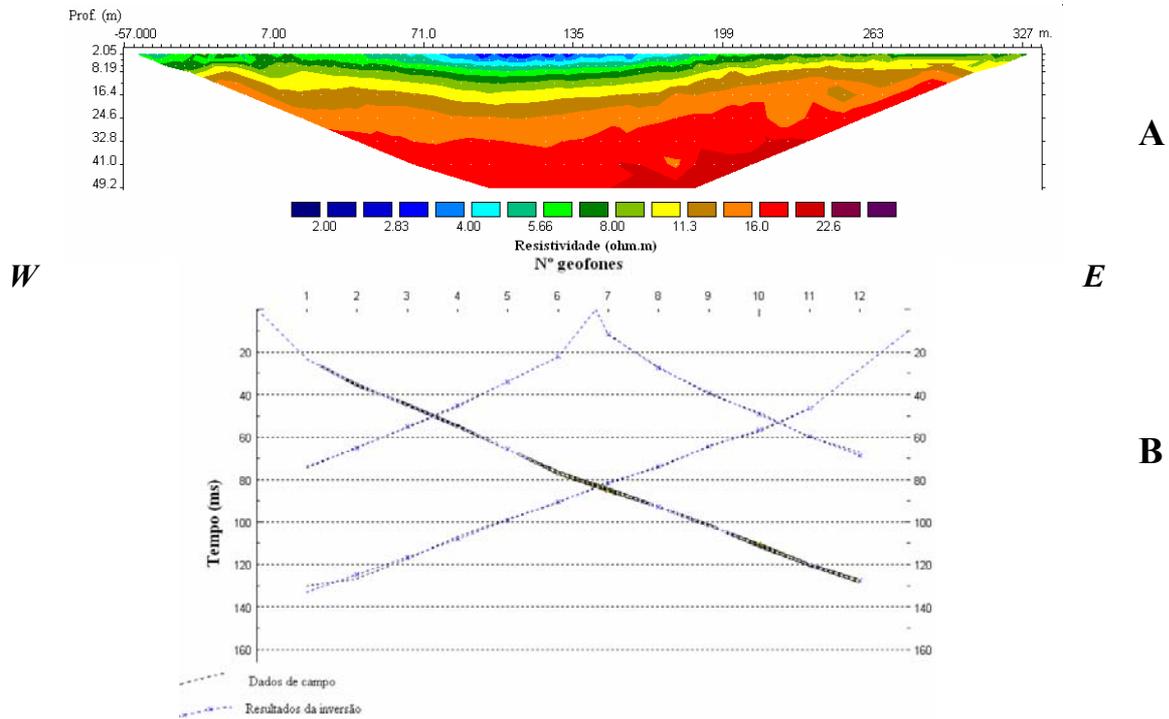


Figura 4.7 - **A** - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). **B** – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract).

Após toda a fase de testes para ajustar os diversos parâmetros no programa RSAnn, chegou-se a um conjunto de valores para estes cujos resultados se ajustavam aos dados, quer a nível dos modelos geofísicos, quer dos parâmetros determinados laboratorialmente. Esta fase foi realizada com recurso à lei d'Archie. Contudo, uma vez que neste local pode-se considerar que estamos nas condições de aplicação da equação de Bussian (equação 4.16) – areias argilosas saturadas – realizaram-se igualmente simulações com base nesta equação.

No que diz respeito à velocidade da onda P, não se testou a equação de Raymer (equação 3.24), uma vez que apesar de estarmos em ambiente saturado, não estavam reunidas todas as condições para a sua aplicação, nomeadamente elevadas tensões efectivas. Por outro lado, já havia sido verificado por Dvorkin e Nur (1998) que esta equação não dá bons valores para amostras não consolidadas.

Na Figura 4.8 apresentam-se os resultados obtidos, com ambas as equações e para duas percentagens diferentes de argila. Na Tabela 4.3 apresentam-se os valores considerados para cada parâmetro. Considerou-se, num dos casos, que toda a secção teria 99% de argila – valor determinado nas amostras, mas que apenas se verifica na camada superior do terreno (Formações superficiais) – e no outro que teria 60 %, dado que a camada superior do terreno corresponde a cerca de 1/3 da espessura da secção, e que os restantes 2/3 também deverão possuir um elevado conteúdo em argila. Todas as simulações apresentadas foram efectuadas com divisão nas gamas da velocidade de propagação da onda P nas argilas e nos solos, anteriormente apresentadas (Tabela 4.1 e Tabela 4.4).

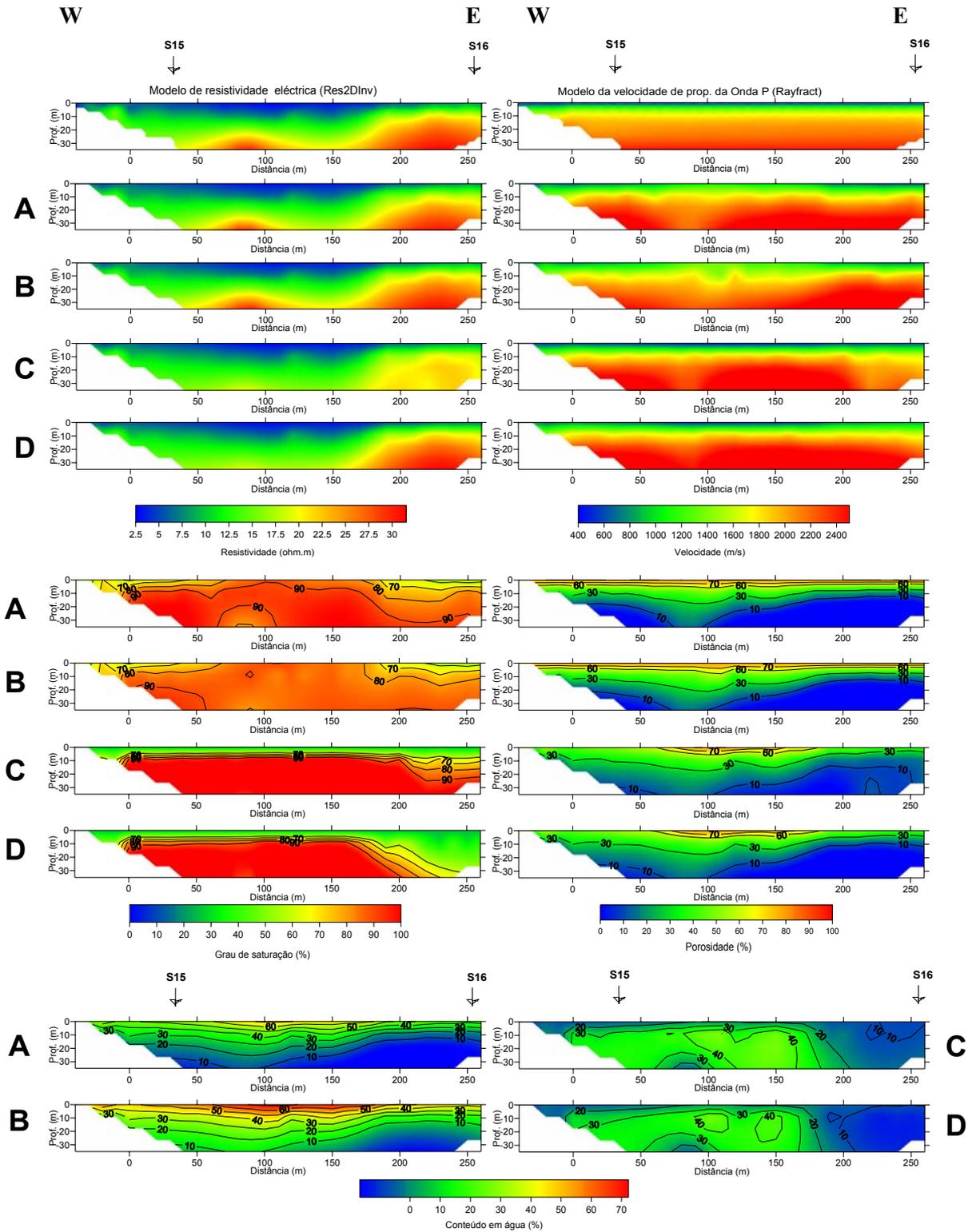


Figura 4.8 – Resultados obtidos com a Lei d’Archie e com a equação de Bussian, com utilização dos parâmetros constantes na Tabela 4.3.

Os valores utilizados para os parâmetros da lei d’Archie são tidos como característicos de formações arenosas (Zhdanov e Keller, 1994). O valor considerado para  $\rho_w$  é muito baixo, porque teve-se em conta o valor mínimo do modelo de resistividade eléctrica proveniente do programa Res2DInv. Atribui-se como origem para estes baixos valores de resistividade o facto de o local em estudo corresponder a terrenos agrícolas, onde são utilizados fertilizantes químicos e naturais, para além do facto de os próprios terrenos serem lodosos, com muita matéria orgânica.

Tabela 4.3 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.8.

Modelos	Eq. resist.	Nº Iter.	Energia final	$\alpha$	$\beta$	$V_{cl}$	$\rho_{cl}$	$\rho_w$	$P_{cl}$	a, m, n	m
<b>A</b>	Archie	74	21,13	0,6	0,4	3 000	70	2	60	0,88; 1,5; 2	-
<b>B</b>	Archie	70	20,91	0,7	0,3	3 000	80	2	99	0,88; 1,5; 2	-
<b>C</b>	Bussian	72	9,38	0,6	0,4	2 500	60	2	60	-	1,5
<b>D</b>	Bussian	76	14,97	0,6	0,4	3 000	60	2	99	-	1,5

Tabela 4.4 – Valores para  $V_m$  nos solos e nas argilas, com divisão das respectivas gamas apresentadas na Tabela 4.1

Material	$V_p$ (m/s)	$V_m$ (m/s)
Solos incoerentes	180 - 450	300
	450-750	600
Argilas e margas	750-1 000	875
	1 000 - 1 200	1 100

Apresenta-se na Figura 4.9 a variação relativa absoluta entre as secções de resistividade e de velocidade de propagação da onda P, obtidas com o programa RSAnn, e os modelos resultantes dos processos de inversão independente dos dados de campo. Estas secções destacam o maior erro que existe relativamente à determinação da resistividade com base na equação de Bussian., apesar de ser com esta equação que se obtém a menor energia final, o que será devido ao menor erro existente na secção de velocidade de propagação da onda P.

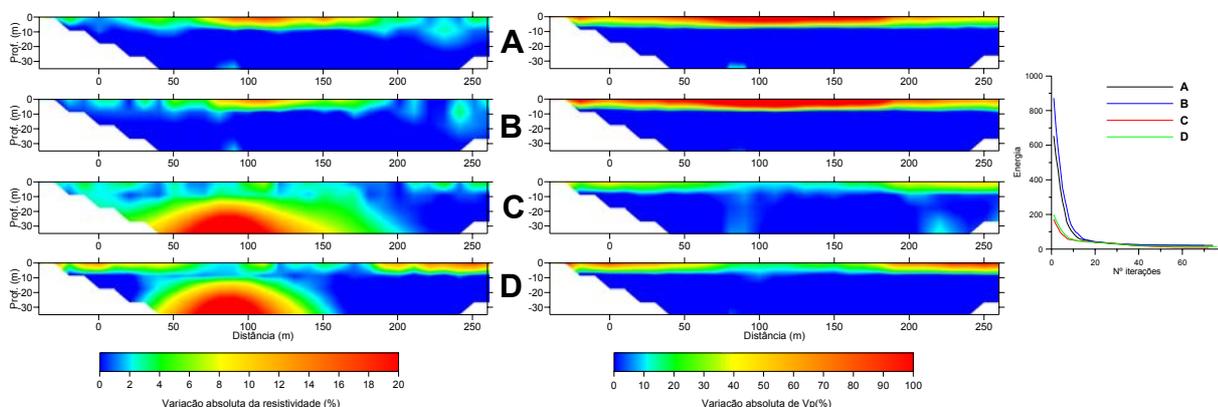


Figura 4.9 – *Esquerda* - Variação relativa absoluta entre os dados obtidos pelo programa RSAnn e os modelos de resistividade (conjunto do lado esquerdo) e velocidade de propagação da onda P (conjunto do lado direito). *Direita* – Evolução da energia ao longo do processo de *Annealing* para cada um dos modelos.

#### 4.4.1.3 Discussão dos resultados

A análise dos resultados obtidos permite constatar que o melhor ajuste global aos dados ocorre com a lei d'Archie, apesar da energia mais baixa do processo corresponder à simulação com a equação de Bussian. Este facto indicia que esta equação não será tão adequada quanto aquela desenvolvida a partir da lei d'Archie, com inclusão do efeito da argila.

A porosidade e o grau de saturação são as grandezas que possuem o melhor ajuste, especialmente na parte mais a Oeste do perfil, onde a estrutura dos modelos de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda P, é semelhante.

No que diz respeito ao conteúdo em água, o erro é elevado – o valor determinado é aproximadamente metade daquele obtido laboratorialmente.

Estes resultados indicam assim que, na situação presente, a equação de Bussian não será melhor do que a lei d'Archie, o que poderá ser devido à existência de uma elevada percentagem de elementos de reduzida granulometria. Em arenitos saturados, Taylor e Barker (2006) demonstraram que esta equação é mais adequada do que a lei d'Archie. Coloca-se assim a questão se será a rigidez do meio, que inviabiliza a verificação do melhor desempenho da equação de Bussian em meio saturado face à lei d'Archie.

#### 4.4.2 Local de aterro (*Campus do LNEC*)

Neste local, tal como já foi referido nos Capítulos 2 (§ 2.3.3) e 3 (§ 3.2.2), foram executados perfis de resistividade eléctrica e de refração sísmica, antes da abertura e após o encerramento da escavação. Para a aplicação em apreciação apenas foram considerados os perfis de resistividade eléctrica (Dipolo-Dipolo) e refração sísmica, executados antes da escavação, com a maior distância dipolar empregue – 1m.

Para se poder aferir melhor o método, procedeu-se à colheita de amostras para determinação em laboratório da granulometria, do conteúdo em água e do índice de vazios a várias profundidades, para além de terem sido realizadas medições *in situ*, com um densímetro. Estes elementos constam na Tabela 3.2. Os dados laboratoriais serviram para calibrar aqueles obtidos com o densímetro, o qual permite obter dados a quatro profundidades mediante o uso de uma sonda.

A relativa homogeneidade granulométrica do meio, nos elementos de mais reduzida dimensão, associada à sua baixa saturação, permitiu utilizar os dados colhidos para avaliar a sensibilidade do método à variação de alguns parâmetros, especialmente o valor considerado para a velocidade de propagação da onda P, quando a matriz é constituída por solos e/ou argila.

##### 4.4.2.1 Trabalhos realizados

Os trabalhos para obtenção dos dados de resistividade eléctrica e refração sísmica já foram descritos nos capítulos anteriores, pelo que neste ponto apenas se apresentam os dados de campo utilizados – secção de resistividade aparente e dromocrónicas (Figura 4.10), salientando-se o facto de

terem sido utilizadas todas as sete posições de tiro em ambos os perfis de 24 geofones – sobrepostos para a materialização de um perfil com 41 posições de registo, o mesmo número que no perfil de resistividade eléctrica. Os diversos testes realizados com diferentes valores em cada parâmetro, tiveram em parte, como suporte, os elementos obtidos laboratorialmente e *in situ* relativos à granulometria, porosidade e grau de saturação.

Para este local de ensaio considerou-se que a água não estaria poluída, pelo que se utilizou o valor de 70 ohm.m para a sua resistividade, e um valor na mesma ordem de grandeza para a da argila (55 ohm.m). Após diversas conjugações dos pesos  $\alpha$  e  $\beta$ , optou-se por se utilizar os valores de 0,6 e 0,4, respectivamente. Apresenta-se na Tabela 4.5 o resumo dos principais parâmetros utilizados.

Após obtenção dos parâmetros que melhor ajustavam as secções de resistividade eléctrica e velocidade de propagação da onda P (Tabela 4.5), e tirando partido do conhecimento da granulometria do local, da sua relativa homogeneidade, e dos baixos valores da velocidade de propagação da onda P, efectuou-se uma análise da influência da subdivisão das gamas de valores para a velocidade de propagação da onda P em solos e argilas e, conseqüentemente, do valor considerado para a velocidade de propagação na matriz, quando esta é constituída por solos ou argila (Tabela 4.4).

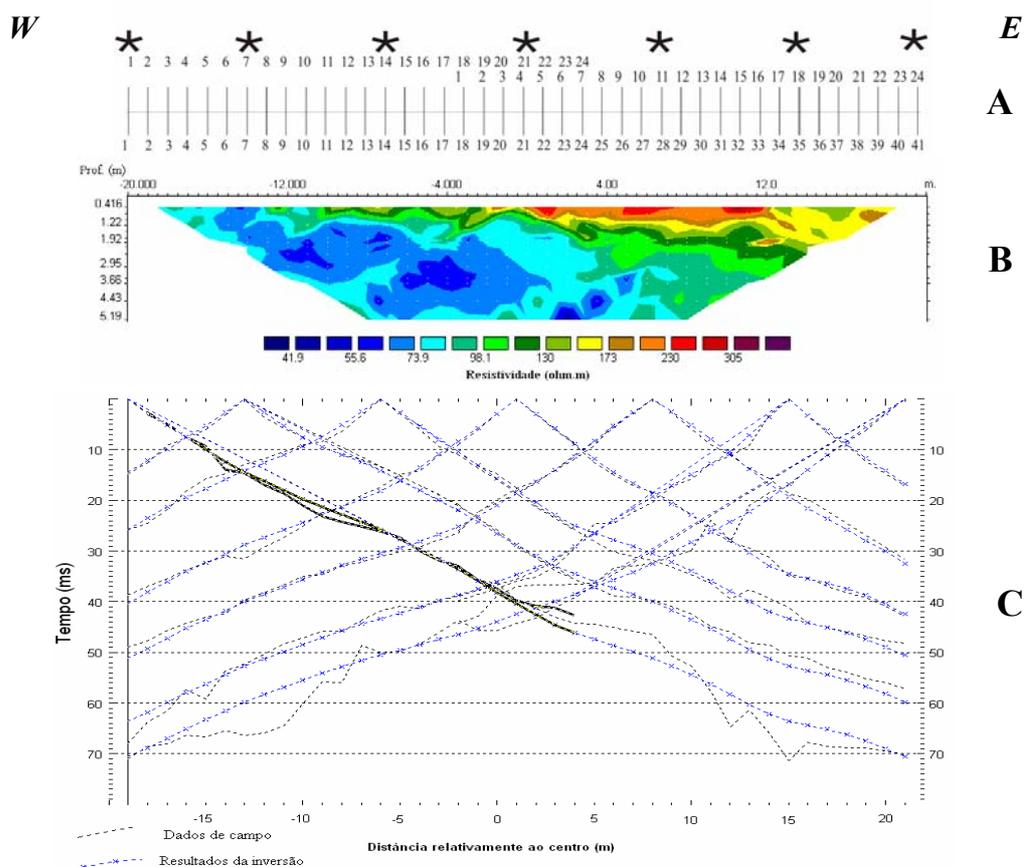


Figura 4.10 - **A** – Esquema da disposição dos tiros (\*), geofones (linhas 1 a 24) e eléctrodos (linha 1 a 41). **B** - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). **C** – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract).

Tabela 4.5 – Campus do LNEC – Principais parâmetros de entrada utilizados no programa RSAnn.

$\rho_w$ (ohm.m)	$\rho_{cl}$ (ohm.m)	$v_w$ (m/s)	$V_{cl}$ (m/s)	$V_a$ (m/s)	$P_{cl}$ %	a	m	n	$\alpha$	$\beta$
70	65	1 690	2 000	330	15	0,88	1,2	2	0,4	0,6
70	65	1 690	2 000	330	25	0,88	1,2	2	0,4	0,6

Utilizaram-se os dados da situação pré-desaterro, com a distância dipolar de 1m. Os dados de resistividade eléctrica são aqueles obtidos com o dispositivo Dipolo-Dipolo.

Procede-se no parágrafo seguinte à apresentação e análise dos resultados obtidos.

#### 4.4.2.2 Resultados obtidos

Dos diversos testes efectuados foram considerados aqueles obtidos com duas percentagens de argila – 15 % e 25 % - e com os seguintes parâmetros da lei d'Archie -  $a=0,88$ ;  $m=1,2$  e  $n=2$ , valores estes idênticos àqueles apresentados por Zhdanov e Keller (1994), como sendo típicos de areias e rochas detríticas, com porosidades entre 25 e 45 %. Em cada um dos testes apresentados combinou-se ainda a divisão, ou não, das gamas de velocidade utilizadas para obtenção da velocidade para a matriz.

Esta combinação de parâmetros, deu origem a 8 modelos diferentes, cujos resultados são apresentados na Figura 4.11 (resistividade e velocidade de propagação da onda P), Figura 4.13 (conteúdo em água) e na Figura 4.14 (porosidade e grau de saturação).

Após uma análise das secções obtidas, constata-se que é insignificante em qualquer dos parâmetros em apreciação (porosidade, grau de saturação e conteúdo em água), a influência da divisão das duas gamas mais baixas da velocidade de propagação da onda P e, conseqüentemente, do valor considerado para a velocidade de propagação na matriz. O mesmo acontece na resistividade eléctrica e na velocidade de propagação da onda P.

Em qualquer das situações simuladas o ajuste na resistividade eléctrica é bom. No caso da velocidade de propagação da onda P, o ajuste embora não sendo bom é melhor na situação de 25 % de argila do que na de 15 % (Figura 4.12).

Para a comparação dos valores obtidos com o programa RSAnn, com aqueles obtidos *in situ* e no laboratório deve ter-se em conta a resolução dos dados da geofísica, a qual apenas permite obter valores a partir de 1 m de profundidade. Tendo este facto presente, a análise dos resultados permite verificar que existe um bom ajuste no conteúdo em água entre os valores medidos (Tabela 3.2) e aqueles previstos a partir da geofísica, com qualquer das percentagens de argila. No que diz respeito à porosidade e ao grau de saturação os resultados obtidos com esta metodologia tem ajuste bem aos resultados obtidos em laboratório e *in situ*, com qualquer das percentagens de argila consideradas.

Face a estes resultados pode-se considerar que, para este tipo de litologia, o método revela-se eficaz, permitindo obter uma estimativa da evolução lateral e em profundidade dos parâmetros em análise – porosidade, grau de saturação e conteúdo em água.

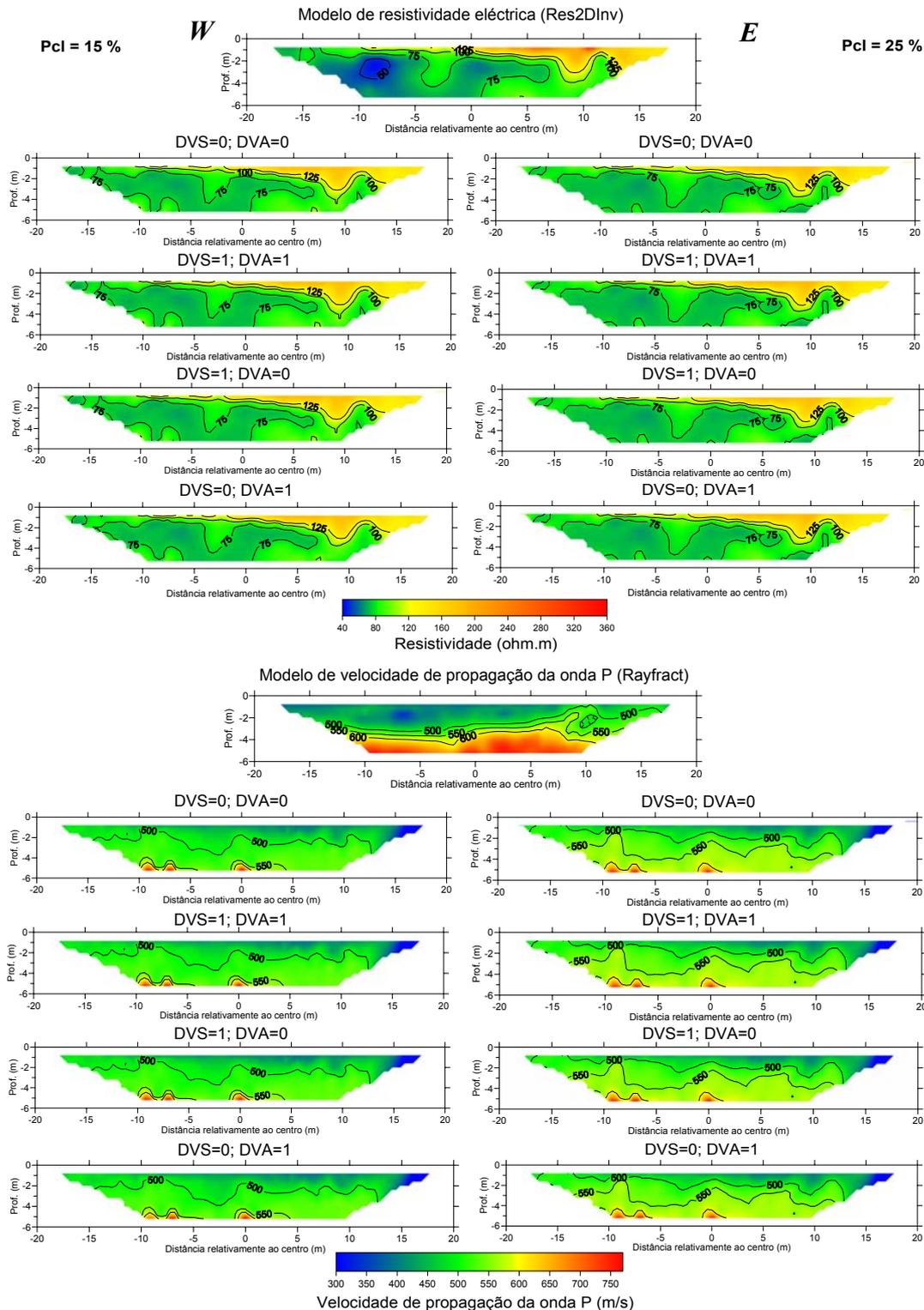


Figura 4.11 - Resultados obtidos após 104 iterações, para a **resistividade eléctrica** (nove secções superiores) e para a **velocidade de propagação da onda P** (nove secções inferiores). Na coluna da esquerda apresentam-se os resultados obtidos com 15 % de argila e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila. No topo do conjunto correspondente à resistividade eléctrica figura a secção respeitante ao modelo produzido pelo programa Res2DInv. No topo do conjunto correspondente à velocidade de propagação da onda P figura a secção respeitante ao modelo obtido com o programa Rayfract. Parâmetros na lei d'Archie:  $a=0,88$ ;  $m=1,2$  e  $n=2$ . A energia final atingida foi 14,07 com 15 % de argila e 14,99 com 25 % de argila, em cada uma das quatro situações apresentadas. DVS corresponde a *Divisão na Velocidade dos Solos*: 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a *Divisão na Velocidade das Argilas*: 1 se houve divisão e 0 se não houve.

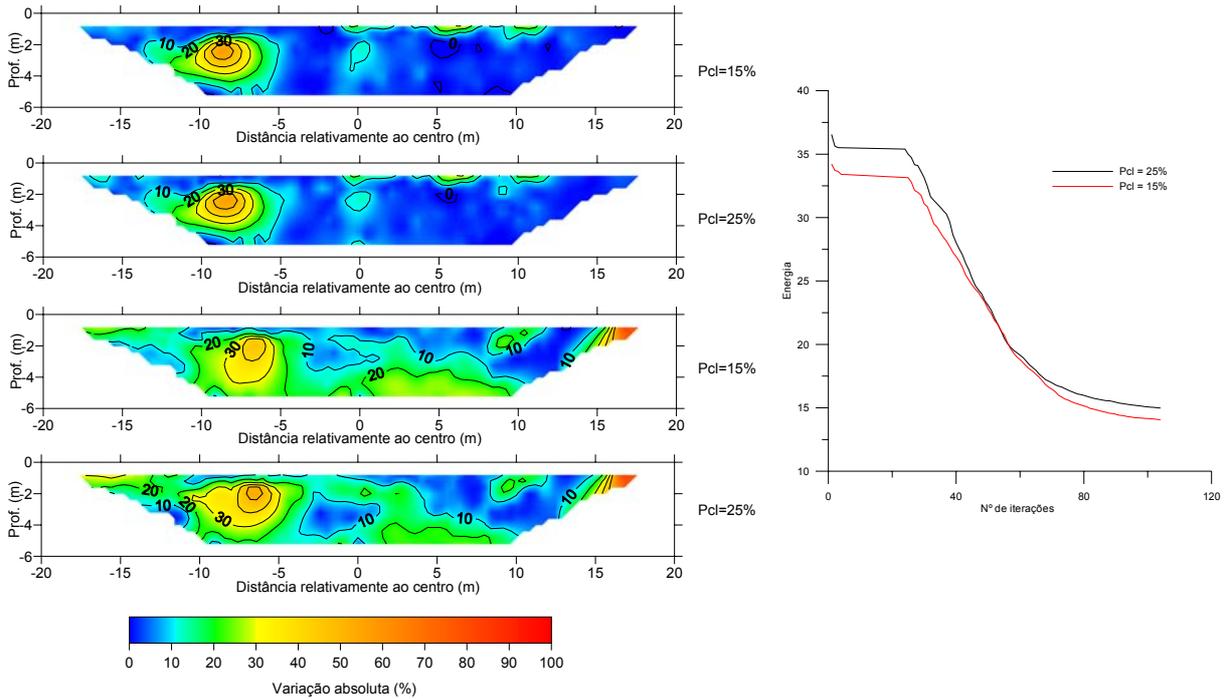


Figura 4.12 – *Esquerda* - Variação absoluta relativa face aos modelos provenientes dos programas Res2DInv e Rayfract, da **resistividade eléctrica** (secções superiores) e da **velocidade de propagação da onda P** (secções inferiores), para a situação DVS=DVA=0. *Direita* – Evolução da energia ao longo do processo, para cada uma das percentagens de argila consideradas.

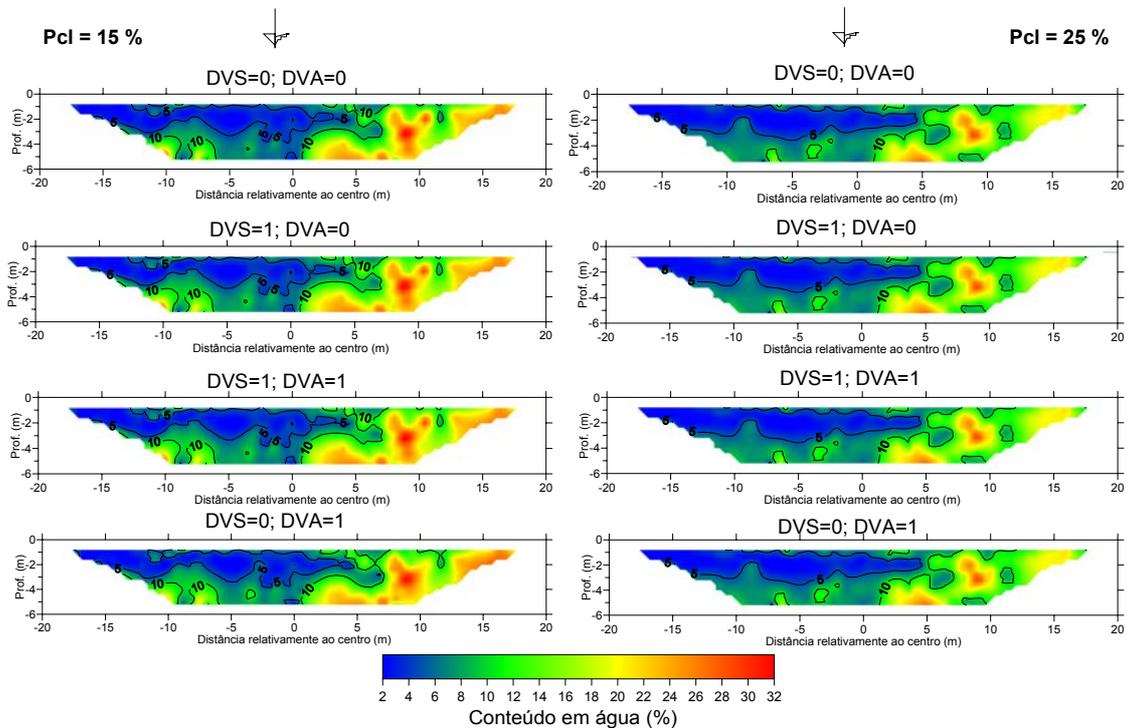


Figura 4.13 - Resultados obtidos após 110 iterações, para o **conteúdo em água** (a seta assinala a posição onde se procedeu à colheita de amostras e à determinação in situ dos parâmetros constantes na Tabela 4.5). Tal como nas figuras anteriores, na coluna da esquerda apresentam-se os resultados obtidos com 15 % de argila (energia final: 14,07) e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila (energia final 14,99). Parâmetros na lei d'Archie:  $a=0,88$ ;  $m=1,2$  e  $n=2$ . DVS corresponde a *Divisão na Velocidade dos Solos*: 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a *Divisão na Velocidade das Argilas*: 1 se houve divisão e 0 se não houve.

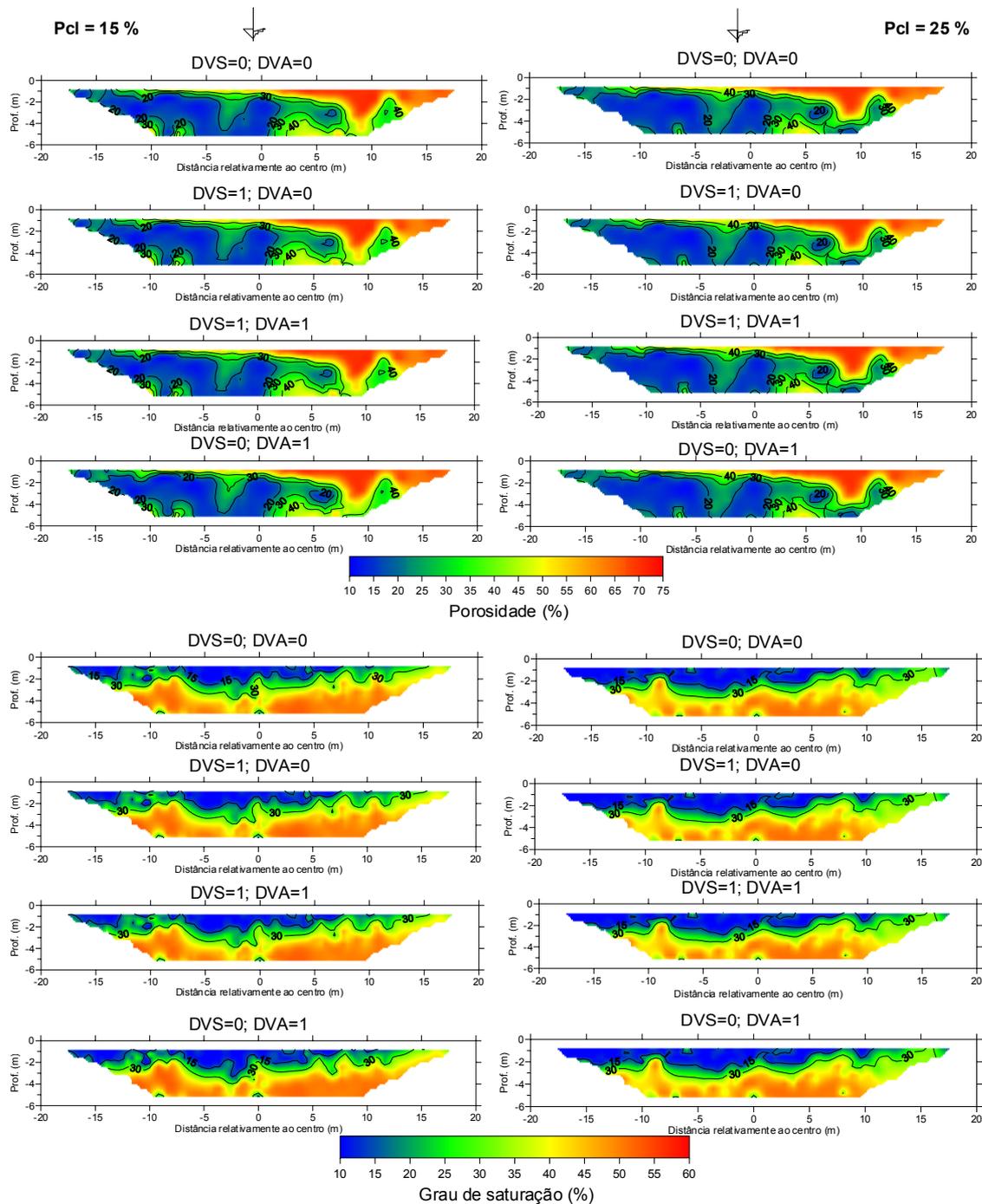


Figura 4.14 - Resultados obtidos após 110 iterações, para a **porosidade** (oito secções superiores) e **grau de saturação** (oito secções inferiores). Tal como na figura anterior, apresentam-se na coluna da esquerda os resultados obtidos com 15 % de argila (energia final: 14,07) e na da direita aqueles obtidos com 25 % de argila (energia final 14,99). Parâmetros na lei d'Archie:  $a=0,88$ ;  $m=1,2$  e  $n=2$ . DVS corresponde a *Divisão na Velocidade dos Solos*: 1 se houve divisão e 0 se não houve. DVA corresponde a *Divisão na Velocidade das Argilas*: 1 se houve divisão e 0 se não houve.

### 4.4.3 Depósito aluvionar sobre substrato granítico (Pedrógão)

O local seleccionado como representativo de um substrato granítico sob depósitos aluvionares, situa-se a jusante da Barragem de Pedrógão. Do conjunto de 6 perfis realizados neste local, foi seleccionado aquele já utilizado no Capítulo 3, onde foi apresentado o enquadramento geológico. Utilizou-se este perfil por ser um local mais interessante e complexo, do ponto de vista geológico e geofísico, uma vez que cruza uma zona de fronteira geológica.

Na Figura 4.15, apresenta-se uma imagem aérea deste local, obtida a partir do Google Earth, e onde se implantou o perfil de teste, enquanto que na foto da Figura 4.16 se apresenta uma panorâmica do perfil, vista de NE para SW, com indicação aproximada da zona de fronteira entre as corneanas e o granito, e os respectivos terrenos de cobertura.



Barragem de Pedrogão

Figura 4.15 - Imagem obtida a partir do Google Earth (2006). O perfil considerado para este local, encontra-se assinalado a branco, com os extremos marcados a encarnado.

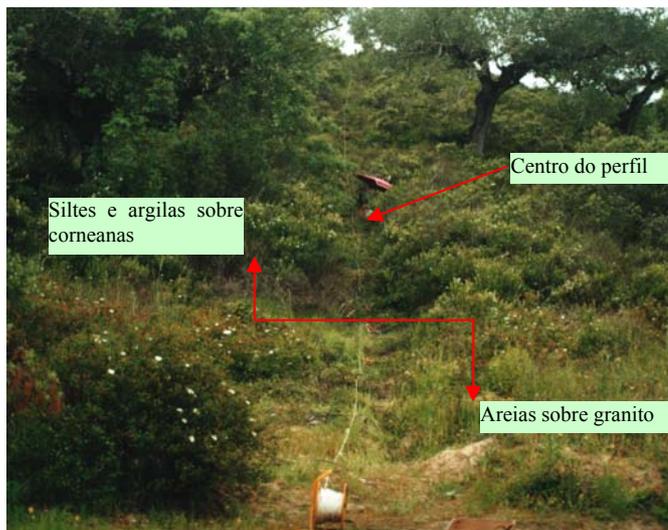


Figura 4.16 - Panorâmica do perfil, de NE para SW.

#### 4.4.3.1 Trabalhos realizados

O perfil de resistividade eléctrica foi executado com o dispositivo de Wenner, com uma distância dipolar de 6 m, tendo-se utilizado todas as saídas das bobines centrais, para melhorar a cobertura superficial, pelo que aí a distância dipolar foi de 3 m.

Tal como já foi descrito no Capítulo anterior (cfr. § 3.7.1.2), o perfil de refração sísmica resultou da sobreposição de dois perfis de 24 geofones, com um espaçamento de 6 m entre geofones, e em que os 12 primeiros geofones do segundo perfil – perfil realizado na extremidade SE – foram instalados nas mesmas posições que os 12 últimos do primeiro perfil. O perfil total foi assim coincidente em 38 dos 41 eléctrodos do perfil de resistividade eléctrica. Dos 7 tiros dados – 4 no perfil NE e 3 no perfil SW, o primeiro coincidiu com o eléctrodo 1 e o último com o eléctrodo 38.

Apresentam-se na Figura 4.17 os dados de campo da resistividade eléctrica (resistividade aparente) e as dromocrónicas dos dados de campo e as resultantes do processo de inversão. Na Figura 4.18 apresentam-se os modelos originais de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda P, obtidos a partir dos respectivos programas de inversão – Res2DInv e Rayfract.

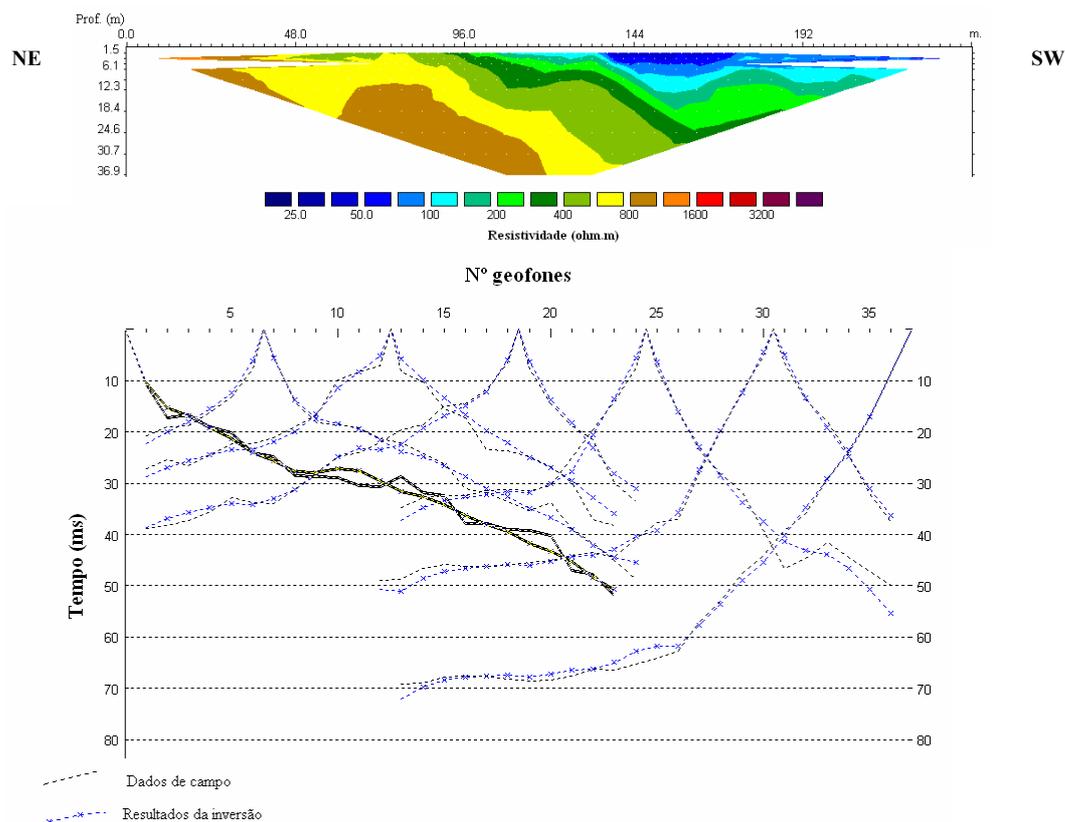


Figura 4.17 - **A** - Pseudo-seção de resistividade aparente medida (campo). **B** – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract).

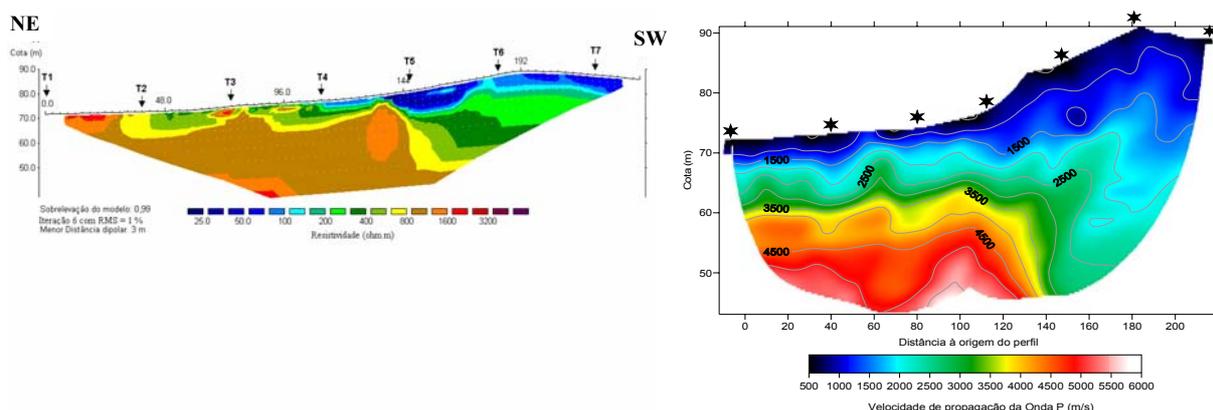


Figura 4.18 – Modelos de **resistividade eléctrica** (esquerda) e de **velocidade de propagação da Onda P** (direita). Secções originais, resultantes dos respectivos programas de inversão - Res2DInv e Rayfract. Assinalam-se em ambos os modelos as posições de tiro do perfil de refração sísmica.

Tal como nos restantes locais procedeu-se a uma série de testes para avaliar o conjunto de valores dos parâmetros iniciais que melhor ajustassem as secções de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda P aos dados (modelos resultantes dos processos de inversão independente dos dados de campo). A partir desse conjunto efectuaram-se alguns testes de variação dos parâmetros que se mostraram mais sensíveis: pesos  $\alpha$  e  $\beta$ , percentagem de argila e coeficientes da lei d'Archie. Apresenta-se no parágrafo seguinte alguns dos modelos obtidos e cujos principais parâmetros de entrada são apresentados na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.8.

Modelos	Nº Iter.	Energia final	$\alpha$	$\beta$	$V_{cl}$	$\rho_{cl}$	$\rho_w$	$P_{cl}$	a, m, n
<b>A</b>	78	19,25	0,7	0,3	2 500	1 000	15	30	0,9; 1,1; 2
<b>B</b>	72	16,88	0,6	0,4	2 500	1 000	15	20	0,88; 1,1; 2
<b>C</b>	72	15,35	0,4	0,6	2 500	1 000	15	20	0,88; 1,1; 2
<b>D</b>	72	17,03	0,3	0,7	2 500	1 000	15	20	0,88; 1,1; 2

Os parâmetros que apresentaram mais dificuldade neste local, foram a resistividade eléctrica da argila e a sua velocidade de propagação da onda P. Após diversos testes em que apenas se procedia à alteração de cada um destes parâmetros chegou-se aos valores constantes na Tabela 4.6. Outros parâmetros que, na ausência de dados provenientes de amostras, apresentaram dificuldades, foram os limites mínimo e máximo a impor ao grau de saturação e porosidade.

#### 4.4.3.2 Resultados obtidos

No gráfico da Figura 4.19 apresenta-se a evolução da energia ao longo do processo de *Annealing*, para cada um dos modelos deste local. A comparação entre este gráfico e os elementos constantes na Tabela 4.6, permite verificar que a energia inicial diminui com o aumento do peso da componente sísmica, o que leva a concluir que neste local esta componente possuía mais peso no resultado final, ao contrário do que aconteceu nos dois locais anteriores, onde não existia um substrato rochoso. Nas figuras seguintes apresentam-se os modelos obtidos para cada modelo constante na Tabela 4.6.

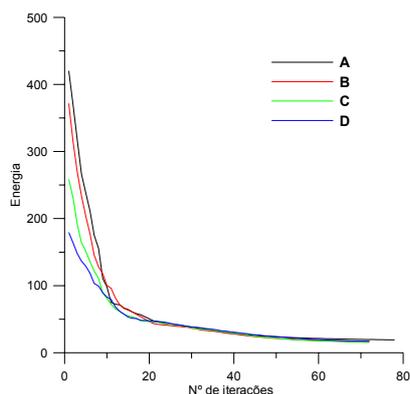


Figura 4.19 – Evolução da energia ao longo do processo, para cada um dos modelos apresentados.

Neste local não foi possível obter dados de granulometria, porosidade e grau de saturação, que permitissem validar os resultados obtidos, pelo que estes apenas podem ser avaliados com base no desvio das secções de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda P.

Da análise das secções com as diferenças relativas (Figura 4.20) destaca-se, naquelas referentes à resistividade eléctrica, a região superficial em torno da coordenada 180, com o maior desvio absoluto. Este grande desvio deve-se ao facto de a resistividade neste ponto não ter descido o suficiente. A redução do valor da resistividade da água e/ou da argila não permitiu ultrapassar esta situação, pois afectava toda a secção de resistividade, assim como as restantes secções. Este ponto coincide com o tiro 5, e observou-se no buraco aberto pela explosão, que o solo teria uma elevada percentagem de argila, uma vez que o terreno ficou com o aspecto visual de barro cozido. Será certamente a este facto que estará associado o baixo valor da resistividade registado.

O modelo que apresenta maior desvio na velocidade de propagação da onda P, é aquele onde o peso desta componente é menor, o que reforça a conclusão de neste local esta componente ser preponderante face à resistividade eléctrica.

No que diz respeito aos resultados obtidos para o grau de saturação, porosidade e conteúdo em água, estes apenas podem ser avaliados qualitativamente, devido à já mencionada falta de dados provenientes de amostras.

Tendo como referência os elementos provenientes do reconhecimento geológico efectuado pela Hidrorumo (cfr § 3.7.1.1.1) e os resultados dos perfis de resistividade eléctrica e de refacção sísmica, pode-se concluir que a região do perfil que apresenta valores mais elevados do grau de saturação, da porosidade e do conteúdo em água, corresponde àquela que seria expectável que apresentasse essas características, face ao resto do perfil, uma vez que é aquela onde os solos são essencialmente constituídos por siltes e argilas. A parte restante do perfil - que apresenta baixos valores destes parâmetros - corresponde ao maciço rochoso constituído por granítico e corneanas.

A secção de porosidade apresenta ainda, a NE e à superfície, valores intermédios (10-20%) que correspondem à cobertura de areias soltas.

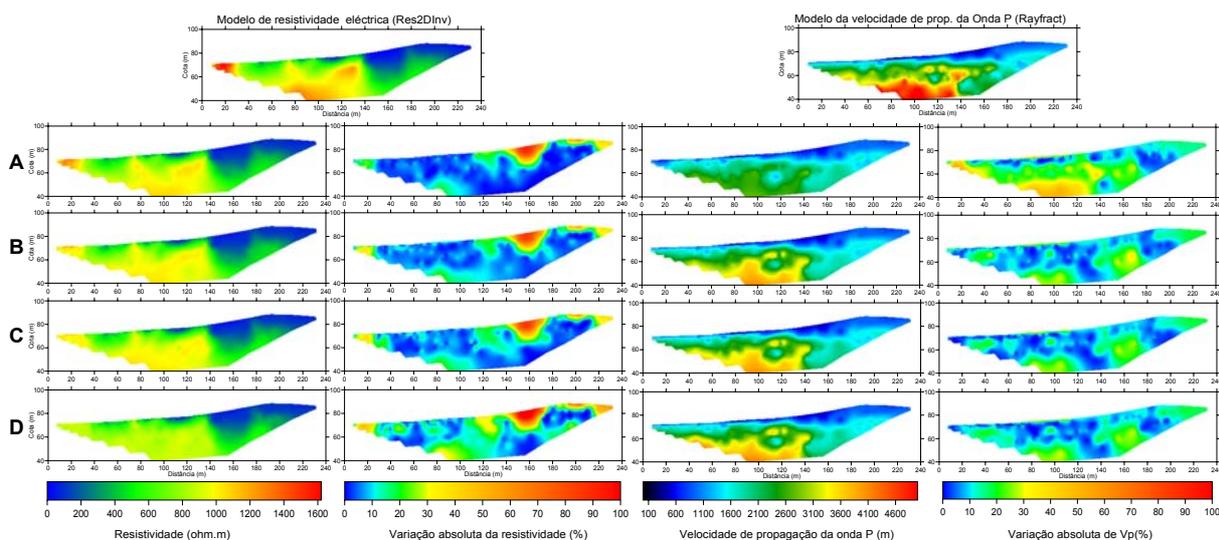


Figura 4.20 - Secções de **resistividade eléctrica** (coluna da esquerda) e **velocidade de propagação da onda P** (terceira coluna) e respectivas variações absolutas relativas ao modelo original. As secções originais (modelos obtidos com os programas Res2DInv e Rayfract) encontram-se no topo de cada conjunto.

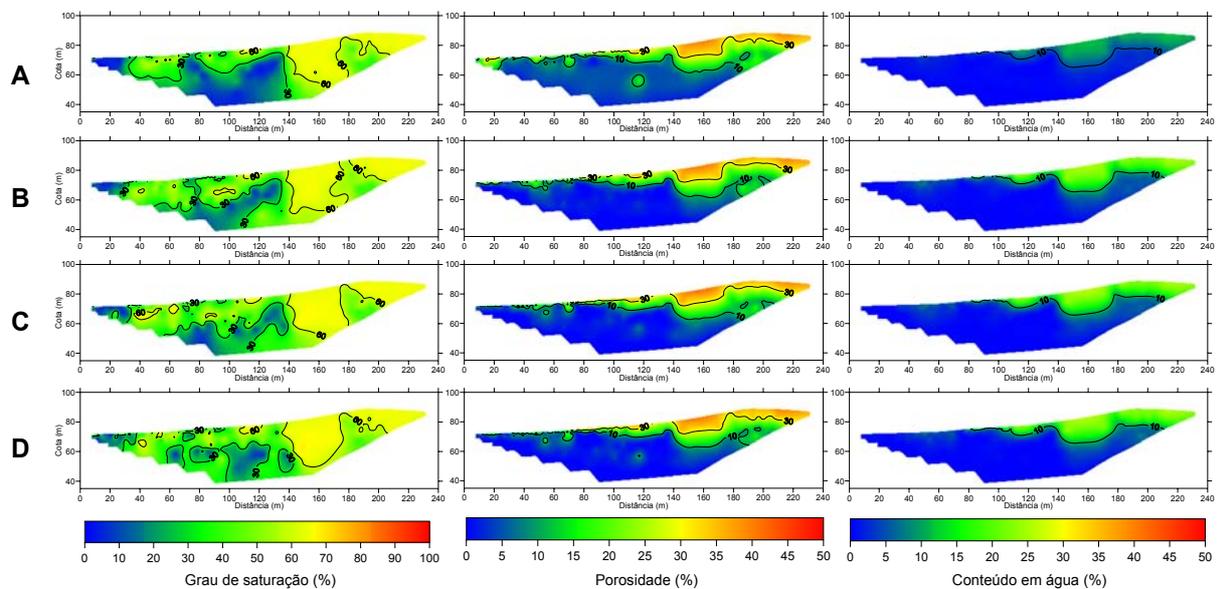


Figura 4.21 - Secções de grau de saturação, porosidade e conteúdo em água, obtidas com o programa RSAnn, para os quatro conjuntos de parâmetros constantes na Tabela 4.6.

#### 4.4.4 Solo residual sobre substrato de granito alterado (Sabor)

Para testar a metodologia num ambiente geológico caracterizado por solo residual sobre substrato de granito alterado seleccionou-se um dos perfis realizados para a EDP - Produção EM – Engenharia e Manutenção, S.A., no âmbito dos trabalhos de prospecção para a Barragem do Baixo Sabor (Mota, 2004).

Os trabalhos de campo decorreram em Setembro de 2004, tendo sido realizados três perfis que se entrecruzavam. Destes foi seleccionado aquele que melhor caracteriza o meio geológico presente e que já foi utilizado no § 3.7, onde também se apresentaram os elementos sobre a geologia do local.

Na Figura 4.22 apresenta-se uma panorâmica do vale do rio Sabor, vista de montante para jusante, sendo visível o local previsto para a implantação da Barragem do Baixo Sabor, encontrando-se

assinalado o local onde foi realizado o perfil. Na mesma figura encontra-se documentada a fase de preparação do perfil de resistividade, em que se procede à melhoria dos contactos dos eléctrodos com o terreno, o qual, pelas suas características, apresentava elevadas resistências de contacto.



Figura 4.22 - Vista do vale do rio Sabor, de Montante para Jusante (foto da esquerda). São visíveis na Margem Direita as trincheiras abertas para a primeira fase dos trabalhos de prospecção da barragem, encontrando-se assinalada na Margem Esquerda o local onde foi realizado o perfil aqui apresentado, e documentado na figura da direita, obtida de Jusante para Montante.

#### 4.4.4.1 Trabalhos realizados

O perfil de resistividade eléctrica foi executado com o dispositivo de Dipolo-Dipolo, com uma distância dipolar de 4 m. Tal como no caso anterior, também aqui foram utilizados todos os eléctrodos das bobinas centrais, para melhorar a cobertura superficial, pelo que aí a distância dipolar foi de 2 m.

Tal como já foi descrito no § 3.7.1.2.2, o perfil de refração sísmica resultou da sobreposição de dois perfis com 24 geofones instalados nas mesmas posições dos eléctrodos – o espaçamento entre geofones foi assim de 4 metros. Para a materialização dos 41 pontos de leitura coincidentes com os 41 eléctrodos da resistividade, ocorreu então uma sobreposição dos últimos 7 geofones do primeiro perfil (jusante) com os primeiros 7 geofones do segundo perfil. No primeiro perfil foram utilizadas cinco posições de tiro, enquanto que no segundo apenas foram utilizadas quatro posições de tiro. O esquema de tiros utilizado no teste realizado no *Campus* do LNEC – utilização de todas as posições de tiro em ambos os perfis - não pode ser empregue neste local devido à dimensão total do perfil – 160 m.

Tal como na situação anterior também aqui não foi realizada uma caracterização granulométrica dos solos de cobertura. Devido ao facto de, visualmente, estes apresentarem reduzida percentagem de partículas finas, optou-se por testar o método com as duas expressões para a Lei d'Archie - equações 2.8 e 4.14, esta última respeitante à inclusão do efeito da condutibilidade associada à argila.

Apresentam-se na Figura 4.23 os dados de campo da resistividade eléctrica (resistividade aparente) e as dromocrónicas dos dados de campo e as resultantes do processo de inversão.

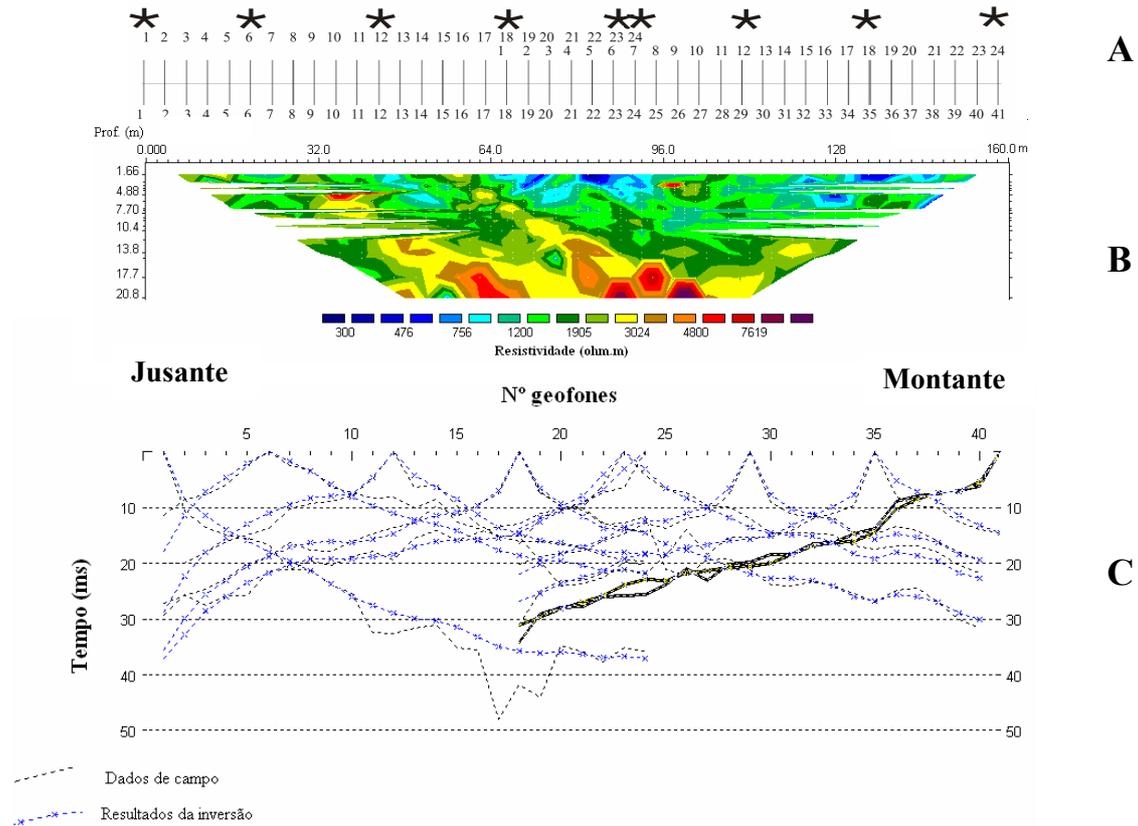


Figura 4.23 - **A** – Esquema da disposição dos tiros (\*), geofones (linhas 1 a 24) e eléctrodos (linha 1 a 41). **B** - Pseudo-secção de resistividade aparente medida (campo). **C** – Dromocrónicas de campo e resultantes do programa de inversão (Rayfract).

#### 4.4.4.2 Resultados obtidos

Na Figura 4.24 constam os resultados obtidos em termos de resistividade eléctrica e velocidade de propagação da onda P, assim como as suas variações relativamente aos modelos obtidos a partir dos programas Res2DInv e Rayfract. As secções de grau de saturação, de porosidade e de conteúdo em água são apresentadas na Figura 4.25. Tal como para os locais apresentados nos parágrafos anteriores são apresentados resultados obtidos com diferentes parâmetros de entrada – quatro para a situação de inclusão do efeito da argila na resistividade (modelos A a D) e dois para a situação de não inclusão de argila (modelos E e F). Encontram-se na Tabela 4.7 os valores considerados para cada parâmetro e para cada modelo, assim como a energia final atingida, cujos gráficos de evolução ao longo do processo de *Annealing* constam na Figura 4.26.

O processo de *Annealing* nos modelos E e F convergiu com um número muito baixo de iterações, como pode ser constatado na análise da Tabela 4.7. Estes modelos foram realizados sem se considerar o contributo da argila na resistividade (equação “clássica” de Archie (equação 2.8)) e começaram com uma energia muito elevada – característica verificada em todos os testes executados com esta equação – estabilizando num valor não muito diferente do dos restantes modelos.

Tabela 4.7 - Parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 4.24 ( $\rho$  e  $V_p$ ) e Figura 4.25 ( $S_w$ ,  $\phi$  e  $w$ ).

Modelos	Nº Iter.	Energia final	$\alpha$	$\beta$	$V_{cl}$ (m/s)	$\rho_{cl}$ (ohm.m)	$\rho_w$ (ohm.m)	$P_{cl}$ (%)	a, m, n
<b>A</b>	84	22,47	0,3	0,7	3 000	2 000	100	30	0,8; 1,2; 2
<b>B</b>	74	21,29	0,4	0,6	4 000	3 500	100	20	0,95; 1,1; 2
<b>C</b>	68	22,12	0,4	0,6	4 000	3 000	100	20	0,95; 1,1; 2
<b>D</b>	80	22,49	0,3	0,7	4 000	2 500	100	10	0,88; 1,2; 2
<b>E</b>	56	32,63	0,3	0,7	2 500	-	100	10	0,88; 1,37; 2
<b>F</b>	60	31,66	0,3	0,7	4 000	-	100	20	0,88; 1,37; 2

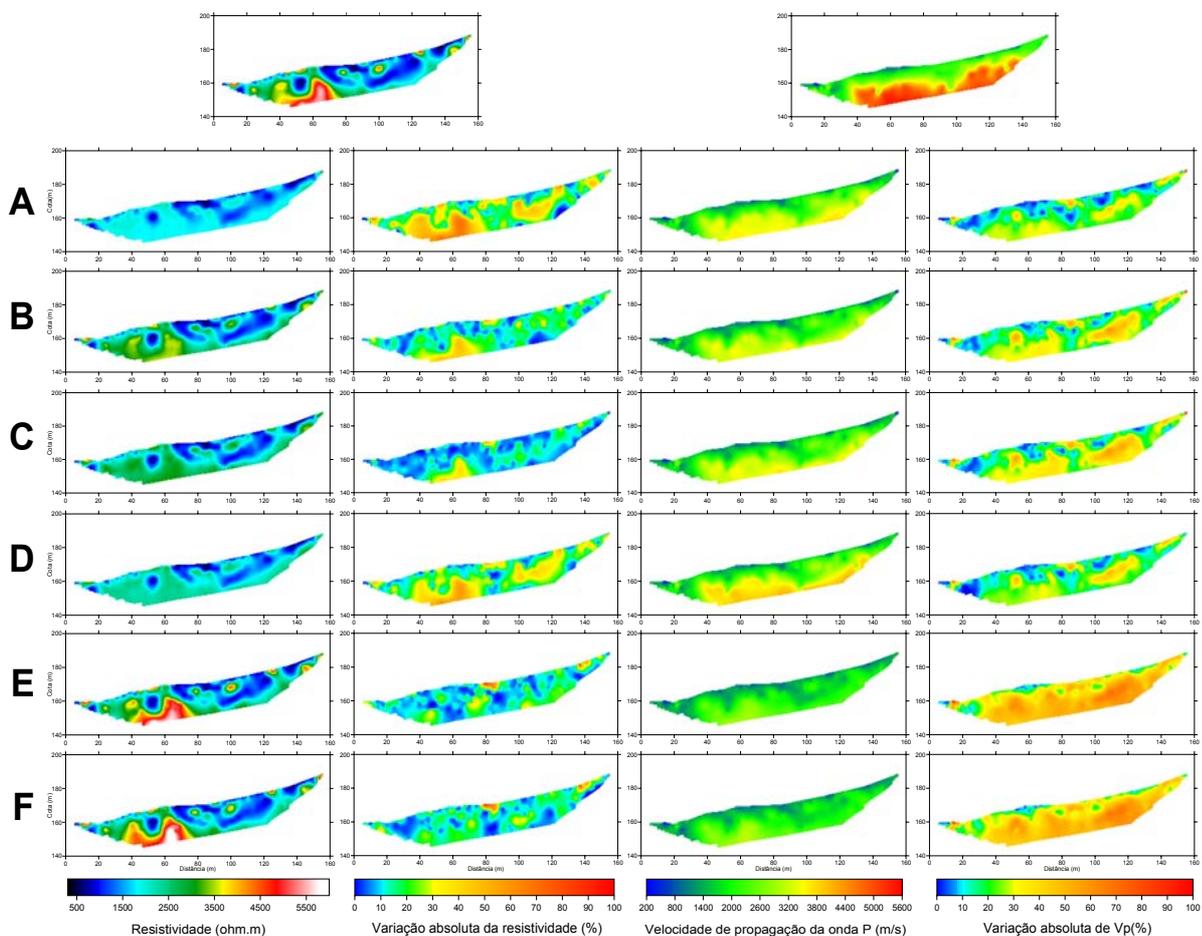


Figura 4.24 - Secções de **resistividade eléctrica** (esquerda) e **velocidade de propagação da onda P** (direita). As secções originais (modelos obtidos com os programas Res2Dinv e Rayfract) encontram-se no topo. As restantes secções ilustram diferentes modelos resultantes de variações dos parâmetros de entrada (Tabela 4.7) e respectivas variações absolutas relativas ao modelo original.

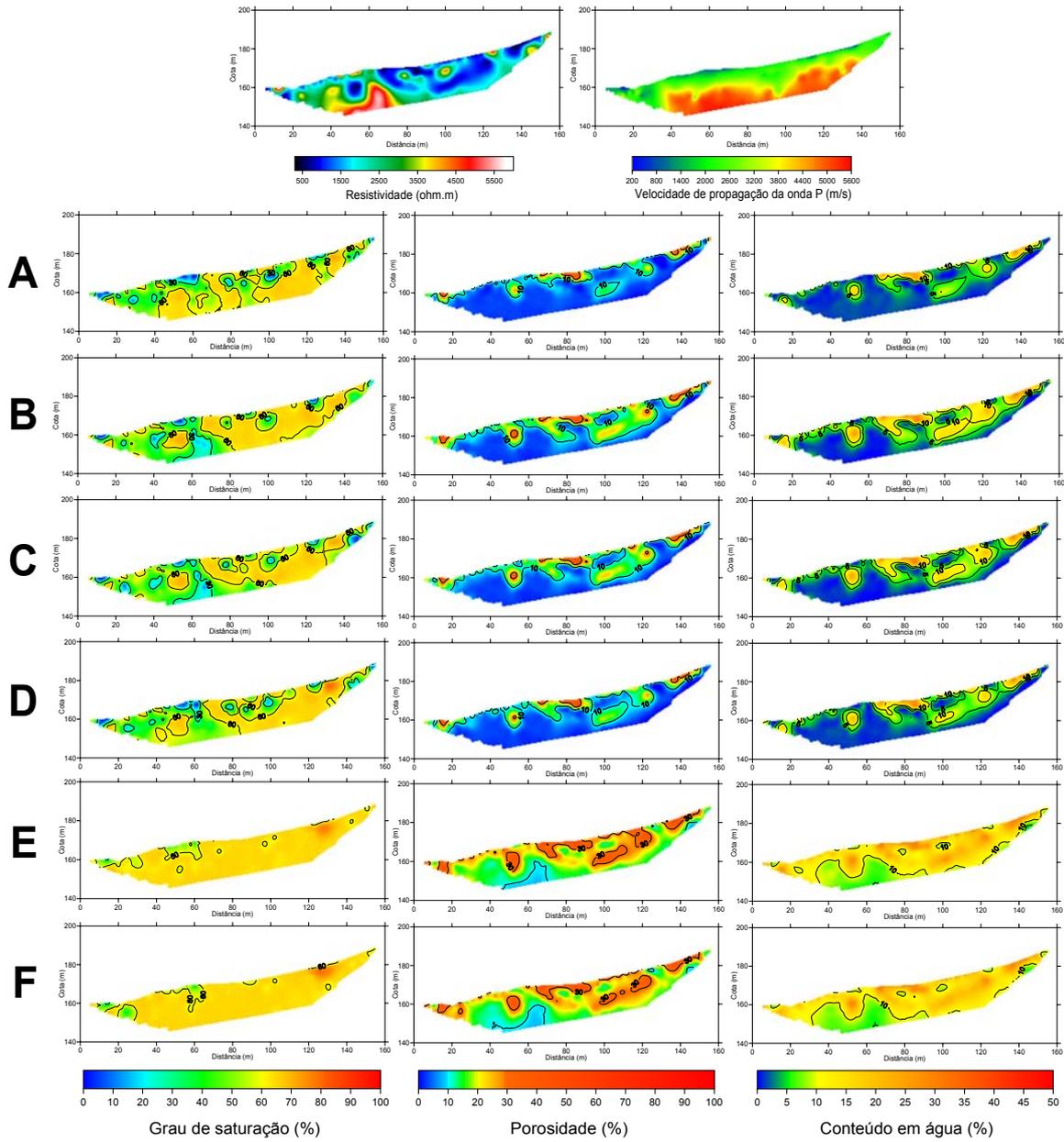


Figura 4.25 - Secções de grau de saturação, porosidade e conteúdo em água, obtidas com o programa RSAnn, para os seis conjuntos de parâmetros constantes na Tabela 4.7.

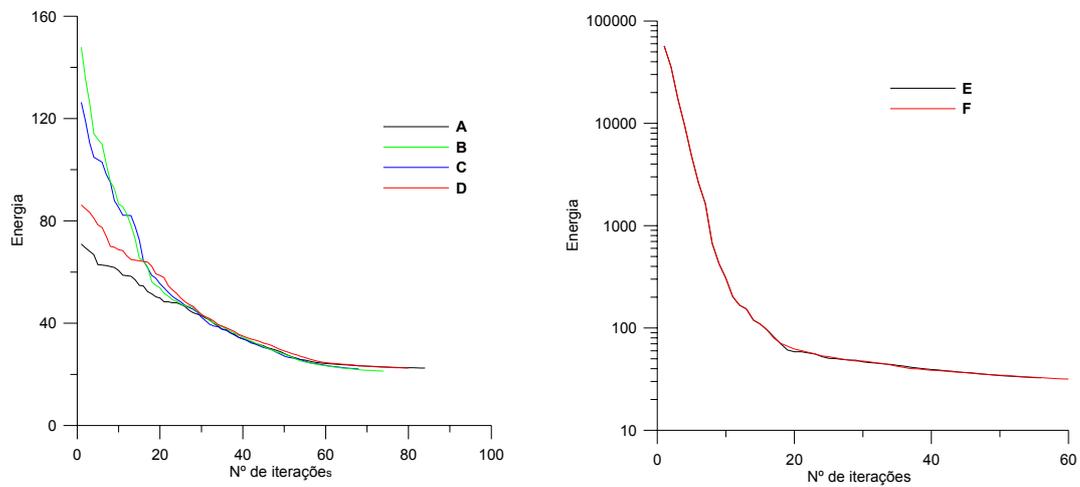


Figura 4.26 – Evolução da energia ao longo do processo, para cada um dos modelos apresentados.

Se considerarmos que a melhor solução é aquela em que o desvio entre os modelos de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda P, resultantes do programa RSAnn e aqueles provenientes dos programas Res2DInv e Rayfract é menor, então a melhor solução será aquela conseguida com o modelo B.

Embora os modelos de resistividade E e F se ajustem melhor ao modelo original do que os restantes, a secção de velocidade de propagação da onda P correspondente possui uma grande variação face ao modelo original, o que poderá estar a influenciar os valores obtidos para as secções geotécnicas ( $S_w$ ,  $\phi$  e  $w$ ), especialmente para o grau de saturação.

Com base nos diversos modelos pode-se concluir que a porosidade máxima variará, entre pouco mais de 10 % nos modelos obtidos com a inclusão do efeito da argila, e mais de 30 % naqueles em que não se considerou o efeito da argila para a resistividade eléctrica. Quanto aos restantes parâmetros geotécnicos, a amplitude de variação também não é muito significativa, especialmente no conteúdo em água, uma vez que este parâmetro resulta do produto entre a porosidade e o grau de saturação, o que de certo modo anula as variações mais extremas existentes nestes dois parâmetros entre os dois tipos de modelos.

Associando os valores baixos obtidos para a porosidade – comparem-se os valores máximos obtidos com os modelos E e F, com aqueles medidos no material de aterro no *campus* do LNEC – com os valores elevados de saturação, e tendo em conta o facto de o terreno se encontrar muito seco – o Verão de 2004 foi muito quente e seco – podemos colocar a hipótese que as regiões de baixas resistividades corresponderão a zonas de mais elevada percentagem de argila associada a uma maior espessura dos solos de cobertura.

## 4.5 Notas finais e conclusões

Verificou-se no Capítulo anterior que, em materiais pouco coesos, a velocidade de propagação da onda P é sensível à variação da porosidade. A elevada influência da argila na resistividade eléctrica atenua este efeito quando se conjuga a velocidade de propagação da onda P com a resistividade eléctrica.

Os diversos testes realizados permitiram constatar que as variações introduzidas no valor da saturação e da velocidade de propagação da onda P na matriz – quando se considera que a matriz é constituída por solos ou argilas -, não produziram secções de velocidade de propagação da onda P muito diferentes entre si. Devido à distinção que é realizada na equação de Wyllie, entre velocidade de propagação da onda P na matriz e na argila, o valor que se considera para esta última influencia a velocidade de propagação da onda P. O valor considerado para a velocidade de propagação da onda P na argila provém da análise à gama de valores presente no modelo da inversão independente dos dados da refração.

A resistividade eléctrica é sensível tanto à porosidade como à saturação, uma vez que está estreitamente ligada ao electrólito que preenche os vazios.

Embora o programa RSAnn esteja preparado para utilizar a equação de Reymar et al. (equações 3.15 a 3.17), ela não foi testada, uma vez que foi desenvolvida para rochas sedimentares saturadas, situação para a qual não foi possível obter dados.

Após os diversos testes efectuados com variações nos principais parâmetros de entrada: velocidade de propagação da onda P na argila e respectiva resistividade eléctrica; pesos dados à componente geoelectrica ( $\alpha$ ) e sísmica ( $\beta$ ); resistividade eléctrica da água; percentagem de argila; parâmetros  $a$  e  $m$  da Lei d'Archie; para além dos limites mínimos e máximos impostos à porosidade e ao grau de saturação, constatou-se que, embora os resultados dependam sempre das características geológicas do local e consequentes variações nos parâmetros de entrada, são aqueles que se encontram relacionados com o conteúdo em argila que têm maior influência nos resultados. A variação nos pesos dados às componentes sísmica e eléctrica, também influencia o resultado final, tendo-se verificado que normalmente obtêm-se melhores resultados dando mais peso à componente eléctrica do que à sísmica quando a espessura dos materiais desagregados é elevada, ocorrendo o inverso quando a sua espessura é relativamente reduzida.

Após obtenção do conjunto de parâmetros que melhor ajustam os modelos produzidos pelo programa, àqueles resultantes da inversão dos dados de campo, nomeadamente os parâmetros físicos – velocidade de propagação da onda P na argila e respectiva resistividade eléctrica e percentagem de argila – aqueles parâmetros cuja pequena variação mais influencia os resultados finais, são os da lei d'Archie.

A metodologia proposta revela-se válida para obter estimativas da variação, quer lateral quer em profundidade, de alguns parâmetros geotécnicos, nomeadamente o índice de vazios, a porosidade, o grau de saturação e o conteúdo em água.

Esta metodologia ao dar informação contínua ao longo de um determinado perfil e sendo mais rápida e mais económica do que a realização de sondagens com recolha de amostras e ensaios *in situ*, que exigem meios pesados, pode substituir parcialmente uma campanha de sondagens com algum sucesso.

Apesar de a recolha de amostras de solos em cada local apenas nos dar informações à superfície, tem de ser uma estratégia a adoptar, para afinação dos modelos.

A realização de uma campanha geofísica nestas condições – utilização de ambos os métodos de prospecção geofísica e obtenção de secções de porosidade, grau de saturação, etc. - daria indicações para a execução de sondagens mecânicas em locais de maior interesse.

Um dos campos de aplicação preferencial desta metodologia seria o estudo da vulnerabilidade de locais previstos para a instalação de aterros sanitários. As regiões de maior porosidade ou de índice de vazios mais elevados constituem caminhos preferenciais para as plumas de contaminação provenientes destas instalações.

A aplicação desta metodologia no campo da geotecnia permite ajudar na definição indirecta das características geomecânicas (zonas geotécnicas) de maciços rochosos, como se verá no capítulo seguinte.

# **5 CASO DE ESTUDO, DE APLICAÇÃO DE DIVERSOS MÉTODOS DE PROSPECÇÃO GEOFÍSICA**

Em 2000 era dado quase como certa a construção da Barragem de Pedrógão no local onde foi implantada – no ano seguinte ainda foi prospectado um local alternativo mais para jusante (cfr. 4.4.3). Esse facto permitia ter acesso directo ao terreno em profundidade sob os perfis geofísicos até então realizados para a fase de projecto, viabilizando assim a confrontação dos modelos geofísicos com a realidade, algo que foi realizado recentemente por Cosenza et al. (2006), embora apenas com recurso a sondagens executadas com um penetrómetro ligeiro. No campo ambiental, Berstone et al (1996), efectuaram uma confrontação dos resultados obtidos pelo método da resistividade eléctrica, com o conteúdo de aterros sanitários após a sua escavação, apenas tendo conseguido obter um ajuste entre as anomalias de baixa resistividade com os locais onde se situavam os lixiviados. Em arqueologia são inúmeros os casos de sucesso de utilização de diversos métodos de prospecção geofísica para delimitar as áreas alvo das escavações (e.g., Drahor, 2006). No entanto, num ambiente natural o problema coloca-se de modo diferente, pois enquanto que em arqueologia temos uma ideia da possível origem das anomalias geofísicas, aqui não se têm tantas certezas sobre a alteração do ambiente geológico que lhes dá origem, devido à não unicidade das soluções.

Por outro lado tornava-se igualmente possível confrontar com a mesma realidade geológica diferentes métodos de prospecção – geoelectricos de corrente contínua e de fonte natural e sísmicos – utilizando dentro destes diferentes dispositivos, avaliando-se assim a fiabilidade dos resultados apresentados por cada um e em conjugação com outros.

Na fase de estudo do local de implantação da Barragem de Pedrógão, englobada no sistema da Barragem de Alqueva, foram realizados perfis de refração sísmica e efectuadas medições de resistividade eléctrica com o dispositivo de Schlumberger (Mota e Fialho Rodrigues, 1998), e tomografias sísmicas entre furos e entre furos e a superfície do terreno (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). Posteriormente – Maio de 2000 –, no âmbito do presente trabalho, efectuou-se uma campanha de prospecção, na qual foram realizados, na Margem Direita do rio Guadiana, perfis de resistividade eléctrica - com recurso aos dispositivos de Wenner e Dipolo-Dipolo - coincidentes com os perfis de refração sísmica anteriormente executados e uma carta de potencial espontâneo.

A escolha da Margem Direita para a realização dos estudos complementares deve-se a vários factores, desde logo as suas características geológicas – suspeitava-se que nesta margem o substrato granítico, em grande parte recoberto por sedimentos de origem fluvial, se encontrasse mais fracturado - e morfológicas – local de menores influências topográficas.

## **5.1 Enquadramento geológico**

Os elementos que a seguir se apresentam sobre a geologia do local constituem um resumo restringido à Margem Direita do estudo prévio realizado pelo Prof. Dr. Coteló Neiva (EDP), datado de 8 de Junho de 1993 e do relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004).

A Barragem de Pedrógão foi implantada num maciço rochoso constituído por granito de duas micas, porfiróide, de grão médio a fino, cujos afloramentos se mostravam razoavelmente conservados, num meandro largo do rio Guadiana.

Na Margem Direita do rio entre as cotas 80 e 66 ocorria um terraço fluvial do final do Plistocénico, em grande parte erodido, coberto por material detrítico em que predominava areia e silte, com calhaus rolados e alguns blocos de granito, e sobre o qual existiam alguns blocos de granito de depósito de vertente. Este terraço, possuía um declive de aproximadamente 12°.

Entre as cotas 66 e 60 o declive passava a cerca de 3° e aflorava o granito erodido pelo rio, parcialmente coberto por aluvião constituído por calhaus rolados e material areno-siltoso.

Suspeitava-se da existência de uma falha sub-vertical, a cerca de 180 m do antigo Açude (Figura 5.1), que corresponderia à falha indicada na carta geológica 43-B (Moura).

No corte geológico (Neves et al., 2000) feito segundo o eixo previsto inicialmente para a implantação da barragem (para facilidade de escrita, de ora em diante será sempre designado por eixo da barragem) que se apresenta na Figura 5.3, encontra-se sintetizada a informação resultante dos trabalhos de prospecção geológico-geotécnica para a fase de projecto, com identificação dos furos de sondagem utilizados para a obtenção dos vários perfis de tomografia sísmica e leques sísmicos realizados na fase de projecto, e a classificação das várias zonas geotécnicas.

Dado que o texto presente na página 10 do Relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004) caracteriza claramente a distinção entre falhas, zonas de falha e alinhamentos de

fracturas, passa-se a transcrevê-lo “As principais diferenças entre as falhas/zonas de falha e os alinhamentos de fracturas residem na muito maior extensão e menor possança das primeiras, bem como no seu preenchimento constituído por argila e granito esmagado/muito fracturado e/ou com aspecto brechóide enquanto que, os segundos, são formados por diaclases próximas a muito próximas, normalmente preenchidas com argila de espessura milimétrica, separadas por granito alterado (W3) a muito alterado (W4)” (sic).



Figura 5.1 - Vista geral do local da barragem na fase de estudo (de Montante para Jusante), sendo visível o antigo Açude e o moinho desactivado. O perfil executado no eixo da barragem encontra-se marcado a encarnado (Maio 1999).



Figura 5.2 - Vista geral do local da obra em Junho de 2004 (Neves, 2004).

A classificação do estado de alteração (W) e do grau de fracturação (F) do maciço rochoso, utilizados no zonamento geológico-geotécnico apresentado na Figura 5.4, encontra-se sintetizada na Tabela 5.1, obtida a partir de Neves (2004). Os resultados respeitantes à alteração e à fracturação foram obtidos a partir da análise dos testemunhos das sondagens mecânicas, enquanto aqueles correspondentes à velocidade de propagação da onda P, foram obtidos a partir da Tomografia Sísmica (cfr. 5.3.2).

A classificação do estado de alteração (W) e do grau de fracturação (F) seguiu o preconizado pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (ISRM), presente na Tabela 5.2.

Tabela 5.1 – Caracterização das zonas geotécnicas (adaptado do Quadro 3 de Neves (2004)).

ZG3B	W4-W5	F4-F5	$V_p < 2500$ m/s
ZG3A	W3-W4, pontualmente W5	F3-F5	
ZG2	W3, pontualmente W2 ou W4	F3-F4, pontualmente F5	$2500 < V_p < 4000$ m/s
ZG1	W1-W2, pontualmente W3	F2-F3, pontualmente F4 ou F5	$V_p > 4000$ m/s

Tabela 5.2 - Classificação da rocha quanto ao estado de alteração (W) e fracturação (F) segundo a ISRM (adaptado de Neves (2004)).

	Designação		Descrição	Espaçamento (m)
W1	rocha sã	F1	fracturas muito afastadas	> 2,00
W2	rocha pouco alterada	F2	fracturas afastadas	0,60 – 2,00
W3	rocha alterada	F3	fracturas medianamente afastadas	0,20 – 0,60
W4	rocha muito alterada	F4	fracturas próximas	0,06 – 0,20
W5	rocha decomposta	F5	fracturas muito próximas	< 0,06

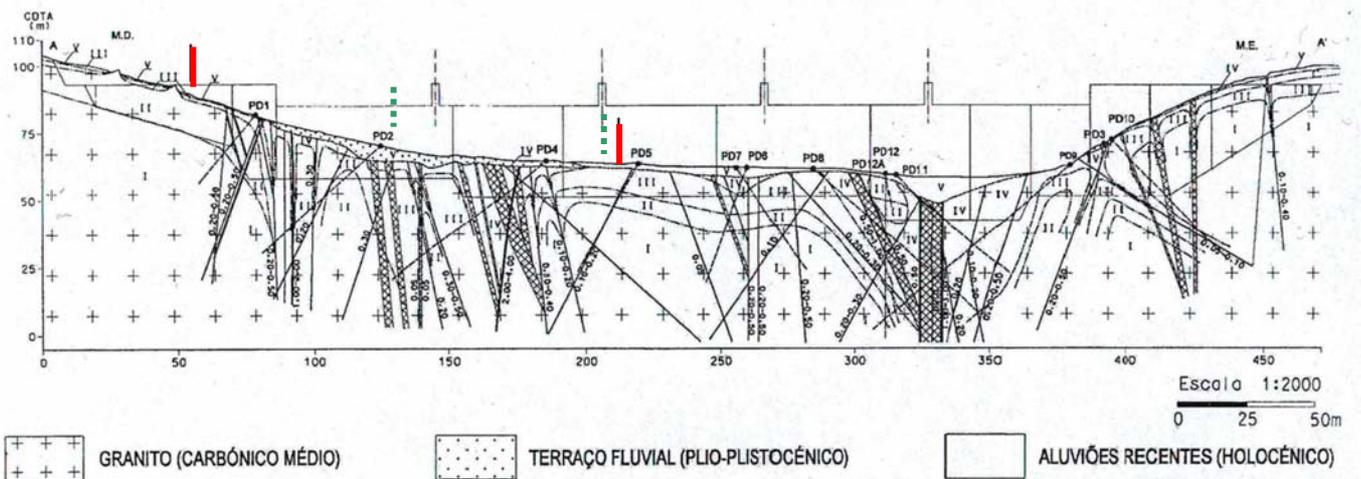


Figura 5.3 - Corte geológico pelo eixo da barragem ( - - - limites aproximados do perfil de refração sísmica; | - limites aproximados do perfil de resistividade eléctrica (Neves et al., 2000).

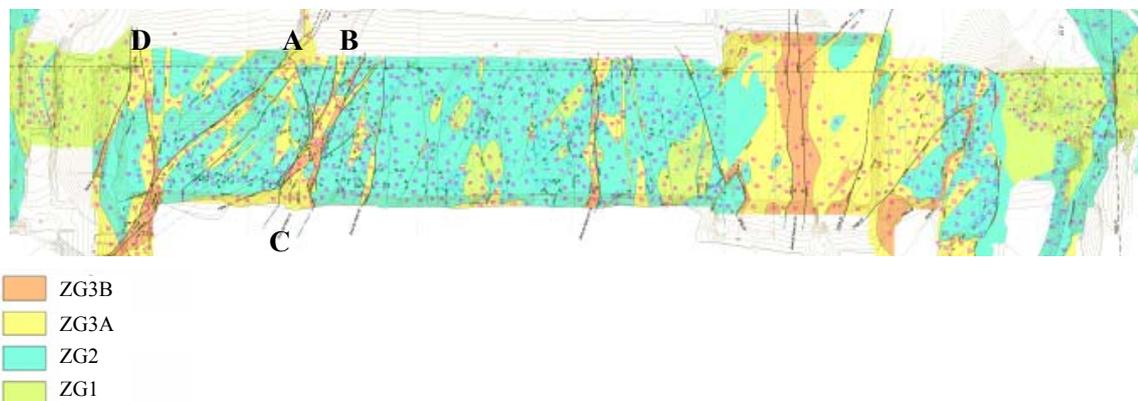


Figura 5.4 – Extracto, fora de escala, do desenho 0243/P0964/04 do Relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004), com identificação em planta das várias zonas geotécnicas (ZG). A a D – Zonas de falha e de fracturação atravessadas pelos perfis realizados.

As zonas ZG3 (Figura 5.4) são caracterizadas essencialmente por muito fraca qualidade geomecânica, elevado estado de alteração (W3 a W5) e igualmente elevado grau de fracturação (F3 a F5), e constituem a parte mais superficial do maciço rochoso e as zonas de falha e suas proximidades, assim como o material rochoso presente no interior de uma parte considerável dos alinhamentos de fracturas.

As zonas ZG2 correspondem ao maciço rochoso de razoável a boa qualidade geomecânica, caracterizado por estado de alteração e grau de fracturação intermédios (W2 a W3 e F3 a F4, pontualmente F2 ou F5).

As zona ZG1 correspondem ao maciço rochoso de boa a muito boa qualidade geomecânica (W1 a W2 e F2 a F3, pontualmente F4 ou F5).

As fotografias apresentadas na Figura 5.5 ilustram algumas das falhas cruzadas pelos trabalhos de prospecção geofísica, identificadas pelas letras A e C na Figura 5.4.

De acordo com Neves (2004) o maciço rochoso entre estes dois pontos apresenta-se “*muito fracturado e com uma tonalidade avermelhada devido à presença de abundantes óxidos de ferro, que indiciam intensa percolação de água*” (sic).

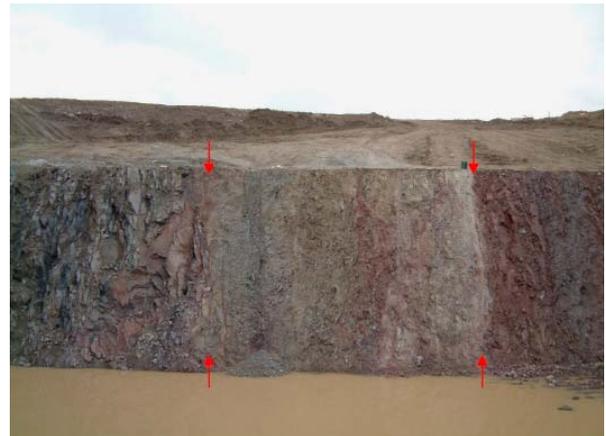


Figura 5.5 – Vista de falhas cruzadas pelos trabalhos de prospecção geofísica. A foto da esquerda corresponde ao ponto assinalado com a letra A na Figura 5.4. A foto da direita corresponde ao limite jusante (letra C) da zona de falha assinalada com as letras B e C na Figura 5.4 (Fotos retiradas de Neves (2004)).

A zona de falha identificada pelas letras B e C inclui falhas com preenchimento argiloso e uma zona muito heterogénea, que chega a atingir uma possança de 10 m (foto da direita na Figura 5.5, que representa o local C), e que se encontra preenchida com um material de tão fracas características geomecânicas que foi necessário aprofundar em mais 3 m a fundação da barragem neste local.

Nesta zona, que abarca grande parte dos perfis geofísicos realizados, ocorre elevado diaclasamento do maciço rochoso, com preenchimento de película argilosa e abundantes óxidos de ferro (Neves, 2004).

Em D, *grosso modo* coincidindo com o local onde foi executado o furo PD1 (Figura 5.4), ocorre uma transição brusca entre o maciço rochoso de fraca a razoável qualidade geomecânica, para um maciço rochoso de boa a muito boa qualidade geomecânica. A transição é caracterizada por uma zona de esmagamento que corresponde a uma falha com preenchimento de argila e rocha esmagada, com uma

possança que chega a atingir 0,5 m, por vezes associada a uma zona de granito W4 a W5, cujo conjunto pode, localmente, apresentar uma espessura de cerca de 2 m.

## 5.2 Trabalhos realizados

Em 1998 foi efectuada uma primeira campanha de prospecção em ambas as margens do rio Guadiana, envolvendo a execução de 12 perfis de refração sísmica (9 na Margem Direita e 3 na Margem Esquerda) e três alinhamentos de sondagens eléctricas verticais com o dispositivo de Schlumberger com duas profundidades de investigação cada, na Margem Direita coincidentes com três dos perfis sísmicos aí realizados (Mota e Fialho Rodrigues, 1998).

Numa campanha complementar realizada em 1999, ainda na fase de projecto da barragem, foram efectuados ensaios sísmicos entre furos de sondagem para medição da velocidade de propagação da onda P e obtenção de um perfil de tomografia sísmica entre as duas margens do rio, e leques sísmicos entre furos e a superfície do terreno, igualmente interpretados sob a forma de tomografia sísmica (Mota e Fialho Rodrigues, 1999).

Em Maio de 2000, no âmbito do presente trabalho, foram realizados 8 perfis de resistividade eléctrica nos mesmos alinhamento dos três perfis de refração e das sondagens eléctricas verticais anteriormente aí realizados e num quarto alinhamento sensivelmente normal a estes, bem como uma carta de potencial espontâneo (SP). O elevado número de tiros dados para execução dos perfis de refração sísmica permitiu o seu reprocessamento com o programa Rayfract.

Apresenta-se na Figura 5.6 uma planta com a localização dos trabalhos realizados na Margem Direita.



Figura 5.6 - Localização dos trabalhos realizados na Margem Direita do rio Guadiana.

### 5.2.1 Refracção sísmica

Dos nove perfis de refracção sísmica realizados na Margem Direita para a fase de projecto da barragem (Mota e Fialho Rodrigues, 1998), seis foram orientados paralelamente ao rio e três normais a este. Estes últimos foram agora reprocessados com o programa Rayfract. Destes perfis o central era aproximadamente coincidente com o eixo da barragem (Figura 5.1), e os outros dois situavam-se 30 m a montante e 30 m a jusante deste.

Os perfis foram realizados com 24 geofones, espaçados de 3 m, e 14 tiros – dois deles para além dos geofones -, de acordo com o esquema apresentado como exemplo na Figura 5.7, e que diz respeito às dromocrónicas obtidas com o tiro dado num dos extremos do perfil executado segundo o eixo da barragem. A dimensão total de cada perfil de refracção sísmica foi assim de 75 m.

Utilizaram-se cápsulas eléctricas instantâneas como fonte sísmica.

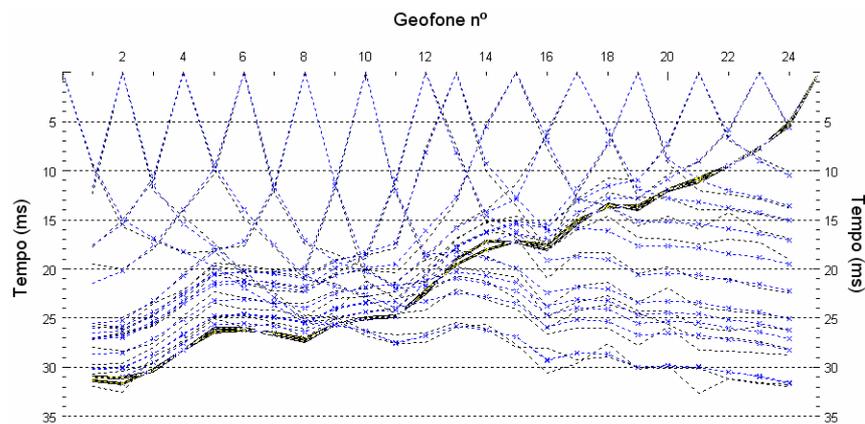


Figura 5.7 - Dromocrónicas obtidas no perfil de refracção realizado segundo o eixo da barragem.

### 5.2.2 Tomografia sísmica

Os ensaios sísmicos entre furos de sondagem e entre furos e a superfície são geralmente designados por leques sísmicos e são interpretados sob a forma de tomografia sísmica. As tomografias sísmicas têm vindo a ser aplicadas com sucesso no estudo de maciços rochosos em locais de barragem (e.g., Mota e Fialho Rodrigues, 1999), das suas fundações após construção (e.g., Mota e Coelho, 2002; Yamaguchi e Satoh, 2004) e de depósito de lixo nuclear (Martí et al., 2006).

Este método é idêntico ao dos ensaios sísmicos entre furos, apresentado no Capítulo 3, com a diferença que neste caso a cada posição de tiro encontra-se associada a uma série de receptores, para permitir uma elevada cobertura de trajectórias no maciço sob investigação, e apenas são utilizadas as ondas P. Os receptores podem estar à superfície ou em furos adjacentes (Figura 5.8). Os furos têm que se encontrar cheios com água, para assegurar uma adequada transmissão da energia gerada, e as paredes dos furos devem estar o mais possível solidárias com o terreno envolvente.

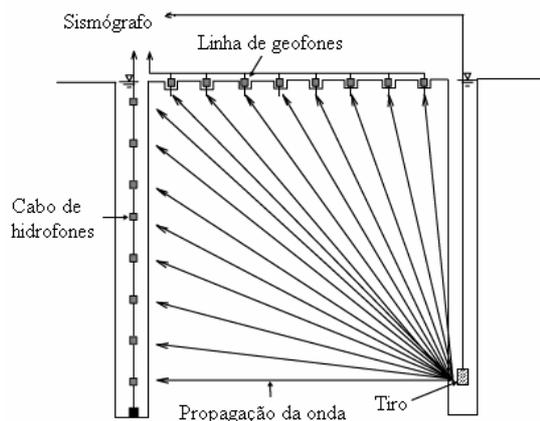


Figura 5.8 - Esquema dos leques sísmicos entre furos e entre furo e a superfície, para a produção de uma tomografia sísmica (adaptado de Yamaguchi e Satoh (2004)).

Os furos de sondagem normalmente não são verticais, por necessidade de atravessar estruturas inferidas a partir da prospecção geológica superficial. Este facto leva a que a representação bidimensional de um perfil de tomografia sísmica seja obtido por projecção dos furos no plano vertical que passa pelas respectivas bocas.

Com recurso a 12 furos de sondagem mecânicas, executadas entre as duas margens do rio para estudo do maciço de fundação da barragem, foram realizados ensaios sísmicos entre furos e entre furos e a superfície, que possibilitaram a obtenção de 13 perfis sísmicos entre furos e 6 leques sísmicos entre furos e a superfície – quatro na Margem Direita e dois na Margem Esquerda (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). Deste conjunto de resultados, seleccionaram-se para combinação com aqueles obtidos pelos restantes métodos de prospecção utilizados, alguns dos respeitantes à Margem Direita, nomeadamente parte do perfil entre furos realizado entre ambas as margens do rio, e dois leques sísmicos entre furos e a superfície – um com o furo PD1 e o segundo com o furo PD4.

Os resultados obtidos foram interpretados sob a forma de tomografia de velocidades de propagação da onda P, com recurso a um pacote de programas desenvolvido por Pessoa (1990), baseados no método de inversão iterativa designado por SIRT do inglês *Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*, considerando trajectórias rectilíneas para os raios sísmicos.

A detonação de cargas eléctricas instantâneas de 3 em 3 m constituiu a fonte energética para geração das ondas sísmicas longitudinais para execução dos perfis sísmicos entre furos de sondagem. Os receptores nos cabos de hidrofones encontravam-se igualmente espaçados de 3 em 3 m.

Foram utilizados dois cabos de hidrofones, o que permitiu efectuar os tiros num furo e registar simultaneamente as ondas que chegavam aos hidrofones colocados nos dois furos adjacentes.

Do mesmo modo nos ensaios sísmicos entre furos e a superfície o espaçamento entre fontes e entre receptores foi de 3 m, utilizando-se a mesma fonte energética, sendo os receptores os geofones já referenciados em 3.5.3.

### 5.2.3 Resistividade eléctrica

Dos trabalhos efectuados com métodos geoelectricos de corrente contínua apenas serão aqui abordados aqueles realizados em 2000.

Foram executados oito perfis segundo quatro alinhamentos, sendo três deles normais ao rio e coincidentes com os três perfis de refração e o quarto paralelo ao rio. Em cada alinhamento foram realizados dois perfis – um com o dispositivo de Wenner e outro com o de Dipolo-Dipolo.

Os perfis foram executados com uma distância dipolar de 4 m, pelo que cada perfil ficou com uma extensão total de 160 m. Nas bobinas centrais foram utilizadas todas as posições de injeção e leitura - a distância dipolar passou aqui para 2 m -, permitindo assim melhorar a resolução dos modelos na zona central dos perfis (cfr. Figura 2.5).

A camada superficial do solo apresentava-se extremamente seca quando foram realizados estes perfis, pelo que a resistência de contacto era muito elevada, tendo sido necessário melhorar o contacto com uma solução de água com elevada concentração de sal, durante a execução dos perfis.

### 5.2.4 Potencial espontâneo

Foram executadas medições de potencial espontâneo segundo a malha apresentada na Figura 5.6, de acordo com o método de gradiente, alternando o eléctrodo da frente com o da retaguarda, para cancelar a polarização dos eléctrodos. O intervalo de medição foi de 30 m. Foram utilizados eléctrodos de cerâmica porosa da ABEM, com um voltímetro digital com impedância de entrada de  $1G\Omega$ .

O ponto O na Figura 5.6 foi considerado como referência (potencial igual a zero).

## 5.3 Resultados obtidos

### 5.3.1 Refracção sísmica

O reprocessamento com o programa Rayfract dos perfis de refração sísmica executados em 1998 normalmente ao rio, conduziu, ao fim de 20 iterações, aos modelos apresentados na Figura 5.9. Para a produção destes modelos optou-se por não usar a opção de “*smooth inversion*”, utilizada na produção dos modelos apresentados nos capítulos precedentes, para melhor destacar a anomalia identificada em profundidade.

Estes modelos encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical, que passe através deles, defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem.

O campo de velocidades varia entre menos de 500 m/s nos terrenos superficiais e mais de 4 500 m/s em profundidade.

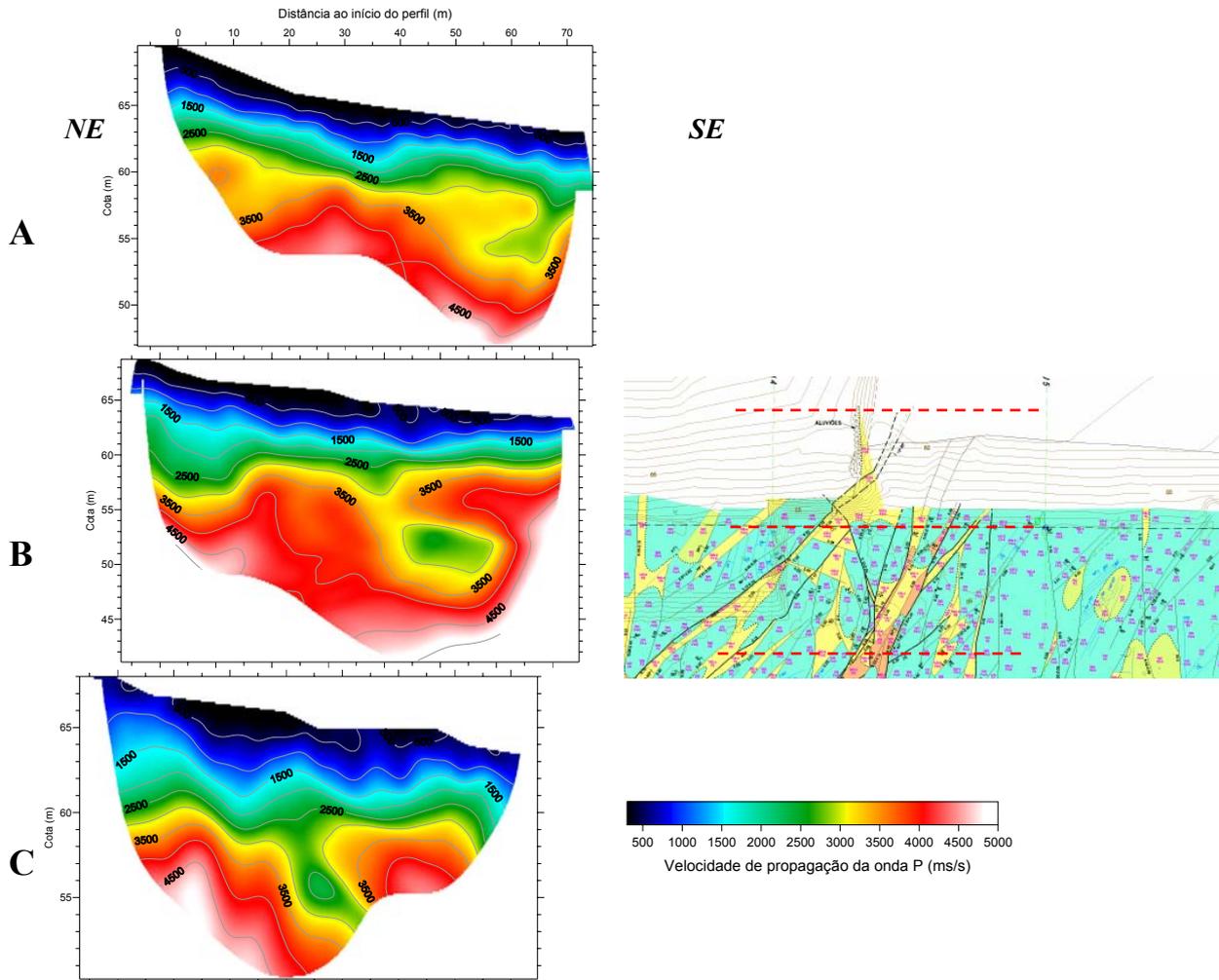


Figura 5.9 - Modelos de refração sísmica. **A** – Perfil realizado a montante. **B** – Perfil realizado no eixo da barragem. **C** – Perfil realizado a jusante. **D** – Localização aproximada dos perfis, no extracto da cartografia geológico-geotécnica de Neves (2004). Os modelos encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem.

### 5.3.2 Tomografia sísmica

Dos vários perfis de tomografia sísmica realizados, apresenta-se na Figura 5.10 um extracto daquele executado entre as duas margens e correspondente à zona da Margem Direita onde foram realizados os trabalhos em 2000, e as tomografias sísmicas obtidas entre os furos PD1 e a superfície, e PD4 e a superfície. Na mesma figura e sobreposto às tomografias sísmicas encontra-se um extracto do corte geológico apresentado na Figura 5.3, para facilitar a correlação dos resultados geofísicos com a geologia inferida a partir da análise das sondagens realizadas nestes furos.

Os furos utilizados encontram-se representados com a inclinação com que foram executados. A obstrução do furo PD4 inviabilizou a sua utilização em grande parte da sua extensão. A área afectada

corresponde à maior parte da zona de interesse atingida em profundidade pelo perfil de resistividade eléctrica e por todo o perfil de refração sísmica, executados segundo o eixo da barragem.

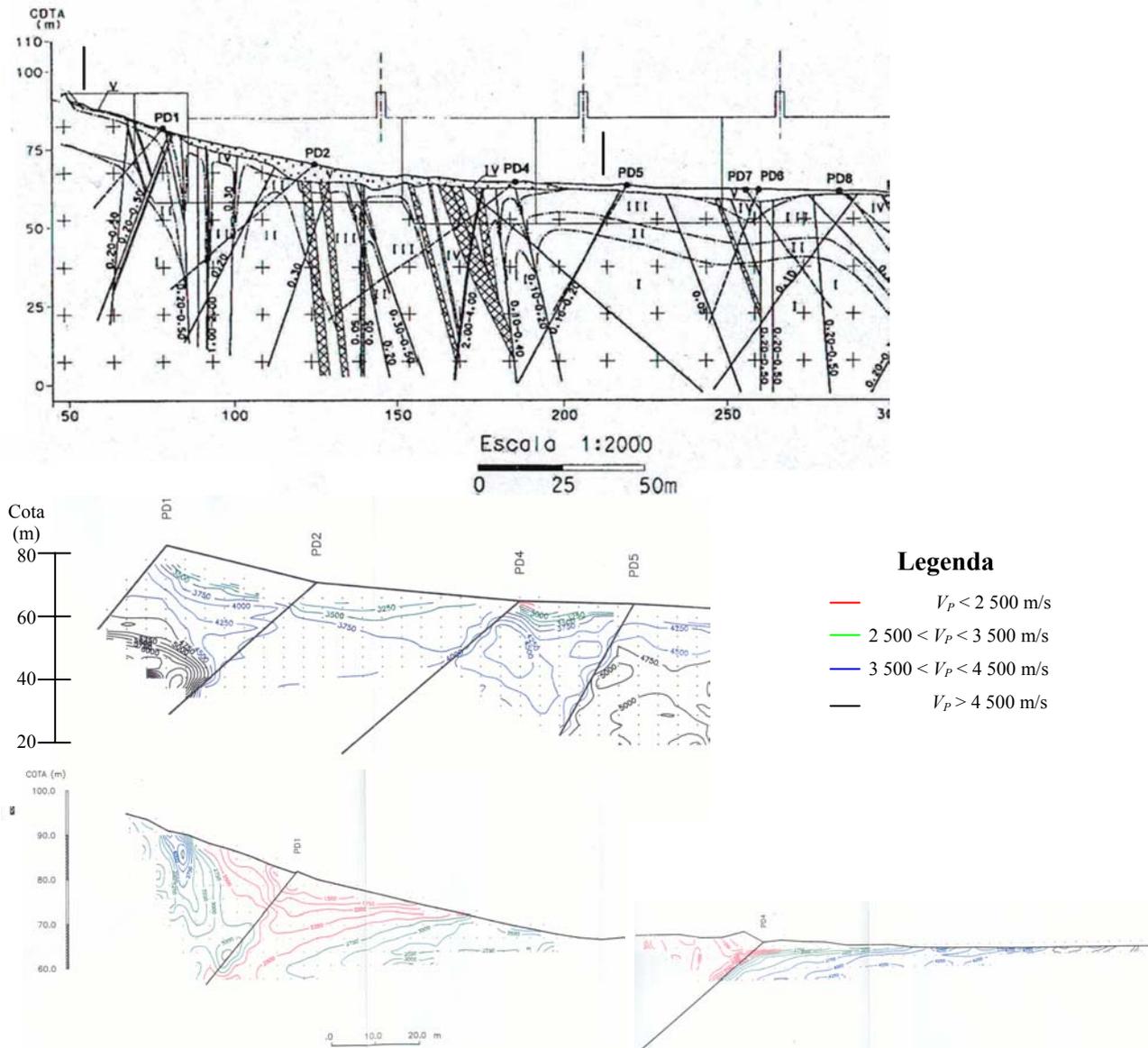


Figura 5.10 – **Topo** - Extracto do corte geológico segundo o eixo da barragem (Neves et al., 2000). **Centro** – Extracto do perfil de tomografia sísmica obtido entre as duas Margens do rio Guadiana, correspondente ao local onde foram realizados os restantes trabalhos de prospecção (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). **Baixo e esquerda** – Tomografia sísmica entre o furo **PD1** e a superfície (Mota e Fialho Rodrigues, 1999). **Baixo e direita** – Tomografia sísmica entre o furo **PD4** e a superfície (Mota e Fialho Rodrigues, 1999).

O facto de este método utilizar furos de sondagem permite obter um modelo geofísico mais profundo do que com os métodos superficiais. Este ponto é desde logo notório na relação da espessura da camada caracterizada por velocidades inferiores a 2 500 m/s face à profundidade total do perfil tomográfico, quando se compara este modelo com aqueles obtidos através da refração sísmica.

A análise da tomografia sísmica obtida permite constatar que entre os furos PD2 e PD4, a velocidade de propagação da onda P é geralmente inferior a 4 000 m/s.

As velocidades de propagação da onda P mais elevadas ( $> 5\,000$  m/s) ocorrem em profundidade no início do perfil, e entre os furos PD5 e PD6. Esta última encontra-se fora da área objecto do presente estudo (os trabalhos não atingiram esta zona por já se situar dentro do rio).

### 5.3.3 Resistividade eléctrica

Os modelos de resistividade eléctrica obtidos com recurso ao programa Res2DInv para os dois dispositivos utilizados – Wenner e Dipolo-Dipolo - não diferiram entre si. Assim, tal como no processamento dos dados de refração sísmica, também com o método de resistividade eléctrica se privilegiou a melhor descritização das variações laterais da resistividade eléctrica, decorrente da orientação dos dispositivos face às estruturas geológicas dominantes, pelo que apenas se apresentam os modelos resultantes da aplicação do método Dipolo-Dipolo.

Apresentam-se na Figura 5.11 os resultados obtidos ao fim da quinta iteração.

Tal como nos modelos obtidos para os perfis de refração sísmica, os modelos de resistividade eléctrica correspondentes aos perfis realizados paralelamente ao eixo da barragem, encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical, que passe através deles, defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem.

De um modo geral, destaca-se a uniformidade entre os modelos correspondentes aos perfis paralelos ao eixo da barragem, e a boa concordância das zonas comuns entre estes e o modelo correspondente ao perfil realizado paralelamente ao rio.

O RMS (erro médio quadrático) final de cada modelo variou entre 1,5 no perfil realizado paralelamente ao rio e 7,6 naquele realizado a montante do eixo da barragem.

Como referência, indicam-se, no modelo correspondente ao perfil executado no eixo da barragem, as posições da boca dos furos de sondagem utilizadas para realização do perfil de tomografia sísmica. Neste modelo as zonas assinaladas com as letras **D** e **B** correspondem aos locais assinalados de modo idêntico na Figura 5.4 e ilustrados com as fotos apresentadas na Figura 5.5.

Os modelos caracterizam-se de um modo geral por valores relativamente baixos para a resistividade eléctrica – o campo da resistividade varia aproximadamente entre 40 e 1 000 ohm.m.

As anomalias de baixa resistividade ( $< 40$  ohm.m) ocorrem junto ao furo PD1 (coordenada 32), no perfil realizado segundo o eixo da barragem, e em idênticas posições nos perfis realizados a montante e a jusante. Ocorrem igualmente anomalias de baixa resistividade a cotas inferiores - mais próximo do rio - em todos os perfis normais ao rio (coordenadas superiores a 100).

As zonas onde a resistividade é mais elevada ocorrem acima do furo PD1, no perfil executado no eixo da barragem, nas correspondentes extremidades NW dos perfis realizados a montante e a jusante deste, e na extremidade SE deste perfil, que corresponde a um local sujeito às enchentes do rio Guadiana onde, por isso, a rocha aflora.

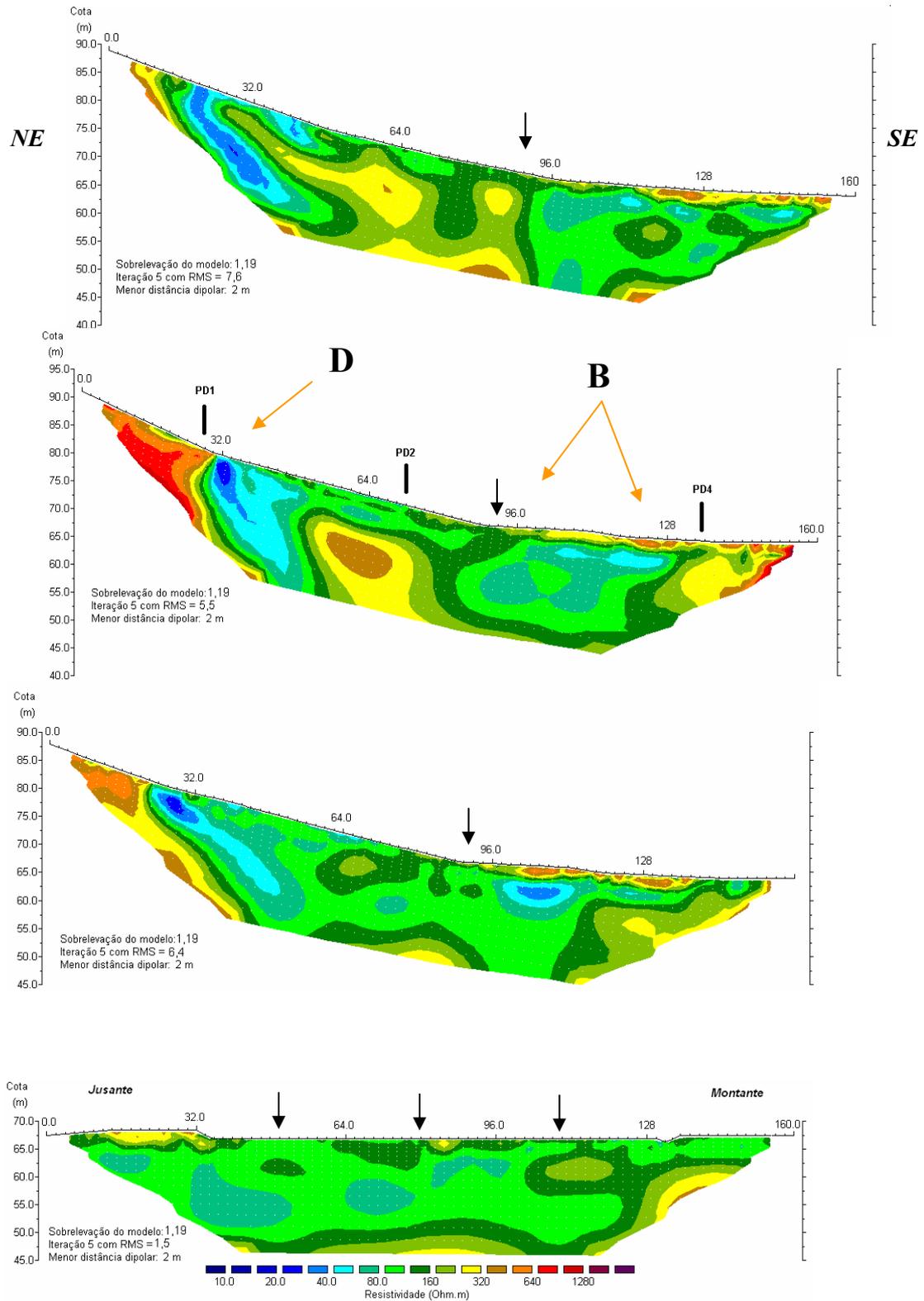


Figura 5.11 - Modelos obtidos com o programa Res2DInv: De cima para baixo: perfil realizado a montante; perfil realizado no eixo da barragem, perfil realizado a jusante e perfil normal aos anteriores. Os modelos respeitantes aos perfis normais ao rio, encontram-se alinhados de modo a que uma linha vertical que passe através deles defina uma linha perpendicular ao eixo da barragem. Os pontos assinalados com as letras **D** e **B** correspondem aos locais assinalados do mesmo modo na Figura 5.4 As setas negras indicam os pontos onde o perfil realizado paralelamente ao rio cruza com os restantes.

### 5.3.4 Potencial espontâneo

Apresenta-se na Figura 5.12 a carta de potencial espontâneo obtida com recurso ao programa *Surfer*, utilizando o método de interpolação kriging.

As coordenadas são consideradas relativamente ao ponto de referência.

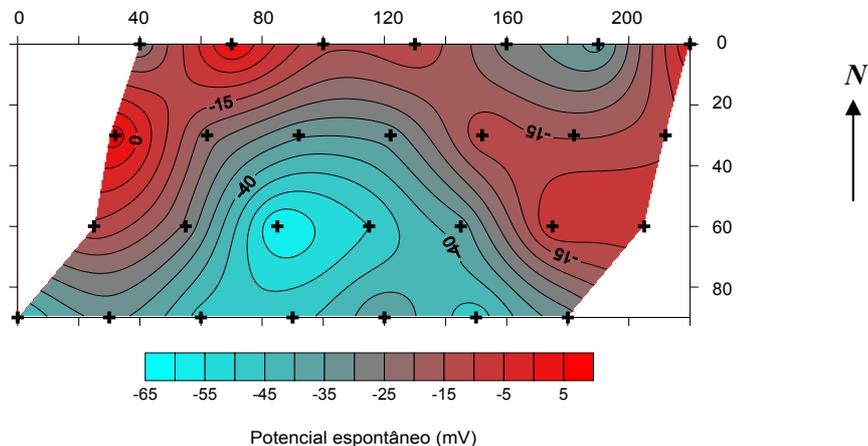


Figura 5.12 - Carta de potencial espontâneo.

Os mínimos ocorrem cerca das coordenadas (30,0) ( $SP < -55$  mV) e (135, -60) ( $SP < -35$  mV), enquanto que os valores máximos ocorrem nas extremidades NW ( $SP > 0$  mV) e E ( $SP > -10$  mV) da área prospectada.

## 5.4 Interpretações e discussão dos resultados

Dos modelos obtidos com o método de refração sísmica destaca-se:

- a identificação nos três perfis da zona de falha assinalada pelas letras **B** e **C** na Figura 5.4, caracterizada por uma depressão nas isolinhas na gama de valores acima 3 000 m/s, com um bom ajuste com a direcção cartografada;
- bom ajuste da largura (10 m) da depressão na velocidade no perfil de jusante, com a dimensão da zona de falha **B-C** no local **C** (foto da direita na Figura 5.5);
- A camada de baixa velocidade ( $< 500$  m/s) possui espessura mais elevada principalmente nas zonas de maior declive – onde o declive é menor, o rio acaba por limpar os depósitos -, enquanto que as regiões de velocidade superior a 4 500 m/s apresentam reduzida expressão;
- A espessura dos terrenos caracterizados por velocidades inferiores a 2 500 m/s aumenta para o início dos perfis (NW) – o que é mais notório nos perfis realizados no eixo e a jusante, e a sua base situa-se aproximadamente à cota 60.

O modelo obtido com o método de refração sísmica no eixo da barragem, apresenta uma boa concordância com a tomografia sísmica entre furos. Nesta última a zona de falha **B-C** é caracterizada pela depressão que ocorre na isolinha dos 3 750 m/s a NW do furo PD4.

Na tomografia sísmica as zonas de elevada velocidade ( $> 5\ 000\ \text{m/s}$ ) coincidem com a zona central da área cartografada, classificada como de boa a muito boa qualidade geomecânica (ZG2/ZG1) (ver Figura 5.4), e com aquela situada na extremidade NW da zona de interesse do estudo. Neste último local a inclinação do furo PD1 para dentro do maciço de boa qualidade mecânica, influenciou o resultado da tomografia sísmica entre furos, que não foi capaz de identificar a zona de falha **D**. No entanto, devido à influência da camada superficial, mais alterada e fracturada, na tomografia sísmica obtida entre o furo e a superfície já se destaca esta alteração geológica (zona de falha **D**). No caso em que apenas se utilize este método estes resultados seriam contraditórios, o que evidencia a necessidade de se realizar uma prospecção geofísica com diferentes métodos.

A conjugação dos óxidos de ferro, provocados pela percolação de água nas diversas falhas e diaclases existentes neste local, com a presença de argila que preenche as falhas, são favoráveis à condução da corrente eléctrica, o que é evidenciado pelos baixos valores de resistividade eléctrica obtidos. Num ambiente geológico caracterizado por um substrato granítico, a resistividade eléctrica normalmente atinge valores muito mais elevados (compare-se, por exemplo os resultados aqui obtidos com aqueles obtidos na margem esquerda do rio Sabor – Figuras 4.30 e 4.31).

Da análise dos modelos obtidos com o método de resistividade eléctrica, destacam-se os seguintes elementos:

- clara identificação da zona correspondente ao local **D** da Figura 5.4, entre um maciço ZG3 e um maciço ZG1, mencionada no final do parágrafo 0;
- bom ajuste da localização e dimensão das anomalias de baixa resistividade situadas entre as coordenadas 32/48 e 96/128 do perfil realizado no eixo da barragem, com as zonas de falha **D** e **B** da Figura 5.4;
- bom ajuste das regiões de resistividade mais elevada com as zonas de melhor qualidade geomecânica e daquelas de menor resistividade com as de menor qualidade geomecânica, neste último caso principalmente em resultado da mencionada conjugação de óxidos, argila e percolação de água nas diaclases e zonas de falha;
- boa correlação entre a espessura de terrenos do terraço fluvial, identificada com a sondagem PD2 (cfr. Figura 5.3), e a espessura de material com resistividade eléctrica inferior a  $160\ \text{ohm.m}$ , no mesmo local (cfr. Figura 5.11).

Do já exposto, e da análise dos vários modelos obtidos pelos métodos de resistividade eléctrica e de refração sísmica, assinala-se a boa concordância entre si nos vários modelos obtidos em cada método e entre ambos os métodos.

Para uma melhor comparação dos resultados obtidos com os vários métodos de prospecção utilizados, apresentam-se na Figura 5.13 os modelos obtidos no perfil coincidente com o eixo da barragem com os métodos da resistividade eléctrica e de refração sísmica, assim como a planta com a

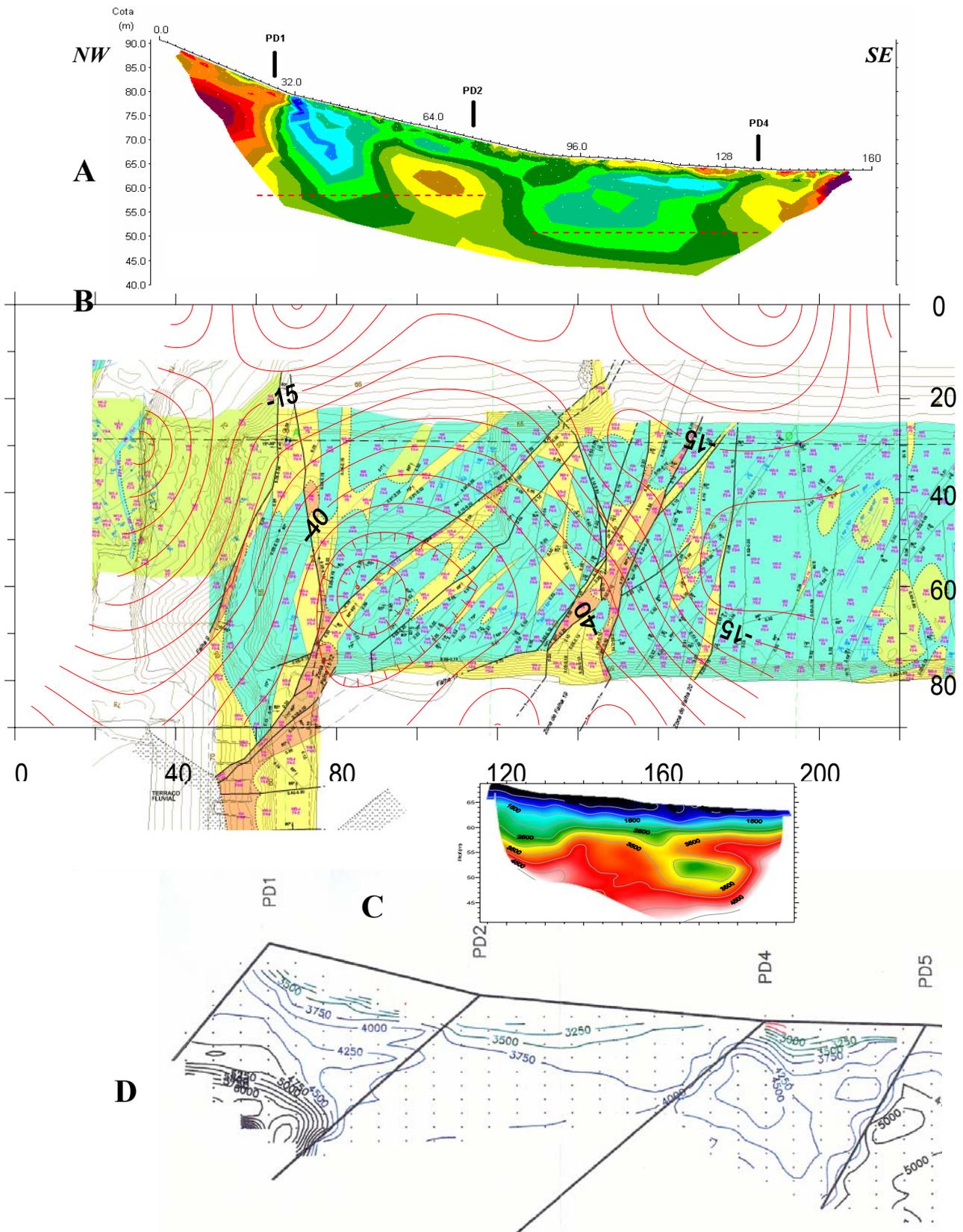


Figura 5.13 – **A** – Modelo obtido para o perfil de resistividade eléctrica realizado no eixo da barragem. **B** - Extracto, fora de escala, do desenho 0243/P0964/04 do Relatório de reconhecimento das superfícies escavadas (Neves, 2004), correspondente ao local da Margem Direita onde tiveram lugar os trabalhos, ao qual foram sobrepostas as isolinhas do mapa de potencial espontâneo. **C** – Modelo obtido para o perfil de refração sísmica realizado no eixo da barragem. **D** – Extracto da tomografia sísmica realizada entre as duas margens (adaptado de (Mota e Fialho Rodrigues, 1999).

cartografia geológico-geotécnica da fundação da barragem após a escavação do respectivo maciço granítico. Sobreposta a esta encontram-se as isolinhas da carta de potencial espontâneo. Apresenta-se ainda um extracto mais restrito da tomografia sísmica. Para facilidade de interpretação, todos os resultados são apresentados à mesma escala. No perfil de resistividade eléctrica foram ainda sobrepostas duas linhas a tracejado, para identificação das cotas da cartografia geológico-geotécnica após escavação. A análise desta figura permite constatar a boa concordância da cartografia geológico-geotécnica resultados realizada após a escavação das fundações da barragem com os resultados obtidos a partir dos vários métodos de prospecção geofísica utilizados.

Tal como já havia sido mencionado em 2.2.1.4, o potencial espontâneo depende de diversos factores, sendo um deles a topografia. Para avaliar essa influência na carta elaborada a partir dos potenciais medidos procedeu-se à integração desta com a topografia, apresentando-se o resultado obtido na Figura 5.14.

A análise desta figura e da Figura 5.13, permite concluir relativamente ao método do potencial espontâneo que, tal como ocorreu nos resultados obtidos em Braga (crf. § 2.2.1.4), embora exista uma influência da topografia (diferença de 30 m de cota entre os extremos NW e SE), os mínimos absolutos da carta encontram-se alinhados com a zona de fracturação identificada pela letra **B** na Figura 5.4, pelo que estes mínimos estão associados à percolação de água nas falhas/zonas de falha.

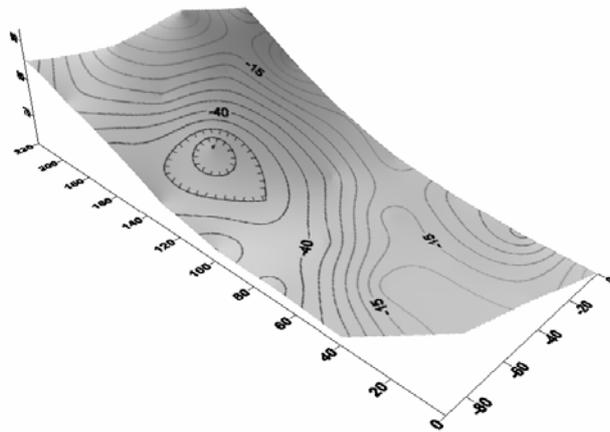


Figura 5.14 - Carta de potencial espontâneo, com integração da topografia.

Aproveitando a execução coincidente de perfis de refração sísmica e de resistividade eléctrica, efectuou-se o processamento dos resultados obtidos no eixo da barragem com o programa RSAnn (Capítulo 4), apresentando-se na Figura 5.15 os resultados obtidos. Na Tabela 5.3 constam os parâmetros utilizados.

Tabela 5.3 – Principais parâmetros utilizados para obtenção dos modelos apresentados na Figura 5.15.

Nº Iter.	Energia final	$\alpha$	$\beta$	$V_{cl}$	$V_w$	$V_{ar}$	$\rho_{cl}$	$\rho_w$	$P_{cl}$	a, m, n
47	26,51	0,7	0,3	2 000	1 690	330	1 150	10	20	0,75; 1,1; 2

Da análise dos resultados obtidos destaca-se a coincidência da área de maior conteúdo em água e de mais elevada porosidade, com a região cartografada com idêntica dimensão atravessada por diversas falhas e de piores características geomecânicas.

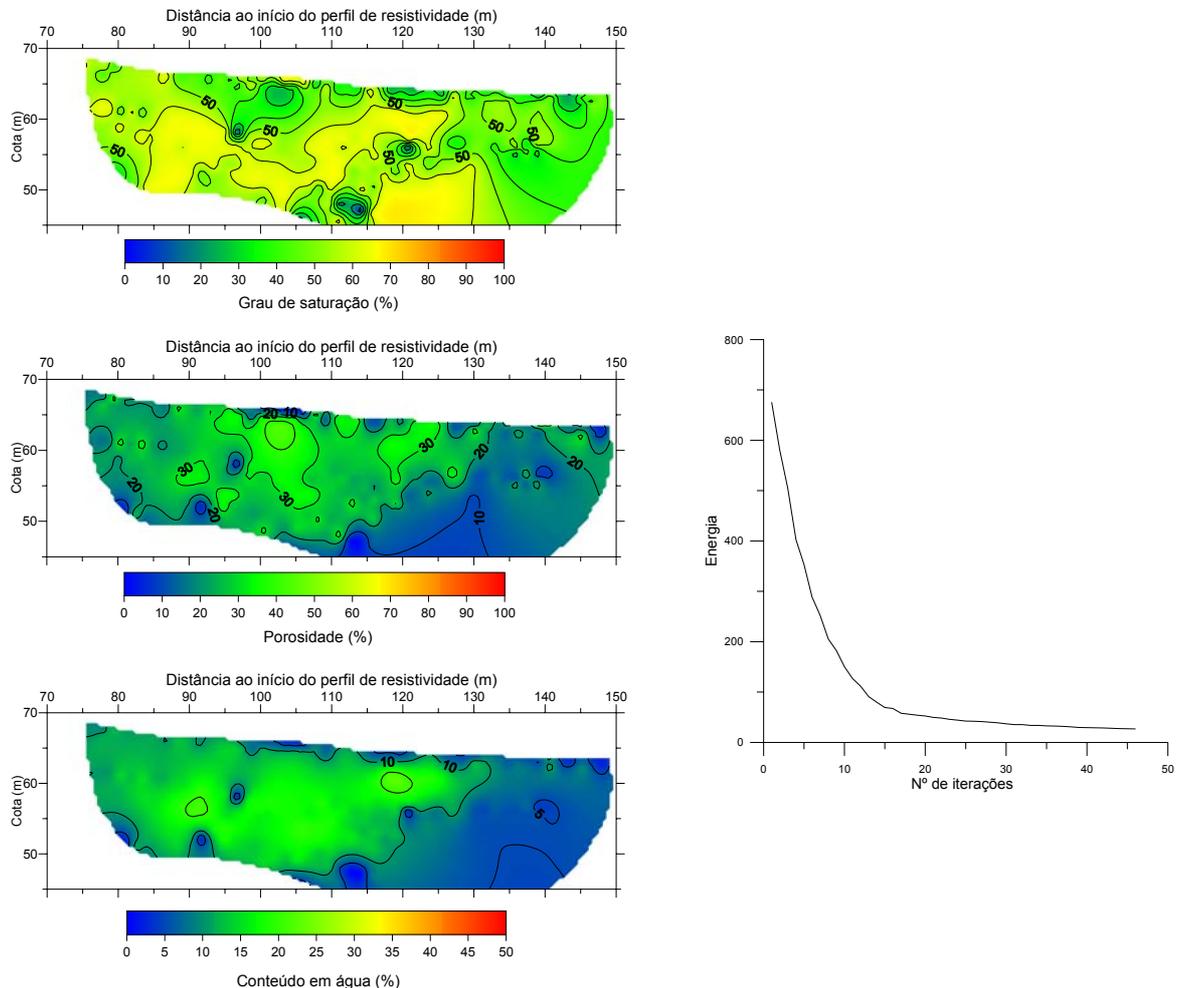


Figura 5.15 – *Esquerda* - Estimativas de  $S_w$ ,  $\phi$  e  $w$ , obtidas com o programa RSAnn a partir dos modelos obtidos com os métodos de refração sísmica e de resistividade eléctrica no perfil executado no eixo da barragem. *Direita* – Evolução da energia ao longo do processo de *Annealing*.

Testou-se ainda a aplicação do programa Poisson2D (§ 3.7) ao mesmo perfil, apresentando-se na Figura 5.16 os resultados obtidos.

Na ausência de uma relação  $V_P$ - $V_S$  para este local utilizaram-se as relações de Han (1986), para percentagens de argila inferiores a 25% (equação 3.12) e superiores a 25% (equação 3.13).

A análise dos resultados obtidos permite constatar que a estimativa obtida com a equação para  $P_{cl} < 25\%$ , apresenta a camada superior do terreno, com cerca de 20 m de espessura, com  $\sigma > 0,3$ , estendendo-se ainda em profundidade entre as coordenadas 10 e 40, coincidindo com a região de más características geomecânicas identificada com a letra **B** na Figura 5.4. A secção obtida com a equação para  $P_{cl} > 25\%$  apresenta uma região anómala na fronteira inferior da secção e a região de más características mecânicas não é identificada.

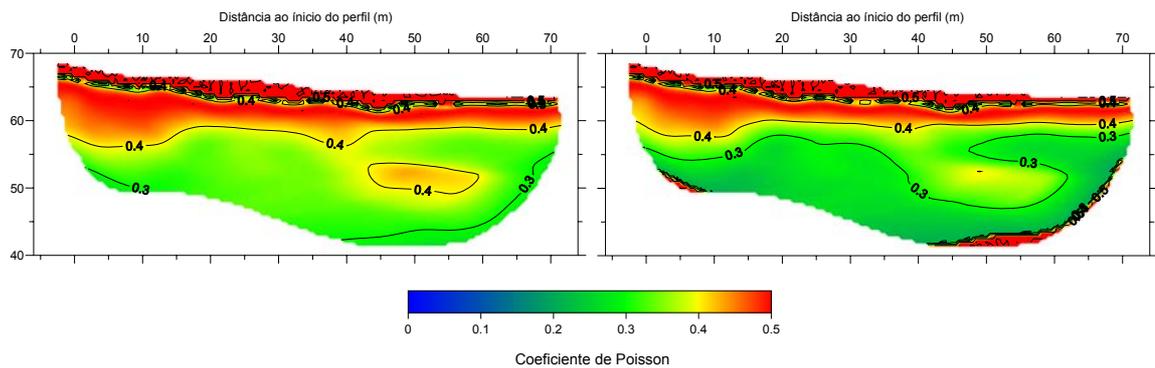


Figura 5.16 - Resultados obtidos para o coeficiente de Poisson, com a aplicação do programa Poisson2D ao modelo de refração sísmica obtido no eixo da barragem. **Esquerda** - Aplicação da equação 3.12 ((Han, 1986),  $P_{cl} < 25\%$ ). **Direita** - Aplicação da equação 3.13 ((Han, 1986),  $P_{cl} > 25\%$ ).

## 5.5 Conclusões

A comparação entre os resultados obtidos por via indirecta – geofísicos – e aqueles por via directa – cartografia geológico-geotécnica do maciço escavado - permitiu validar claramente a origem das anomalias identificadas em cada método, possibilitando assim ultrapassar a ambiguidade associada à interpretação dos modelos obtidos a partir dos dados colhidos com cada método de prospecção.

Os resultados obtidos com este trabalho permitem ainda evidenciar as vantagens do método de tomografia sísmica entre furos face aos métodos da refração sísmica e de resistividade eléctrica, no estudo de locais de barragem ou de importância estratégica. Estas podem ser resumidas nos seguintes pontos:

- permite investigar até profundidades mais elevadas, com precisão elevada, dependendo do espaçamento utilizado nos ensaios;
- permite filtrar a influência dos terrenos superficiais;
- possibilita a obtenção de uma secção bidimensional contínua entre as duas margens do rio.

Numa perspectiva de custo-benefício, no caso presente revelou-se que, se o objectivo fosse apenas o estudo dos 20 m superiores do terreno nas margens do rio, os métodos de refração sísmica e de resistividade eléctrica seriam mais económicos e com obtenção de resultados conclusivos numa pequena fracção do tempo face à tomografia sísmica entre furos, que envolve, para além da execução dos ensaios, já de si mais demorados, a execução dos furos de sondagem.

O método de potencial espontâneo revelou-se igualmente apto para detecção de zonas de fracturação, apesar de ser fortemente influenciado pela topografia, como já havia sido destacado em 2.2.1.4. No entanto, sendo um método mais ligeiro em termos de equipamento, mas de idêntico trabalho no campo e de mais difícil processamento e análise, trata-se de um método que apenas deverá ser utilizado em simultâneo com outros métodos de prospecção.

Os trabalhos realizados permitiram ainda evidenciar que a utilização de mais do que um método diminui a ambiguidade da interpretação das anomalias geofísicas presentes nos modelos obtidos com cada

método, sendo que, a utilização conjunta dos métodos de refração sísmica e de resistividade eléctrica, permite ainda obter estimativas para parâmetros geotécnicos que podem ajudar a classificação geotécnica dos maciços rochosos.

## 6 CONCLUSÕES FINAIS

Pretende-se com este capítulo resumir as principais conclusões expressas nos capítulos dedicados à prospecção geofísica por métodos eléctricos (Capítulo 2), sísmicos (Capítulo 3) e na sua conjugação (Capítulos 4 e 5).

Os diversos trabalhos realizados com o método da resistividade eléctrica permitiram avaliar as suas potencialidades e limitações em estudos de carácter ambiental e geotécnico. Neste âmbito foi possível constatar a boa resposta quer do dispositivo de Wenner quer do de Dipolo-Dipolo, destacando-se este último pela boa resolução das variações da resistividade eléctrica, tanto lateralmente como em profundidade, apesar da sua dependência de boas condições de injeção de corrente.

Comprovou-se que a monitorização de instalações que, pela sua carga ambiental, podem criar problemas ambientais às populações vizinhas, constitui uma boa e válida aplicação dos métodos geoelectromagnéticos, não só de carácter pontual como também no seu acompanhamento ao longo do tempo para avaliação da evolução do ambiente circundante a estas instalações.

A aplicação do método da resistividade eléctrica a problemas de geotecnia, nomeadamente a detecção de estruturas enterradas que apresentam um comportamento resistivo anómalo, face ao ambiente em que estão inseridas, permitiu evidenciar duas questões principais:

- se o contraste entre o corpo anómalo e o meio em que este se insere não é muito elevado, a resolução do método é baixa, não se conseguindo detectar, com precisão, estruturas que estejam a uma profundidade que exceda a sua dimensão. Em conjugação com estes elementos, a distância dipolar mínima não pode ser inferior a metade da sua dimensão, sob pena de não se conseguir detectar o corpo;
- se o contraste entre o corpo anómalo e o meio envolvente for elevado – alta resistividade/baixa resistividade – o método apenas permite detectar o corpo anómalo, se este não estiver a uma profundidade muito elevada face à sua dimensão.

Ainda a nível das aplicações geotécnicas, foi possível concluir-se, com base nos testes executados no *campus* do LNEC, que é identificável o declive de interfaces inclinadas, desde que haja suficiente contraste de resistividades e que a altura da estrutura inclinada não exceda o dobro da distância dipolar utilizada.

Com base ainda nos trabalhos realizados no *campus* do LNEC foi possível comprovar a sensibilidade do método de refração sísmica à variação de uma das principais propriedades do meio – a porosidade – em terrenos não coesos: ao aumento da porosidade corresponde uma diminuição da velocidade de propagação da onda P.

A compilação dos dados obtidos pelo LNEC nos ensaios sísmicos entre furos de sondagem realizados para diversas entidades, permitiram constatar que as relações  $V_P$ - $V_S$  variam muito nos terrenos pouco coesos, presentes, por exemplo, em bacias aluvionares, mas em terrenos rochosos esta variação já é muito menos significativa.

No âmbito dos métodos sísmicos, avaliou-se a possibilidade de, através da utilização de simples perfis de refração sísmica e equações que relacionem  $V_P$  com  $V_S$ , obter estimativas bidimensionais de parâmetros geotécnicos utilizados em geologia de engenharia. Os testes realizados em diferentes ambientes geológicos com o programa Poisson2D, desenvolvido com esse objectivo e especificamente para o coeficiente de Poisson, também apontam nesse sentido. Resalva-se no entanto o facto de, devido à limitação de dados existentes, não se ter procedido a um conjunto alargado de testes dentro de diferentes contextos geológicos. Torna-se assim necessário proceder à realização de mais testes, especialmente em meio rochoso, envolvendo a execução de sondagens mecânicas com recolha de testemunho e subsequentes ensaios laboratoriais, para desenvolver esta técnica.

A utilização conjunta de mais do que um método de prospecção geofísica permitiu sempre melhorar a interpretação final dos modelos obtidos. Este é um caminho que está ser seguido a nível da geofísica aplicada, e que vai sendo aprofundado com aplicações a novas problemáticas.

A conjugação de métodos de resistividade eléctrica e sísmicos tem evoluído no sentido de obtenção de modelos de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda sísmica mais precisos. Aqui resolveu-se enveredar por uma nova perspectiva: a obtenção de estimativas bidimensionais de parâmetros geotécnicos, nomeadamente o grau de saturação do meio, a sua porosidade, índice de vazios e teor em água. Para isso desenvolveu-se um programa informático que, com recurso ao método de *Simulated Annealing*, conjuga modelos de resistividade eléctrica e de velocidade de propagação da onda de compressão obtidos com programas comerciais já amplamente divulgados.

Após os diversos testes efectuados constatou-se que, embora os resultados dependam sempre das características geológicas do local e consequentes variações nos parâmetros de entrada, são aqueles que se encontram relacionados com o conteúdo em argila que têm maior influência nos resultados, principalmente o valor da velocidade de propagação da onda P na argila e a resistividade eléctrica da argila. A variação nos pesos dados às componentes sísmica e eléctrica, também influencia o resultado final, tendo-se verificado que normalmente obtêm-se melhores resultados dando mais peso à componente eléctrica do que à sísmica quando a espessura dos materiais desagregados é elevada, ocorrendo o inverso quando a sua espessura é relativamente reduzida. Verificou-se ainda que, após obtenção do conjunto de parâmetros que melhor ajustam os modelos produzidos pelo programa àqueles resultantes da inversão dos

dados de campo, aqueles parâmetros cuja pequena variação mais influencia os resultados finais, são os da lei d'Archie.

A metodologia proposta revela-se válida para obter estimativas da variação quer lateral quer em profundidade dos parâmetros geotécnicos já referidos. Esta metodologia ao dar informação contínua ao longo de um determinado perfil e sendo mais rápida e mais económica do que a realização de sondagens com recolha de amostras e ensaios *in situ*, que exigem meios pesados, pode substituir parcialmente uma campanha de sondagens com algum sucesso.

Apesar de a recolha de amostras de solos em cada local apenas nos dar informações à superfície, tem de ser uma estratégia a desenvolver, para afinação dos modelos. A realização de uma campanha geofísica nestas condições – utilização de ambos os métodos de prospecção geofísica e obtenção de secções de porosidade, grau de saturação, etc. - daria indicações para a execução de sondagens mecânicas em locais de maior interesse.

Um dos campos de aplicação preferencial desta metodologia é o estudo da vulnerabilidade de locais previstos para a instalação de aterros sanitários. As regiões de maior porosidade ou de índice de vazios mais elevados constituem caminhos preferenciais para as plumas de contaminação provenientes destas instalações. Estas regiões anómalas são ainda bons indicadores de zonas de fracturação de maciços rochosos.

A comparação entre os resultados obtidos por via indirecta – geofísicos – e aqueles por via directa – cartografia geológico-geotécnica do maciço escavado da barragem de Pedrogão - permitiu validar claramente a origem das anomalias identificadas em cada método, possibilitando assim ultrapassar a ambiguidade associada à interpretação dos modelos obtidos a partir dos dados colhidos com cada método de prospecção, algo que foi evidenciado com as tomografias sísmicas entre furos e entre furos e a superfície, sendo que as primeiras não eram concordantes com as segundas e, em parte, com os restantes métodos utilizados.

Os resultados obtidos com este trabalho permitem ainda evidenciar as vantagens do método de tomografia sísmica entre furos de sondagem e entre furos e a superfície do terreno, para estudos de locais de barragem ou de importância estratégica significativa, face aos métodos da refacção sísmica e de resistividade eléctrica, resumidas nos seguintes pontos:

- permite investigar até profundidades mais elevadas;
- permite filtrar a influência dos terrenos superficiais, no caso dos perfis entre furos;
- possibilita a obtenção de uma secção bidimensional contínua entre as duas margens de um rio.

Numa perspectiva de custo-benefício, no caso presente revelou-se que, se o objectivo fosse apenas o estudo dos 20 m superiores do terreno nas margens do rio, os métodos de refacção sísmica e de resistividade eléctrica seriam mais económicos e com obtenção de resultados conclusivos numa pequena

fracção do tempo face à tomografia sísmica entre furos, que envolve, para além da execução dos ensaios, já de si mais demorados, a execução dos furos de sondagem.

Com os trabalhos realizados em dois ambientes geológicos idênticos, mas com perspectivas diversas – ambientais num caso e geotécnicas no outro – comprovou-se que o método de potencial espontâneo é um método igualmente apto para detecção de zonas de fracturação, apesar de ser fortemente influenciado pela topografia. No entanto, sendo um método mais ligeiro em termos de equipamento, mas de idêntico trabalho no campo e de mais difícil processamento e análise, trata-se de um método que apenas deverá ser utilizado em simultâneo com outros métodos de prospecção.

A utilização conjunta dos métodos de refração sísmica e de resistividade eléctrica, para além de possibilitarem melhorar a interpretação dos modelos individuais, como já foi referido, permite ainda obter estimativas para parâmetros geotécnicos. Estas estimativas sendo representadas em secções bidimensionais dos vários parâmetros abre possibilidades de complemento de informação em estudos ambientais e geotécnicos. No primeiro caso por permitir evidenciar zonas preferenciais de circulação de poluentes aquosos e no segundo por ajudar a classificação geotécnica dos maciços rochosos.

Os trabalhos aqui apresentados não se esgotaram, e podem ser complementados a diversos níveis. Desde logo a integração da filosofia que levou ao desenvolvimento do programa Poisson2D pode ser integrada no programa RSAnn – que já possui uma subrotina para cálculo de secções de  $V_S$  -, para estimativa do coeficiente de Poisson em conjunto com os outros parâmetros, assim como uma estimativa do módulo de Young, também utilizado em geotecnia.

Obtiveram-se estimativas para a porosidade do meio com base na conjugação de dados de resistividade eléctrica e de refração sísmica. Um campo que pode ser explorado é a comparação entre os resultados assim obtidos, e aqueles que resultam da aplicação da expressão de Foti (equação 3.28), considerando valores medidos e/ou estimados de  $V_P$  e  $V_S$ , e da massa volúmica dos grãos e do fluido. Para esta situação reforça-se a necessidade de se proceder à recolha de amostras de solo e, se possível, de águas superficiais, em cada local onde se efectua uma prospecção geofísica.

## Referências bibliográficas

- Abu-Hassanein, Z.S., Bensons, C.H. e Blotz, L.R., 1996. Electrical resistivity of compacted clays. *J. Geotech. Eng.*, 122(5): 397-406.
- Abu-Zeid, N. e Santarato, G., 2004. On the correspondence between resistivity and texture of loose sediments, saturated with salt water. *Near Surface Geophysics*: 144-149.
- Água, Instituto da, 2004. Plano Nacional da Água. 13-01-2006. [http://www.inag.pt/inag2004/port/a\\_intervencao/planeamento/pna/pdf\\_pna\\_v1/v1\\_c2\\_t05.pdf](http://www.inag.pt/inag2004/port/a_intervencao/planeamento/pna/pdf_pna_v1/v1_c2_t05.pdf).
- Al Hagrey, S.A., 1994. Electric study of fracture anisotropy at Falkenberg, Germany. *Geophysics*, 59 (6): 881-888.
- Al Hagrey, S.A., Meissner, R., Werban, U., Rabbel, W. e Ismaeil, A., 2004. Hydro-, bio-geophysics. *The Leading Edge*, July: 670-674.
- Apparao, A., Rao, T.G., Sastry, R.S. e V.S., V.S.S., 1992. Depth of detection of buried conductive targets with different electrode arrays in resistivity prospecting. *Geophys. Prospect*, 40: 749-760.
- Apparao, A., Sastry, R.S. e Sarma, V.S., 1997a. Depth of detection of buried resistive targets with some electrode arrays in electrical prospecting. *Geophys. Prospect*, 45: 365-375.
- Apparao, A., Srinivas, G.S. e Sarma, V.S., 1997b. Physical modelling results on modified pseudodepth sections in exploration of highly resistive targets. *Pure Appl. Geophys*, 150(2): 341-352.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoirs characteristics. *Trans. AIME*, 146: 54-62.
- Aristodemou, E. e Thomas-Betts, A., 2000. DC resistivity and induced polarisation investigations at a waste disposal site and its environments. *Journal of Applied Geophysics*, 44(2-3): 275-302.
- Ayres, A. e Theilen, F., 1999. Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of the continental slope of the Barents Sea. *Geophys. Prosp.*, 47: 431-441.
- Barker, R. e Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge*, 17(10): 1454-1458.
- Barker, R.D., 1981. Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophys. Prosp.*, 29(1): 128-143.

- Berge, P.A., Berryman, J.G., Bertete-Aguirre, H., Bonner, B.P., Roberts, J.J. e Wildenschild, D., 2000. Joint inversion of geophysical data for site characterization and restoration monitoring. Relatório UCRL-ID-128343, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Berkeley, U., 2004. The Berkeley course in applied geophysics. 26-10-2005.
- Bernstone, C. e Dahlin, T., 1996a. 2D resistivity surveying of old landfills, 2nd European EEGS Meeting, Nantes, France, 188-191.
- Bernstone, C. e Dahlin, T., 1996b. Electromagnetic and DC resistivity mapping of waste deposits and industrial sites - experiences from Southern Sweden, EAGE-96, Amsterdam, M014.
- Bernstone, C., Dahlin, T., Ohlsson, T. e Hogland, W., 2000. DC-resistivity mapping of internal landfill structures: two pre-excavation surveys. *Environmental Geology*, 39: 360-371.
- Berryman, J.G., 1999. Origin of Gassmann's equations. *Geophysics*, 64(5): 1627-1629.
- Berryman, J.G., Berge, P.A. e Bonner, B.P., 2000. Transformation of seismic velocity data to extract porosity and saturation values for rock. *J. Acoust. Soc. Am.*, 107(2): 3018-3027.
- Berryman, J.G., Berge, P.A. e Bonner, B.P., 2002. Estimating rock porosity and fluid saturation using only seismic velocities. *Geophysics*, 67(2): 391-404.
- Bertete-Aguirre, H., Berge, P.A. e Roberts, J.J., 2001. Using laboratory measurements of electrical and mechanical properties to assist interpretation of field data from shallow geophysical measurements. 14-06-2005. <http://www.llnl.gov/tid/lof/documents/pdf/240781.pdf>.
- Bilé Serra, J., 2001. Novo aeroporto na Ota. Ensaios laboratoriais de caracterização geotécnica. Relatório 256/01, LNEC, Lisboa.
- Biot, M.A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid (I. Low frequency range). *J. Acoust. Soc. Am.*, 28(2): 168-178.
- Biot, M.A., 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid (II. Higher frequency range). *J. Acoust. Soc. Am.*, 28(2): 179-191.
- Blangy, J.P., 1992. Integrated seismic lithologic interpretation: The petrophysical basis. PhD Thesis, Stanford University.
- Bruggeman, D.A.G., 1935. Berechnung verschiedener physikalischer konstanten von heterogenen Substanzen. *Ann. Physik*, 24: 636-664.
- Burger, H.R., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall.
- Busby, J. e Jackson, P., 2006. The application of time-lapse azimuthal apparent resistivity measurements for the prediction of coastal cliff failure. *Journal of Applied Geophysics*, 59: 261-272.
- Busby, J.P., 2000. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophys. Prospect*, 48: 677-695.
- Bussian, A.E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, 48(9): 1258-1268.
- Cabral, J., 1989. An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8: 285-303.

- Cardarelli, E., 2002. Integrated geophysical methods for the characterisation of an archaeological site (Massenzio Basilica - Roman Forum, Rome, Italy). In: M. Senos Matias e C. Grangeia (Editors), 8th Meeting EEGS-ES -Environmental and Engineering Geophysics, Aveiro, Portugal, 135-138.
- Carlson, D.A., Taylor, R.W. e Cherkauer, D.S., 1996. Azimuthal Resistivity as a Tool for Determination of the Orientation of Preferred Hydraulic Transmissivity for a Dolomite Aquifer in Southwestern Wisconsin, SAGEEP 1996 Conference, Environ. Eng. Geophys. Soc., 1085-1094.
- Carrara, E., Mazzacca, A., Pece, R., Roberti, N. e Vanorio, T., 1999. Evaluation of porosity and saturation degree by laboratory joint measurements of velocity and resistivity: a model improvement. *Pure appl. geophys*, 154: 211-255.
- Carrara, E., Pece, R. e Roberti, N., 1994. Geoelectrical and seismic prospecting in hydrogeology: Model and master curves for the evaluation of porosity and water saturation. *Pure Appl. Geophys*, 143(4): 729-751.
- Castagna, J.P., Batzle, M.L. e Eastwood, R.L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50(4): 571-581.
- Castagna, J.P., Batzle, M.L. e Kan, T.K., 1993. Rock physics - the link between rock properties and AVO response. *Investigation in Geophysics*, 8: 3-36.
- Coggon, J.H., 1973. A comparison of IP electrode arrays. *Geophysics*, 38: 737-761.
- Cohen, B., 1994. Training synaptic delays in a recurrent neural network. MSc Thesis, Tel-Aviv University.
- Comina, C., Foti, S., Socco, L.V. e Strobbia, C., 2004. Geophysical characterization for seepage potential assessment along the embankments of the Po River. In: V.d. Fonseca e Mayne (Editors), ISC-2 on Geotechnical Site Characterization. Millpress, Porto, 451-458.
- Conein, J. e Barker, R., 2002. The effects of tree roots on the electrical properties of triassic clay, 8th Meeting EEGS-ES, Aveiro, 177-180.
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y.J., Tabbagh, A. e Charlery, Y., 2006. Correlations between geotechnical and electrical data: A case study at Garchy in France. *Journal of Applied Geophysics*, in press.
- Cummings, D., 1979. Computer Program. Determination of depths to an irregular interface in shallow seismic refraction surveys using a pocket calculator. *Geophysics*, 44(12): 1987-1998.
- Dannowski, G. e Yaramanci, U., 1999. Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectrical measurements. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4(4): 71-86.
- Darracott, B.W., 1976. Seismic surveys and civil engineering. *The civil engineer in South Africa*, February: 35-40.

- de la Vega, M., Osella, A. e Lascano, E., 2003. Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, 54: 97-109.
- Ditmar, P., Penopp, J., Kasig, R. e Makris, J., 1999. Interpretation of shallow refraction seismic data by reflection/refraction tomography. *Geophysical Prospecting*, 47(6): 871-901.
- Dittmer, J.K. e Szymanski, J.E., 1995. The stochastic inversion of magnetics and resistivity data using the simulated annealing algorithm. *Geophys. Prosp.*, 43: 397-416.
- Dobrin, M.B., 1976. *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 630 pp.
- Dobroka, M., Gyulai, A., Ormos, T., Csokas, J. e Dresen, L., 1991. Joint Inversion of Seismic and Geoelectric Data Recorded in an Underground Coal-Mine. *Geophysical Prospecting*, 39(5): 643-665.
- Doll, W.E., Gamey, T.J., Watson, D.B. e Jardine, P.M., 2002. Geophysical profiling in support of a nitrate and uranium groundwater remediation study. 02-07-2004. <http://www.ornl.gov/~webworks/cppr/y2001/pres/113022.pdf>.
- Drahor, M.G., 2006. Integrated geophysical studies in the upper part of Sardis archaeological site, Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, 59: 205-223.
- Dvorkin, J. e Nur, A., 1996. Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea data sets. *Geophysics*, 61(5): 1363-1370.
- Dvorkin, J. e Nur, A., 1998. Time-average equation revisited. *Geophysics*, 63(2): 460-464.
- Dvorkin, J., Nur, A., Uden, R. e Taner, T., 2003. Rock physics of a gas hydrate reservoir. *The Leading Edge*, September 2003: 842-847.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1995a. Ensaio sísmico entre furos de sondagem para a nova ponte sobre o rio Tejo em Santarém e acessos imediatos. Relatório NT 40/95, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1995b. Ensaio sísmico entre furos de sondagem para a nova ponte sobre o rio Tejo em Santarém e acessos imediatos (2ª campanha). Relatório NT 43/95, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1997a. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte no local de implantação do viaduto de Sta. Catarina (A2 - Autoestrada do Sul). Relatório 10/97, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1997b. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte no local de implantação do viaduto do Sado (A2 - Autoestrada do Sul). Relatório 44/97, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1997c. Prospecção geofísica no local do aproveitamento hidroeléctrico do Baixo Sabor. Relatório NP - 204/97, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1998a. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte em Sta Iria de Azóia. Relatório NT 48/98, LNEC, Lisboa.

- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1998b. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte na estação do Terreiro do Paço. Relatório 56/98, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1998c. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte no local das estações de gás e lixiviação da Transgás em Pombal. Relatório 59/98, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. e Mota, R., 1999. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte na zona de implantação do túnel rodoviário da Câmara Municipal de Lisboa. Relatório 159/99, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L., 1979. Métodos de prospecção sísmica em geologia de engenharia. A importância da onda de corte. Tese apresentada ao concurso para especialista do LNEC, Lisboa, 240 pp.
- Fialho Rodrigues, L., 1991. Aplicação de métodos sísmicos e electromagnéticos (radar) em engenharia. Programa de investigação apresentado a concurso para acesso à categoria de Investigador-Coordenador, Lisboa, 186 pp.
- Fialho Rodrigues, L., Mota, R. e Coelho, M.J., 1998. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte no local de implantação da Ponte Europa, em Coimbra. Relatório 286/98, LNEC, Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L., Oliveira, M.P.M. e Jeremias, F.T., 1993. Nova travessia sobre o rio Tejo em Lisboa. Ensaios sísmicos entre furos. Relatório 42/93, LNEC, Lisboa.
- Figueiras, J., Gonçalves, M.A., Mateus, A., Marques, F.O., Monteiro Santos, F. e Mota, R., 2004. Initial stages of pollutant dispersal around municipal waste disposal facilities; a case study in northern Portugal. Submitted to Chemical Geology.
- Folque, J., 1988. Prontuário de engenharia de solos. Relatório ITG 13, LNEC, Lisboa.
- Foti, S. e Lancellota, R., 2004. Soil porosity from seismic velocities. *Géotechnique*, 54(8): 551-554.
- Foti, S., Lai, C.G. e Lancellota, R., 2002. Porosity of fluid-saturated porous media from measured seismic wave velocities. *Géotechnique*, 52(5): 359-373.
- Fox, R.C., Hohmann, G.H., Killpacks, T.J. e Rijo, L., 1980. Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. *Geophysics*, 45: 75-93.
- Frohlich, R.K., Fisher, J.J. e Summerly, E., 1996. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. *Journal of Applied Geophysics*, 35: 249-259.
- Gallardo, L.A. e Meju, M.A., 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 30(13): 1658-1661.
- Gallardo, L.A. e Meju, M.A., 2004. Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research*, 109B(3311-3315).
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. e Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-780.

- Gardner, L.W., 1939. An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting. *Geophysics*, 4(4): 247-259.
- Gassmann, F., 1951. Über die elastizität poröser medien: *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*. 96: 1-23.
- Geman, S. e Geman, D., 1984. Stochastic relaxation, Gibbs distribution and the Bayesian restoration in images. *IEEE Trans. Patt. Anal. Mac. Int.*, 6(6): 721-741, *in* Ingber, 1995.
- Ghosh, D.P., 1971. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophys. Prosp.*, 19: 769-775.
- Gibert, D. e Virieux, J., 1991. Electromagnetic imaging and simulated annealing. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5): 8057-8067.
- Godio, A. e Naldi, M., 2003. Two-dimensional electrical imaging for detection of hydrocarbon contaminants. *Near Surface Geophysics*, 2003: 131-137.
- Goffe, W., 1995. Simulated Annealing - Global optimization method that distinguishes between different local optima. 12-08-2002. <http://emlab.berkeley.edu/Software/abstracts/goffe895.html>.
- Gomez-Rivero, O., 1976. A practical method for determining cementation exponents and some other parameters as an aid in well log analysis. *The Log Analyst*, 17(5): 8-24.
- Gonçalves, M.A., 2004. Heavy metal dispersion by landfill contaminated waters and fixation mechanisms on phyllosilicates: a combined field and experimental study. PhD Thesis, Univ. de Lisboa, Lisboa.
- Grant, F.S. e West, G.F., 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. International Series in the Earth Sciences. McGraw-Hill Book Company.
- Greenberg, M.L. e Castagna, J.P., 1992. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophys. Prosp.*, 40: 195-209.
- Griffiths, D.H. e Barker, R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling mapping in areas of complex geology. *J. Appl. Geophysics*, 29: 211-226.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J. e Olayinka, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*, 8: 121-129.
- Guérin, R., Bégassat, P., Benderitter, Y., David, J., Tabbagh, A. e Thiry, M., 2004a. Geophysical study of the industrial waste land in Mortagne-du-Nord (France) using electrical resistivity. *Near Surface Geophysics*, 2(3): 137-143.
- Guérin, R., Munoz, M.L., Aran, C., Laperrelle, C., Hidra, M. e Drouart, E., 2004b. Leachate recirculation: moisture content assessment by means of a geophysical technique. *Waste Management*, 24(8): 785-794.
- Haber, E. e Oldenburg, D., 1997. Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 13: 63-77.
- Hagedoorn, J.G., 1959. The plus-minus method for interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, 7: 158-181.

- Han, D., 1986. Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments. PhD Thesis, Stanford University.
- Han, D., Nur, A. e Morgan, D., 1986. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, 51(11): 2093-2107.
- Hanai, T., 1960a. a remark on the "Theory of the dielectric dispersion due to the interfacial polarization and its application to emulsions". *Kolloid-Zeitschrift*, 175(61-62).
- Hanai, T., 1960b. Theory of the dielectric dispersion due to the interfacial polarization and its application to emulsions. *Kolloid-Zeitschrift*, 171: 23-31.
- Hanai, T., 1961. Dielectric theory on the interfacial polarization for two-phase mixtures. *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, 39: 341-367.
- Hansen, B.P. e Lane, J.W., 1996. Orientation And Characteristics Of Fractures In Crystalline Bedrock Determined By Surface And Borehole Geophysical Surveys, Millville and Uxbridge, Massachusetts, SAGEEP 1996 Conference, Environ. Eng. Geophys. Soc., 927-940.
- Hashin, Z. e Shtrikman, S., 1963. Variational approach of the theory of the elastic behavior of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11: 127-140.
- Hering, A., Misiek, R., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M. e Dresen, L., 1995. A Joint Inversion Algorithm to Process Geoelectric and Surface- Wave Seismic Data .1. Basic Ideas. *Geophysical Prospecting*, 43(2): 135-156.
- Ihmlé, P.F. e Ruegg, J.-C., 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: application to the  $M_w=8.1$  Chile 1995 event. *Geophys. J. Int.*, 131: 146-158.
- Ingber, L., 1989. Very fast simulated re-annealing. *Mathl. Comput. Modelling*, 12: 967.
- Ingber, L., 1995. Adaptive simulated annealing (ASA): Lessons learned. 15-04-2005. [http://www.ingber.com/asa96\\_lessons.pdf](http://www.ingber.com/asa96_lessons.pdf).
- Ingber, L., Wehner, M.F., Jabbour, G.M. e Barnhill, T.M., 1991. Application of statistical mechanics methodology to term-structure bond-pricing models. *Math. Comput. Modelling*, 15(11): 77-98.
- Intelligent Resources, I., 2004. Rayfract Manual.
- Jain, S., 1987. Amplitude-vs-offset analysis: a review with reference to application in Western Canada. *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, 23(1): 27-36.
- Jansen, J. e Taylor, R., 1996. Determining fracture geometry from azimuthal resistivity data, SAGEEP 1996 Conference, Environ. Eng. Geophys. Soc, 41-50.
- Jeremias, F.T., Bilé Serra, J.P., Caldeira, L. e Rocha, J., 2002. Novo Aeroporto na Ota. Estudo geológico e geotécnico. Relatório de síntese. Relatório 33/2002, LNEC, Lisboa.
- Johanssen, H.K., 1977. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, 25: 667-691.

- Johansson, S., Dahlin, T., Friberg, J. e Sjödaahl, P., 2004. Leakage detection ability using resistivity, self potential, temperature and induced polarization measurements - Experiences from field tests, Workshop on Dam Safety Problems and Solutions-Sharing Experience, Seoul, Korea, 64-83.
- Jones, S.E. e Jago, C.F., 1991. Small-scale in situ measurements of SH-velocity in surficial sedimentary deposits: localised textural and biological controls. In: J.M.H.e. al. (Editor), *Shear Waves in Marine Sediments*. Kluwer Academic Press.
- Kafri, U. e Goldman, M., 2005. The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 167-178.
- Kamura, K., 2002. Relationships between electrochemical properties of leachate and resistivity of strata in the landfill site consisting mainly of combustion residuals. *Environmental Geology*, 41: 537-546.
- Karastathis, V.K., Karmis, P.N., Drakatos, G. e Stavrakakis, G., 2002. Geophysical methods contributing to the testing of concrete dams. Application at the Marathon Dam. *Journal of Applied Geophysics*, 50: 247-260.
- Karlik, G. e Kaya, M.A., 2001. Investigation of groundwater contamination using electric and electromagnetic methods at an open waste-disposal site: a case study from Isparta, Turkey. *Environmental Geology*, 40(6): 725-731.
- Keller, G.V. e Frischknecht, F.C., 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press.
- Keller, G.V., 1987. Rock and Mineral Properties. In: M.N. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in applied geophysics*. SEG, pp. 13-51.
- Kilty, K.T., Norris, R.A., McLamore, W.R., Hennon, K.P. e Euge, K., 1986. Seismic refraction at Horse Dam: An application of the generalized reciprocal method. *Geophysics*, 51(2): 266-275.
- Kirkpatrick, S., Gellat, C.D. e Vecchi, M.P., 1983. Optimization by simulated annealing. *Science*, 220: 671-680.
- Kis, M., 2002. Generalised Series Expansion (GSE) used in DC geoelectric- seismic joint inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 50(4): 401-416.
- Knackstedt, M.A., Arns, C.H. e Pinczewski, W.V., 2005. Velocity-porosity relationships: Predictive velocity model for cemented sands composed of multiple mineral phases. *Geophys. Prosp.*, 53: 349-372.
- Koefoed, O., 1979. Resistivity sounding measurements. *Geosounding Principles I*. Elsevier, Amsterdam, 276 pp.
- Kozlovskaya, E., 2001. Theory and application of joint interpretation of multimethod geophysical data. PhD Thesis, Oulu, Finland.
- Kruschwitz, S. e Yaramanci, U., 2004. Detection and characterization of the disturbed rock zone in claystone with complex resistivity method. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 63-79.

- Lane, J.W., Haeni, F.P., Soloyanis, S., Placzek, G., Williams, J.H., Johnson, C.D., Muursink, M.L., Joesten, P.K. e Knutson, K.D., 1996. Geophysical Characterization of a Fractured-Bedrock Aquifer and Blast-Fractured Contaminant-Recovery Trench, SAGEEP 1996 Conference, Environ. Eng. Geophys. Soc., 429-441.
- Lavergne, M., 1989. Seismic methods. Graham Trotman Limited, Londres.
- Lecomte, I., Gjoystdal, H., Dahle, A. e Pedersen, O., 2000. Improving modelling and inversion in refraction seismics with a first-order Eikonal solver. *GEOPHYSICAL PROSPECTING*, 48(3): 437-454.
- Lee, M.W., 2002. Biot-Gassman theory for velocities of gas-hydrate-bearing sediments. *Geophysics*, 67: 1711-1719.
- Lee, M.W., 2002. Joint inversion of acoustic and resistivity data for the estimation of gas hydrate concentration, <http://geology.cr.usgs.gov/pub/bulletins/b2190/>.
- Lee, M.W., 2003. Velocity Ratio and its Application to Predicting Velocities. Relatório Bulletin 2197, U.S. Geological Survey.
- Lee, M.W., 2006. Explicite use of the Biot coefficient in predicting shear-wave velocity of water-saturated sediments. *Geophys. Prosp.*, 54: 177-185.
- Lim, H.-D., Kim, K.-S., Kim, J.-H., Kwon, H.-S. e Oh, B.-H., 2004. Leakage detection of earth dam using geophysical methods, Workshop on Dam Safety Problems and Solutions-Dharing Experience, Seoul, Coreia do Sul, 212-224.
- Lima, O.A.L., Sato, H.K. e Porsani, M.J., 1995. Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques. *Journal of Applied Geophysics*, 34: 93-108.
- LNEC, 1974. Mecânica dos solos - Conceitos fundamentais. LNEC, Lisboa.
- Loke, M.H. e Barker, R., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6): 1682-1690.
- Loke, M.H. e Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prosp.*, 44: 131-152.
- Loke, M.H., 1999. RES2DINV - Rapid 2D Resistivity & IP Inversion (Goelectrical Imaging 2D & 3D).
- Luke, B.T., 2005. Simulated annealing. 15-04-2005. <http://members.aol.com/btluke/simann1.htm>.
- Marques, F.O., Marques, F.M.S.F., Mateus, A., Figueiras, J., Monteiro Santos, F.A., Mota, R. e Amaral, H., 2005. The effectiveness of "clay" liners as basal isolation of landfills: a case study. *Environ. Geol.*, 47: 1128-1137.
- Marques, F.O., Mateus, A. e Tassinari, C., 2002. The Late Variscan Fault Network in Central-Northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359: 255-270.
- Marques, F.O., Mateus, A., Amaral, H., Gonçalves, M.A., Tassinari, C., Silva, P. e Miranda, J., 2001. The Amares basin: an ENE-WSW graben formed by recent reactivation of the Late-Variscan fracture network? *Comun. Inst. Geol. e Min.*

- Martí, D., Carbonell, R., escuder-Viruete, J. e Pérez-Estaún, A., 2006. Characterization of a fractured granitic pluton: P- and S-waves' seismic tomography and uncertainty analysis. *Tectonophysics*, 422: 99-114.
- Martinho, E., Almeida, F. e Senos Matias, M.J., 2006. An experimental study of organic pollutant effects on time domain induced polarization measurements. *J. Appl. Geophysics*, in press.
- Masne, D., 1979. Application de methods électriques et électromagnétiques a l'étude géophysique des milieux fissures, These 3ème Cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Mateus, A., Almeida, C., Monteiro Santos, F., Marques, F.O., Marques, F., Amaral, H., Figueiras, J., Miranda, J., Gonçalves, M.A., Silva, P. e Mota, R., 2002. Fluid flow in fractured rocks and its implications for waste disposal criteria. Relatório, Projecto PRAXIS XXI/P/CTE/11028/98. Relatório final.
- Mavko, G., Chan, C. e Mukerji, T., 1995. Fluid substitution: Estimating changes in  $v_p$  without knowing  $v_s$ . *Geophysics*, 60(6): 1750-1755.
- Meju, M.A. e Gallardo, L.A., 2003. Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials. *Geophysical Research Letters*, 30(7): 26-1 a 26-4.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A.W., Rosenbluth, M.N., Teller, H. e Teller, E., 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. *Journal of Chemical Physics*, 1: 1087-1092.
- Mindlin, R.D., 1949. Compliance of elastic bodies in contact. *Trans. ASME*, 71: A-259.
- Mitchell, J.K., 1993. *Fundamentals of soil behavior*. John Wiley & Sons, Inc., 437 pp.
- Moinante, M.J., Oliveira, M.P.M. e Cárcomo Lobo Ferreira, J.P., 1994. Desenvolvimento de um inventário das águas subterrâneas de Portugal. Caracterização dos sistemas hidrogeológicos de Portugal continental e das suas reservas hídricas. Relatório 329/94, LNEC.
- Monteiro Santos, F., Mateus, A., Figueiras, J. e Gonçalves, M.A., 2006. Mapping groundwater contamination around a landfill facility using the VLF-EM method - A case study. *Journal of Applied Geophysics*, in press.
- Monteiro Santos, F.A. e Andrade Afonso, A.R., 2005. Detection and 2D modelling of cavities using pole-dipole array. *Environ. Geol.*, 48: 108-116.
- Monteiro Santos, F.A., Almeida, E., Castro, R., Nolasco, R. e Mendes-Victor, L., 2002. A hydrogeological investigation using EM34 and SP surveys. *Earth, Planets and Space*, 54: 655-662.
- Moore, J. e Barker, R., 2002. Controlled laboratory experiment to test the validity of time-lapse electrical imaging, 8th Meeting EEGS-ES, Aveiro, 53-56.
- Mosegaard, K. e Tarantola, A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 12431-12447.
- Mosegaard, K. e Vestergaard, P.D., 1991. A simulated annealing approach to seismic model optimisation with sparse prior information. *Geophys. Prosp.*, 39: 599-611.

- Mota, R. e Coelho, M.J., 2002. Tomografias sísmicas nas fundações da Barragem de Alqueva. Relatório 147/2002, LNEC, Lisboa.
- Mota, R. e Fialho Rodrigues, L., 1998. Prospecção geofísica no local do Açude de Pedrogão. Relatório 191/98, LNEC, Lisboa.
- Mota, R. e Fialho Rodrigues, L., 1999. Prospecção geofísica complementar, por métodos sísmicos, no local de implantação do Açude de Pedrogão. Relatório 260/99, LNEC, Lisboa.
- Mota, R. e Fialho Rodrigues, L., 2000. Terminal de Gás Natural Liquefeito em Sines. Determinação das velocidades de propagação das ondas de compressão e de corte. Relatório NT 1/2000, LNEC, Lisboa.
- Mota, R. e Monteiro dos Santos, F., 2003. Depth of detection in resistivity surveys. A case study of a resistive buried target, 9th Meeting EEGS-ES, Prague, P-064.
- Mota, R. e Monteiro dos Santos, F., 2003. Porosity and water saturation degree from combined resistivity and seismic surveys for geotechnical site characterization. In: S. Mares e L. Pospisil (Editors), 9th Meeting Environmental and Engineering Geophysics, Praga, O-62.
- Mota, R. e Monteiro dos Santos, F., 2006a. 2D sections of porosity and water saturation percent from combined resistivity and seismic surveys for hydrogeological studies. The Leading Edge (June).
- Mota, R. e Monteiro dos Santos, F., 2006b. Secções 2D do índice de vazios e grau de saturação a partir de perfis de resistividade e de refração sísmica, 10º Congresso Nacional de Geotecnia, UNL-Lisboa.
- Mota, R. e Oliveira, M., 2001. Prospecção geofísica no local do Novo Aeroporto de Lisboa na Ota. 2ª Fase. Relatório 207/2001, LNEC, Lisboa.
- Mota, R., 1999. Ensaio sísmico para caracterização dinâmica dos terrenos de fundação do novo estádio do Sporting Clube de Portugal. Relatório NT 39/99, LNEC, Lisboa.
- Mota, R., 2001. Prospecção geofísica no local alternativo para a implantação do aproveitamento hidroeléctrico de Pedrogão. Relatório 143/2001, LNEC, Lisboa.
- Mota, R., 2004. Aproveitamento hidroeléctrico do Baixo Sabor - Escalão Principal. Prospecção geofísica no local da galeria de desvio provisório do rio Sabor. Relatório NGE 301 /2004, LNEC, Lisboa.
- Mota, R., Monteiro dos Santos, F.A., Luís, J. e Lopes, C., 2002. Prospecção geofísica por métodos eléctricos, em ambiente cársico, na envolvente de uma lixeira encerrada, 8º Cong. Nacional de Geotecnia, Lisboa, Com 008.
- Mota, R., Monteiro dos Santos, F.A., Mateus, A., Marques, F.O., Gonçalves, M.A., Figueiras, J. e Amaral, H., 2004. Granite fracturing and incipient pollution beneath a recent landfill facility as detected by several geoelectrical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 11-22.
- Mundim, K.C. e Tsallis, C., 1996. Geometry optimization and conformational analysis through generalized simulated annealing. *International Journal of Quantum Chemistry*, 58: 373-381.

- Nardis, R., Cardarelli, E. e Dobroka, M., 2005. Quasi-2D hybrid joint inversion of seismic and geoelectric data. *Geophys. Prosp.*, 53: 705-716.
- Nath, S.K. e Shahid, S., 1999. Joint application of seismic refraction and vertical electrical sounding for the delineation of shallow aquifers. *Current Science*, 77(12): 1612-1623.
- Nath, S.K., Shahid, S. e Dewangan, P., 2000. SEISRES - a Visual C++ program for the sequential inversion of seismic refraction and geoelectric data. *Computers & Geosciences*, 26(2): 177-200.
- Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J.-Y. e Bégassat, P., 2004. Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(1): 8-22.
- Nawawi, M.N.M. e Loke, M.H., 1995. Mapping voids and other man-made subsurface structures using 2D resistivity imaging technique, 57th Annual Meeting, European Association of Exploration Geophysicists, D033.
- Neves, J., 2004. Escalão de Pedrogão - Cartografia Geológico-Geotécnica das Superfícies Escavadas. Relatório P0962/04, EDP, Produção EM, SA.
- Neves, J., Coteló Neiva, J.M. e Lima, C., 2000. Geologia e geotecnia do local da barragem de Pedrógão, no rio Guadiana, VII Congr. Nac. de geotecnia, Porto, 263-272.
- Nicollin, F., Gibert, D., Beauducel, F., Boudon, G. e Komorowski, J.-C., 2006. Electrical tomography of La Soufriere of Guadeloupe Volcano: Field experiments, 1D inversion and qualitative interpretation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4): 709-724.
- Nolen-Hoeksema, R.C., 2000. Modulus-porosity relations, Gassmann's equations, and the low-frequency elastic-wave response to fluids. *Geophysics*, 65(5): 1355-1363.
- Nur, A., Mavko, G., Dvorkin, J. e Galmudi, D., 1998. Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks. *The Leading Edge*, Março 1998: 357-362.
- Nyquist, J.E. e Corry, C.E., 2002. Self-potential: The ugly duckling of environmental geophysics. *The Leading Edge*: 446-451.
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A. e Bogolovsky, 1969. Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophys. Prosp.*, 17: 36.
- Oliveira, M.P.M., 2001. Ensaio sísmico entre furos no Campus do IPG (Instituto Politécnico da Guarda). Relatório 200/01, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, M.P.M., 2003. Ponte sobre o rio Sorraia - A13. Ensaio sísmico entre furos. Relatório 272/2003, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, M.P.M., 2006a. Ensaio sísmico entre furos na ribeira de Muge. Relatório em edição, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, M.P.M., 2006b. Ensaio sísmico entre furos no local da nova ponte ferroviária de Alcácer do Sal. Relatório em edição, LNEC, Lisboa.

- Oliveira, M.P.M., 2006c. Ensaio sísmico entre furos no porto de Aveiro. Relatório em edição, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, M.P.M., 2006d. Ensaio sísmico entre furos para o estudo da estabilidade do túnel ferroviário do Rossio. Relatório em edição, LNEC, Lisboa.
- Oliveira, M.P.M., Coelho, M.J., Fialho Rodrigues, L., Jorge, C.R. e Mota, R., 1995. Crosshole seismic testing for the new Tagus crossing in Lisbon. Relatório 89/95, LNEC, Lisboa.
- Olowofela, J.A., Kamiyole, I.C. e Adegoke, J.A., 2004. Effects of clay content and porosity on wave velocities in unconsolidated media using empirical relations. *Journal of Geophysics and Engineering*, 1: 234-239.
- Palmer, D., 1980. *The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Palmer, D., 2001a. *Digital Processing of Shallow Seismic Refraction Data with the Refraction Convolution Section*. PhD Thesis, University of New South Wales, Sidney, 256 pp.
- Palmer, D., 2001b. A new direction for shallow refraction seismology: integrating amplitudes and traveltimes with the refraction convolution section. *Geophysical Prospecting*, 49(6): 657-673.
- Pessoa, M., 1990. Aplicação de técnicas tomográficas à prospecção sísmica entre furos de sondagem. Trabalho de síntese apresentado no âmbito das provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Univ. Aveiro.
- Pickett, G.R., 1963. Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *J. Petr. Tech.*, 15: 650-667.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. e Vetterling, W.T., 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN 77*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Qin, F., Luo, Y., Olsen, K., Cai, W. e Schuster, G.T., 1992. Finite-difference solution of the eikonal equation. *Geophysics*, 57: 478-487.
- Rainone, M.L., Signanini, P., Torrese, P., Socco, L.V., Strobbia, C. e De Bacco, G., 2003. Geophysical investigation of an abandoned waste landfill. In: S. Mares e L. Pospisil (Editors), 9th Meeting Environmental and Engineering Geophysics, Prague, P-018.
- Raymer, L.L., Hunt, E.R. e Gardner, J.S., 1980. An improved sonic transit time to porosity transform, 21st Annual Logging Symposium, Paper P.
- Redpath, B.R., 1973. *Seismic refraction exploration for engineering site investigations*. Relatório Technical Report E-73-4, Explosive Excavation Research Laboratory, Livermore, California.
- Resíduos, I.d., 2004. Plano Estratégico Sectorial dos Resíduos Sólidos Urbanos. 26-09-2005. [http://www.inresiduos.pt/portal/page?\\_pageid=53,31723&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL&id\\_doc=29](http://www.inresiduos.pt/portal/page?_pageid=53,31723&_dad=portal&_schema=PORTAL&id_doc=29).
- Reynolds, J.M., 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons, Ltd.

- Robinson, E.A. e Clark, D., 2006. Basic Seismology 12 - Heron of Alexandria and Fermat's principle of least time. *The Leading Edge*, 25(5): 556-558.
- Rudman, A.J., Whaley, J.F., Blake, R.F. e Biggs, M.E., 1975. Transformation of resistivity to pseudovelocity logs. *AAPG Bull.*, 59: 1151-1165.
- Sahbi, H., Jongmans, D. e Charlier, R., 1997. Theoretical study of slope effects in resistivity surveys and applications. *Geophys. Prosp.*, 45: 795-808.
- Schmutz, M., Andrieux, P., Bobachev, A., Montoroi, J.P. e Nasri, S., 2006. Azimuthal resistivity soundings over a steeply dipping anisotropic formation. A case history in central Tunisia. *Journal of Applied Geophysics*, in press.
- Schön, J., 1983. *Petrophysik Physikalische Eigenschaften Von Gesteinen und Mineralen*. Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart.
- Schuster, G.T. e Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal traveltime inversion: Theory. *Geophysics*, 58(9): 1314-1323.
- Senos Matias, M. e Habberjam, G., 1986. The effect of structure and anisotropy on resistivity measurements. *Geophysics*, 51: 964-971.
- Senos Matias, M.J., Marques da Silva, M., Gonçalves, L., Peralta, C., Grangeia, C. e Martinho, E., 2004. An investigation into the use of geophysical methods in the study of aquifer contamination by graveyards. *Near Surface Geophysics*, 2004: 131-136.
- Seren, S.S., Kleberger, J. e Simsek, O., 2002. Engineering geological and geophysical investigation at the dam site, Cine/Turkey. In: M. Senos Matias e C. Grangeia (Editors), 8th Meeting EEGS-ES - Environmental and Engineering Geophysics, Aveiro, Portugal, 13-16.
- Sheehan, J., Doll, W. e Mandell, W., 2003. Evaluation of refraction tomography codes for near-surface applications. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*: 1235-1238.
- Sheriff, R.E. e Geldart, L.P., 1983. *Exploration Seismology*. Vol 2 - Data-processing and interpretation. Cambridge University Press.
- Sheriff, R.E., 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Geophysical References Series.
- Shön, J.H., 1998. *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. Pergamon.
- Silva, A.F., Rebelo, J.A. e Ribeiro, M.L., 1989. Carta geológica de Portugal à escala 1:50 000. Nota explicativa da Folha 11-C Torre de Moncorvo. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Stokoe, K.H.I., Joh, S.-H. e Woods, R.D., 2004. Some contributions of in situ geophysical measurements to solving geotechnical engineering problems. In: V.d.F. Mayne (Editor), *ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, Porto, 97-132.
- Strandenes, S., 1991. Rock physics analysis of the Brent Group Reservoir in the Oseberg Field, Stanford Rock Physics and Borehole Geophysics Project.
- Sumanovac, F. e Weisser, M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47(1): 13-28.

- Sunday, D., 2004. Fast winding number inclusion of a point in a polygon. 21-01-2005. [http://geometryalgorithms.com/Archive/algorithm\\_0103/algorithm\\_0103.htm](http://geometryalgorithms.com/Archive/algorithm_0103/algorithm_0103.htm).
- Szu, H. e Hartley, R., 1987. Fast simulated annealing. *Physics Letters A*, 122(3.4): 157-162.
- Tatham, R.T., 1982.  $V_p/V_s$  and lithology. *Geophysics*, 47: 336-344.
- Taylor, R.W. e Fleming, A., 1988. Characterizing jointed systems by azimuthal resistivity surveys. *Ground Water*, 26: 464-474.
- Taylor, S. e Barker, R., 2006. Modelling the DC electrical response of fully and partially saturated Permo-Triassic sandstone. *Geophys. Prosp.*, 54: 351-367.
- Tsallis, C. e Stariolo, D.A., 1996. Generalized simulated annealing. *Physica, A* 233: 395-406.
- Tsourlos, P.I., J.E., S. e Tsokas, G.N., 1999. The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays. *Geophysics*, 64: 1357-1363.
- Turesson, A., 2006. Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity. *Journal of Applied Geophysics*, 58: 99-111.
- Van Nostrand, R.G., 1953. Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. *Geophysics*, 18: 423-433.
- Van Overmeeren, R.A., 1987. The plus-minus method for rapid field processing by portable computer of seismic refraction data in multi-layer groundwater studies. *First Break*, 5(3): 83-94.
- Van Overmeeren, R.A., 2001. Hagedoorn's plus-minus method: the beauty of simplicity. *Geophys. Prosp.*, 49(6): 687-696.
- Vasudevan, K., Wilson, W.G. e Laidlaw, W.G., 1991. Simulated annealing statics computation using an order-based energy function. *Geophysics*, 56(11): 1831-1839.
- Vickery, A. e Hobbs, B.A., 2003. Resistivity imaging to determine clay cover and permeable units at an ex-industrial site. *Near Surface Geophysics*, 1: 21-30.
- Vidale, J., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78: 2062-2076.
- Vinegar, H.J. e Waxman, M.H., 1984. Induced polarisation of shaly sands. *Geophysics*, 49(8): 1267-1287.
- Vita, P., Agrello, D. e Ambrosino, F., 2006. Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic depositis surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. *J. Appl. Geophysics*, in press.
- Vozoff, K. e Jupp, D.L.B., 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42: 977-991.
- Watson, K. e Barker, R., 1999. Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset Wenner soundings. *Geophysics*, 64: 739-745.
- Waxman, M.H. e Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Trans. Am. Inst. Min., Metall. & Petr. Eng.*, 243(Part II): 107-122.

- Wempe, W.L., 2000. Predicting flow properties using geophysical data: improving aquifer characterization. PhD Thesis, Stanford University.
- Whitman, R.V., 1970. Response of soils to dynamic loading. Relatório Eng. 244, Final Report Contract DA-22-079.
- Wood, A.B. (Editor), 1957. Textbook of sound; Being an Account of the Physics of Vibrations with Special Reference to Recent Theoretical and Technical Developments. Neil & Co. Ltd, Edimburgh, 610 pp.
- Woods, 1991. Soil properties for shear wave propagation. In: J.M.H.e. al. (Editor), Shear Waves in Marine Sediments. Kluwer Academic Press, pp. 29-39.
- Worthington, P.F., 2001. The influence of formation anisotropy upon resistivity-porosity relationships. *Petrophysics*, 42(2): 83-92.
- Wyllie, M.R.J., Gregory, A. R. e Gardner, I. W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1): 41-70.
- Xu, S. e White, R.E., 1996. A physical model for shear-wave velocity prediction. *Geophys. Prosp.*, 44: 687-717.
- Yamaguchi, Y. e Satoh, H., 2004. Evaluation of grouting effect with seismic tomography considering grouting mechanism. In: V.d.F. Mayne (Editor), *ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, Porto, 615-622.
- Zelt, C.A. e Barton, P.J., 1998. 3D seismic refraction tomography: a comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 103: 7187-7210.
- Zelt, C.A. e Smith, R.B., 1992. Seismic Traveltime Inversion for 2-D Crustal Velocity Structure. *Geophysical Journal International*, 108(1): 16-34.
- Zhdanov, M.S. e Keller, G.V., 1994. The geoelectrical methods in geophysical exploration. *Methods in geochemistry and geophysics*, 31. Elsevier.
- Zogala, B., Zuberek, W.M., Wzientek, K. e Rusin, M., 2003. Application of geoelectrical methods to the location of hydrocarbon contaminations at the former military range. In: S. Mares e L. Pospisil (Editors), *9th Meeting Environmental and Engineering Geophysics*, Prague, P-028.

